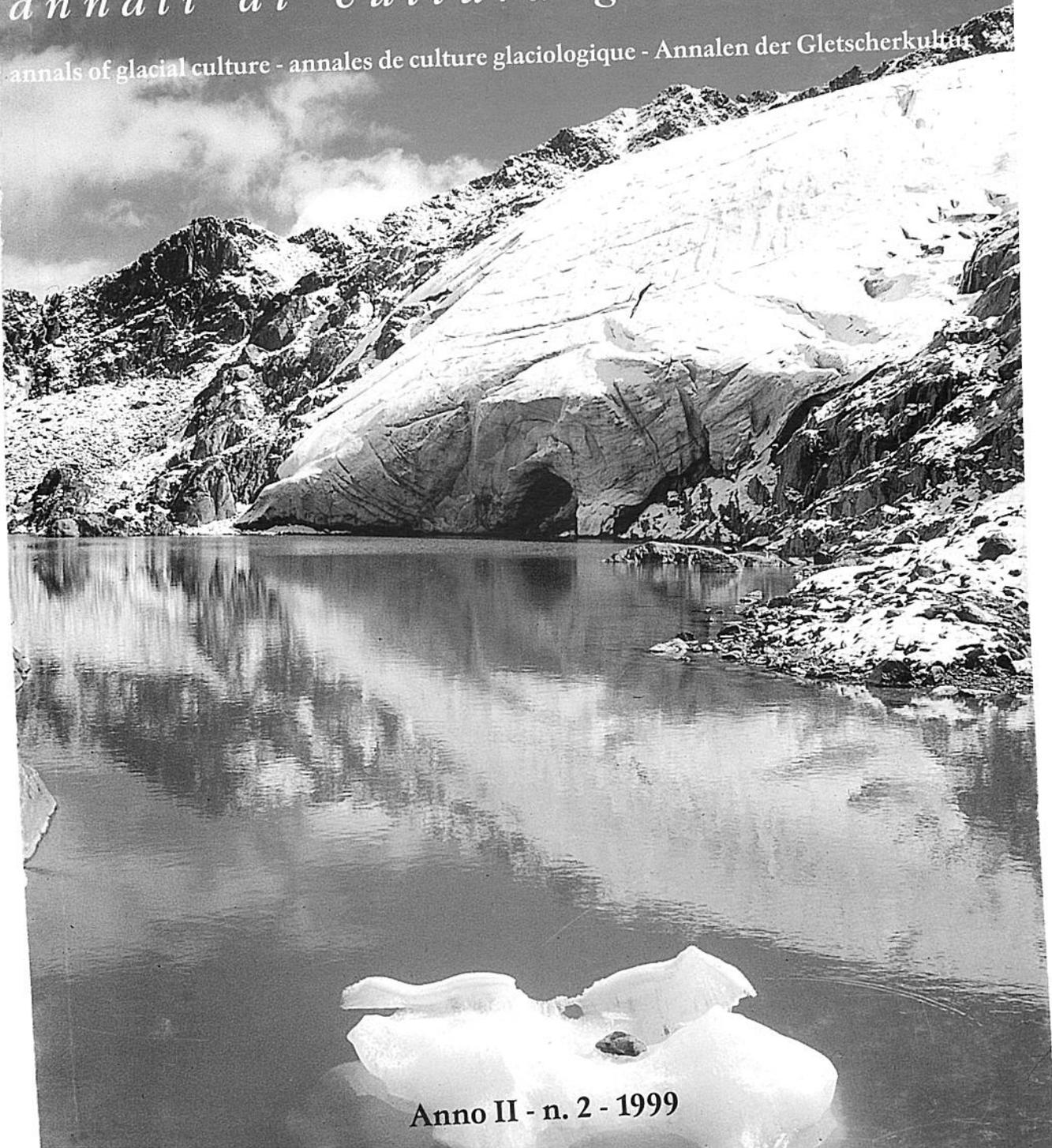


Terra glaciālis

annali di cultura glaciologica

annals of glacial culture - annales de culture glaciologique - Annalen der Gletscherkultur



Anno II - n. 2 - 1999

*“..... in una regione così vasta
e colma di avventure
che non può essere toccata
dalla meschina frontiera
che separa la vita dalla morte”
(Luis Sepúlveda, Patagonia Express)*

TERRA GLACIĀLIS

Periodico scientifico annuale
Autorizzazione del Tribunale di Milano
N° 546 del 28 luglio 1998
Direttore responsabile: Luca Arzuffi

Comitato scientifico:

Antonio Galluccio, Luca Bonardi, Claudio Smiraglia,
Andrea Almasio, Claudio Lugaresi, Guido Catasta

Segreteria:

Paola Maria Gorni, Stefania Zocchetti

Impaginazione e grafica:

Cristina Ciapparelli, Antonio Galluccio,
Angelo Meani

Amministrazione:

Barbara Bonantoni

Organizzazione:

Carlo Lonardo, Alessandro Galluccio, Giovanna Mainardi, Massimo Merati

Diffusione:

Cristina Migliorero, Claudio Smiraglia, Valerio Panci

Traduzioni

Francesca Ferroni (inglese e tedesco)
Paola Maria Gorni e Silvia Zocchetti (francese)

Cartografia:

Antonio Galluccio, Silvia Zocchetti

Collaborazioni:

Gli operatori glaciologici del Servizio Glaciologico Lombardo e
del Servizio Glaciologico Alto Adige (Club Alpino Italiano).

Copyright © 1999 Associazione S.G.L. – Servizio Glaciologico Lombardo

I diritti di traduzione, di riproduzione
e di adattamento totale o parziale, con qualsiasi mezzo
(compresi i microfilm e le copie fotostatiche)
sono riservati per tutti i paesi.

Milano, giugno 1999

In copertina: *Vedretta Serana (Ortles-Cevedale, Val Martello, Italia), fronte settentrionale: piccolo lago proglaciale con blocchi di ghiaccio galleggiante. Questo settore del ghiacciaio, difficilmente raggiungibile, è stato rivisitato a distanza di 14 anni dall'ultimo controllo (1984). All'epoca, la fronte a falesia si estendeva lungo l'intera sponda del lago, mentre attualmente la sua larghezza è ridotta a meno di un terzo. (F. Secchieri, 6 settembre 1998).*

TERRA GLACIĀLIS

annali di cultura glaciologica

annals of glaciological culture – annales de culture glaciologique – Annalen der Gletscherkultur

Anno II - n° 2

1999

**Servizio Glaciologico Lombardo
Milano - Italia**

Sede legale: via Piave 6, Oreno di Vimercate, 20059 (MI), ++39 039 6851766
Sede organizzativa e coordinamento scientifico: via Giambellino 102, 20147 Milano, ++39 02 4236691
<http://www.sgl.it>

opera realizzata con il contributo di:

CLUSTER s.r.l.



ZURIGO

opera realizzata con il contributo di:

FASA s.r.l., vicolo Rossetti, 3 – 20021 Bollate (Mi)

SAMP s.r.l., via Boccioni, 9-11 – 20052 Monza (Mi)

PB IMPEL s.r.l., via Livatino, 16 – 20066 Melzo (Mi)

Alfredo Galluccio

Ennio Fossati

Avvertenze per gli autori

-La collaborazione a *Terra glacialis* è gratuita. L'opera redazionale si svolge in regime di volontariato. I proventi editoriali della pubblicazione vengono interamente utilizzati per il finanziamento dei numeri successivi.

- Fornitura del materiale:
- dimensioni del testo: libere
 - presentazione del testo: su supporto magnetico
 - fotografie: diapositive
 - grafici e figure: su supporto magnetico
 - abstract: in lingua madre e in inglese
- Contatto preliminare:
- posta elettronica al seguente indirizzo: sgl.terraglacialis@cluster.it
 - via telefono (+39 02 4236691)

Note to the authors

The contribution to *Terra glacialis* is free of charge. The editorial work is based on free collaboration. All profits will be entirely used to finance the next issues.

- Supply of material:
- text dimension: free
 - text format: floppy disk
 - pictures: slides
 - graphs and drawings: floppy disk
 - abstract: mother tongue and english
- Preliminary contact:
- e-mail: sgl.terraglacialis@cluster.it
 - phone number: +39 02 4236691

EDITORIALE

Oltre. Oltre l'anno 2000: l'alba del nuovo millennio è alle porte e reca con sé dubbi, preoccupazioni e speranze sul futuro più o meno prossimo. In questo momento di svolta epocale, tutti, società e singoli individui, sono stimolati a tracciare bilanci e a pensare al futuro del pianeta, delle comunità umane, della vita di ciascuno.

Queste pagine escono quindi gravate da un interrogativo: quale il senso di occuparsi di montagna, di territorio alpino, di glaciologia, temi che di fronte agli eventi storici, ai conflitti che interessano milioni di persone nel mondo vicino a noi appaiono così piccoli, quasi futili?

Se non ci lasciamo schiacciare, annichilire dai grandi problemi che scuotono il pianeta, possiamo trovare il senso delle nostre piccole cose, e quindi anche di queste pagine, in quella scintilla che alimenta la passione delle tante persone che si muovono nel campo della ricerca. Quella scintilla che potremmo riconoscere nella curiosità, una curiosità stupita, entusiasta, simile a quella dei bambini di fronte al mondo, un interesse che stimola anche quanti, per lavoro o per diletto, ad esempio, dedicano all'ambiente glaciale il loro tempo, le loro energie, le loro risorse intellettuali e umane.

La grande ambizione di Terra Glaciális è forse proprio quella di raccogliere e ospitare parte di questa passione, proiettando il nostro interesse monotematico in un ambito più allargato, che riesca a spingersi *oltre*. Un *oltre* temporale, nella speranza che il piccolo tassello costituito dal nostro lavoro possa essere un contributo, anche in futuro, alla conoscenza di un ambiente, quello naturale, tanto affascinante quanto complesso; un *oltre* geografico, dimostrato dall'interesse verso il nostro territorio ma anche verso territori lontani, luoghi a volte remoti, irraggiungibili chimere, ma poi, nei fatti, così vicini a noi nel "villaggio globale" in cui viviamo; un *oltre* culturale, infine, nella costante ricerca di un taglio pluridisciplinare per queste pagine, con l'obiettivo di gettare uno sguardo sull'ambiente glaciale che non sia solo specialistico, scientifico, ma sappia coinvolgere più competenze e carismi.

L'apertura a questi *oltre*, luoghi mentali prima che fisici, è un'esigenza primaria, sia nell'ambito della ricerca scientifica, che non vive se relegata e chiusa in se stessa, sia nell'ambito, più generale, della divulgazione scientifica, nella speranza di riscuotere sempre maggior interesse nell'ampio spettro di pubblico cui gli *annali di cultura glaciologica* si rivolgono.

In questo secondo numero un notevole spazio è dedicato ai luoghi *oltre*: dagli immensi "dome" dell'Antartide, terra di una ricerca sempre più in espansione, ai piccoli ghiacciai della Germania e alla proposta di visita del Ghiacciaio Perito Moreno in Patagonia, luogo remoto per eccellenza. Un aggiornamento sui crolli frontali del Ghiacciaio di Rasica Est in Valmasino e un interessantissimo contributo sul raro fenomeno del *calderone del ghiacciaio* osservato nel 1998 al Ghiacciaio di Fellaria Ovest, in Valmalenco, presentano tematiche locali ma rilevanti ai fini della conoscenza dell'evoluzione della copertura glaciale sulle Alpi nell'attuale fase climatica. Se da un lato infatti la ricerca si muove per capire i grandi mutamenti climatici globali, dall'altro siamo convinti dell'utilità di saper leggere, dentro le miniature di quei codici ambientali che sono i ghiacciai, i particolari di una storia naturale che sfugge al tempo umano: una pretesa, forse, dettata

dalla voglia di andare, anche qui, *oltre*, al di là del tempo che ci è concesso su questa Terra, riuscendo ad inquadrare il nostro piccolo vissuto in un disegno globale più ampio.

In questo numero, presentiamo inoltre un contributo sul glacialismo di un settore alpino, quello delle Alpi Orobie, forse un po' negletto ma ricco di sorprese; grande spazio è riservato ai resoconti delle campagne glaciologiche 1998 in Lombardia (con una approfondita nota nivo-meteorologica) e in Alto Adige, quest'anno presentate con nuove modalità. Chiude questo numero la rassegna glaciologica internazionale, che offriamo come strumento ai cultori di una materia che anche presso i media riscuote sempre un grande interesse.

Speriamo, con il nostro sforzo, di migliorare Terra Glaciālis nel contenuto e nella forma, di raggiungere un pubblico sempre più vasto di appassionati dell'ambiente montano e non solo, nell'intento di riuscire a condurlo, insieme a noi, verso quegli spazi *oltre*, oltre il quotidiano, oltre la routine - in quel luogo di sogno che René Daumal identificava con il suo *Monte Analogo* - dove c'è ancora spazio per l'Idea che spinge ciascuno sul suo cammino.

Luca Arzuffi

Milano, 6 maggio 1999

ABSTRACT

In questo momento di svolta epocale - alle soglie del nuovo millennio - si può riscoprire il senso dell'interesse verso l'ambiente glaciale nella passione che muove coloro che sono coinvolti nella ricerca in questo campo e che può spingere *oltre*, in senso temporale, geografico, culturale, aprendosi - soprattutto mentalmente - al mondo, a realtà lontane e vicine. Terra Glaciālis, in questo secondo numero ricco di contributi, propone uno sguardo su alcune di queste realtà, nell'intento di raccogliere competenze, risorse e conoscenze che diano un maggior respiro alla ricerca glaciologica. Parola chiave: *ricerca glaciologica*.

At this specific epochal turning point - on the edge of the new millennium - one can rediscover the origin of the interest in the glacial environment into the passion involving all those who deal with the research in this sector and driving farther on, from a temporal, geographic and cultural point of view to open - mentally - to the world, to close and far-away realities. The second issue of Terra Glaciālis, made with lots of contributions, offers an overall view on some of these realities with the aim of gathering experience, resources and knowledge which could improve the glacier research. Key word: *glacier research*

En ce moment de tournant d'une époque - au début d'un nouveau millénaire - on peut découvrir la signification de l'intérêt pour le milieu glaciaire dans la passion qui met en mouvement ceux qui sont impliqués dans la recherche dans cet domaine et qui peut pousser "plus loin", en sens temporal, géographique, culturel, en s'ouvrant - surtout avec l'esprit - au monde, à réalités lointaines et voisines. Terra Glaciālis, en ce numéro deux riche de contribution, va proposer un regard sur certaines de ces réalités, dans le but de recueillir compétences, ressources et connaissances qui donnent une haleine à la recherche glaciologique. Mot clé: *recherche glaciologique*

An diesem Wendepunkt - vor der Tür eines neuen Jahrtausends - kann man die Bedeutung des Interesse für die Gletscherumwelt in der Leidenschaft, die diejenige reizt, die sich mit der Gletscherforschung beschäftigen, und die weiter fort vom zeitlichen, geographischen, kulturellen Gesichtspunkt aus treiben kann, indem sie sich geistig zur Welt und zu nahen und fernen Realitäten öffnet. Die zweite Nummer von Terra Glaciālis, die dank vieler Beiträge verfasst worden ist, bietet einen Überblick auf einigen dieser Realitäten an, um Erfahrung, Fähigkeiten und Kenntnisse zu sammeln und deswegen die Gletscherforschung zu vervollkommen. Schlüsselwörter: *Gletscherforschung*

PECULIARITA' DELLA GLACIOLOGIA ANTARTICA

Con la sua posizione polare e con una superficie prossima ai 14 milioni di km², quasi interamente ricoperti da una calotta di ghiaccio con spessore medio di 2 km e massimo di 4800 m, l'Antartide si propone come un continente che non ha confronti nell'ambito del nostro Pianeta. Mezzo secolo di ricerche scientifiche e soprattutto gli sviluppi degli ultimi due decenni hanno sempre più evidenziato l'importanza di questo continente nell'ambito degli studi sui cambiamenti climatici e ambientali a livello globale. Il ghiaccio antartico, che racchiude la quasi totalità del ghiaccio terrestre (oltre l'89%) e circa il 70% dell'acqua dolce terrestre, non solo condiziona il clima, la circolazione atmosferica e la circolazione oceanica dell'emisfero meridionale, ma fa sentire i propri effetti anche nell'emisfero settentrionale. Qui infatti arrivano masse d'acqua fredda originatesi ai bordi della calotta antartica che influenzano in misura massiccia il clima dell'emisfero boreale.

Inoltre l'Antartide rappresenta il più importante archivio naturale per lo studio dell'atmosfera terrestre a scala geologica recente. Ciò grazie alle caratteristiche fisiche e chimiche del suo ghiaccio. Il ghiaccio antartico, così come quello della Groenlandia, è un ghiaccio "freddo", derivato cioè dalla trasformazione della neve con temperature costantemente inferiori a 0°C. Il più importante processo della prima fase del metamorfismo della neve in ghiaccio sia per i ghiacciai polari sia per quelli delle regioni temperate è la compattazione. Con questo processo i singoli cristalli mutano la propria posizione rispetto agli altri cristalli a causa della pressione degli strati sovrastanti. In tal modo si riduce la porosità e la densità arriva a 0,55 g/cm³.



Foto 1: il paesaggio glaciale della Terra Vittoria Settentrionale (C. Smiraglia - PNRA, 1994).

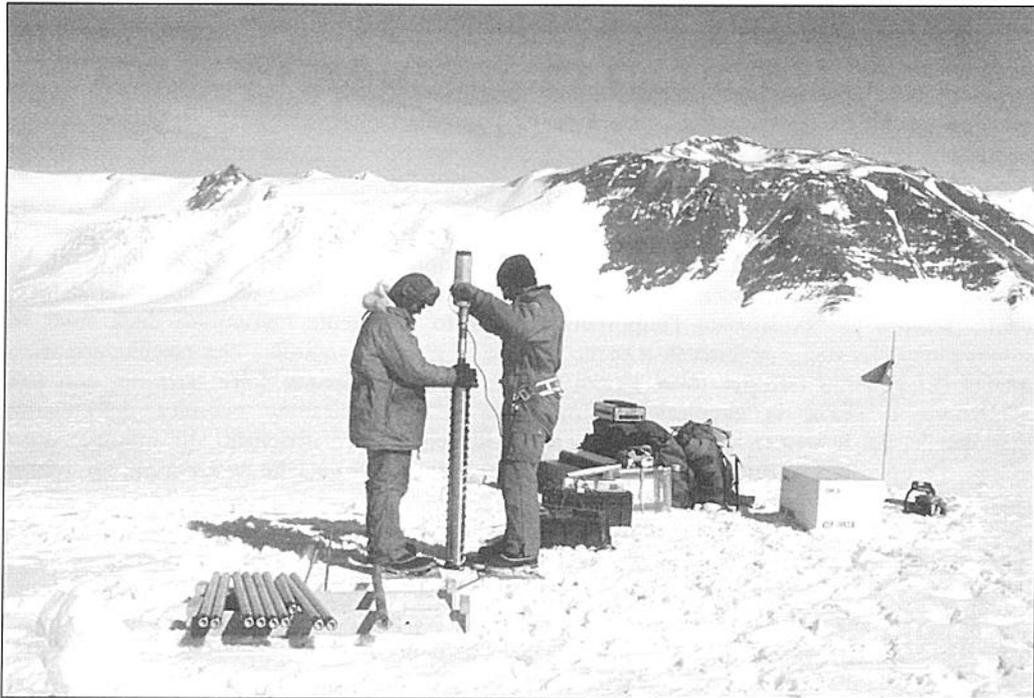


Foto 2: perforazioni leggere per carotaggi superficiali (qualche decina di metri di profondità) sul Ghiacciaio Campbell (Terra Vittoria Settentrionale) (C. Smiraglia - PNR, 1998).

Sui ghiacciai delle regioni temperate, dove durante l'estate le temperature salgono normalmente al di sopra di 0° , alla compattazione si aggiungono cicli numerosi di fusione e rigelo che aumentano la dimensione dei cristalli ed eliminano le porosità. In breve tempo (pochi anni) si forma ghiaccio compatto con densità di $0,90 \text{ g/cm}^3$. La percolazione delle acque di fusione produce tuttavia un rimescolamento ed una omogeneizzazione delle caratteristiche chimiche di ogni strato nevoso.

Nei ghiacciai polari, invece, il metamorfismo, che avviene molto più lentamente (può impiegare secoli o addirittura millenni), si verifica con temperature costantemente inferiori a 0°C e quindi senza fusione e rimescolamento. Ne derivano così due importanti effetti: 1) le caratteristiche che la neve ha acquisito nella massa d'aria dove si è formata si conservano nel ghiaccio in una ordinata successione di strati; 2) i meccanismi di trasformazione della neve in ghiaccio isolano all'interno dei singoli cristalli bolle d'aria del passato. Effettuando perforazioni in siti appositamente scelti, è dunque possibile estrarre sequenze verticali continue di campioni di ghiaccio o di nevato (dette "carote"), derivanti dalla neve accumulatasi nel tempo e contenenti informazioni sull'atmosfera antica. I siti più adatti per queste perforazioni consistono nelle culminazioni di domi o calotte di ghiaccio polare, dove i flussi divergenti sono lentissimi o inesistenti e dove vi è un assottigliamento degli strati con la profondità, ma viene conservata l'originaria stratificazione orizzontale.

Il ghiaccio antartico, ma anche quello groenlandese e quello delle sommità più elevate delle catene montuose, costituisce dunque un archivio unico e insostituibile della storia dell'atmosfera del nostro Pianeta da qualche centinaio di anni a qualche centinaio di migliaia di anni fa. Gli strati contengono, con una successione che può essere datata, informazioni sul clima e campioni di gas, come indicato nella tabella 1, tratta con semplificazioni da Orombelli, 1996.

ATMOSFERA	CAROTE DI GHIACCIO
Temperature	Isotopi dell'idrogeno, isotopi dell'ossigeno
Precipitazioni	Isotopi dell'idrogeno, isotopi dell'ossigeno, spessore degli strati annuali
Aerosol naturali (derivanti da continenti, oceani, vulcani, biosfera)	Ioni di alluminio, calcio, sodio, idrogeno, solfati, nitrati, polvere atmosferica, ceneri vulcaniche
Aerosol antropici	Solfati, nitrati, piombo, metalli in traccia, fallout radioattivo, composti organici
Circolazione atmosferica	Particelle di polvere
Gas naturali e antropici	Ossigeno, azoto, anidride carbonica, metano, biossido d'azoto

Tab. 1: parametri fisici e chimici dell'atmosfera e corrispondenti segnali contenuti nelle carote di ghiaccio.

Gli isotopi stabili dell'ossigeno e dell'azoto, in particolare, costituiscono la base per la ricostruzione delle temperature antiche, poiché esiste una relazione accertata fra le temperature medie annue dell'aria atmosferica e le medie degli isotopi dell'ossigeno e dell'idrogeno della neve depositata.

La datazione dei singoli strati viene effettuata con numerosi metodi che coprono sequenze temporali diverse e offrono una precisione diversificata. In molti casi, quando le precipitazioni nevose sono sufficientemente elevate, è possibile individuare segnali stagionali che permettono di determinare gli accumuli annui. In tal modo, semplicemente conteggiando le sequenze stagionali, si realizza una cronologia che si estende fino a decine di migliaia di anni fa. Come controllo delle sequenze temporali si utilizzano livelli di età nota, ad esempio depositi di ceneri vulcaniche derivanti da eruzioni conosciute. Con tali metodi, in particolare con la stratigrafia isotopica, si può risalire fino a 250.000 anni dal presente. Le sequenze più antiche vengono tuttavia confrontate o anche totalmente ricostruite con metodi di modellistica teorica (i cosiddetti "modelli di flusso"), che mettono in relazione caratteristiche e velocità del flusso glaciale con la profondità del campione di ghiaccio. I principali segnali stagionali, la loro variazione in rapporto alla stagione estiva o invernale e la loro origine sono indicate nella tabella 2 (tratta con semplificazioni da Orombelli, 1996).

Segnale stagionale	Inverno	Estate	Origine
Stratigrafia visibile	Decremento	incremento	insolazione estiva
Isotopi stabili	Decremento	incremento	temperatura
Acido metansolfonico	Decremento	incremento	fitoplancton marino
Nitrati	Decremento	incremento	incendi, processi fotochimici
Acqua ossigenata	Decremento	incremento	processi fotochimici
Strati di polveri	Incremento	decremento	circolazione atmosferica, velocità del vento
Acidità (conducibilità elettrica)	Decremento	incremento	circolazione atmosferica
Ammonio	Decremento	incremento	decomposizione materia organica, incendi, fertilizzanti

Tabella 2. Segnali stagionali nelle carote di ghiaccio antartiche

Le perforazioni effettuate in Antartide nell'ultimo mezzo secolo sono ormai numerosissime; quelle che sfiorano o superano il chilometro di profondità sono tuttavia in numero limitato. Nella tabella 3, tratta da Orombelli, 1996, sono indicati i siti delle perforazioni più profonde in Antartide con le loro principali caratteristiche.

SITO E DATA	ALTITUDE in m	SPESSORE GHIACCIO in m	TASSO DI ACCUMULO ANNUO g/cm ²	TEMP. MEDIA ANNUA in °C	SCALA TEMPORALE in migliaia di anni	LUNGHEZZA CAROTA in m
Vostok 78°40' S, 106°48'E 1996	3490	3700	2,3	-56	450.000	3350
Dome C 74°40' S, 124°10'E 1978	3240	3400	3,4	-53	40.000	905
Byrd Station 79°59' S, 120°01'W	1530	2163	16	-28	70.000	2163

Tabella 3. Principali perforazioni profonde in Antartide

Fra le carote recuperate la più nota e la più studiata in dettaglio è sicuramente quella di Vostok. Presso la base russa omonima le operazioni di perforazione cominciarono nel 1970 e raggiunsero una profondità di 2755 m nel 1993 e di 3350 m nel 1996. Le analisi dettagliate sui campioni di ghiaccio si estendono fino a 240.000 anni fa. E' stato già possibile tuttavia ottenere informazioni a grandi linee sulla storia climatica degli ultimi 450.000 anni. Si sono osservati in particolare quattro grandi cicli climatici, con oscillazioni da condizioni glaciali della durata di circa 100.000 anni a condizioni interglaciali della durata di circa 10.000 anni; è anche emersa l'asimmetria di questi cicli, con passaggi lenti (decine di migliaia di anni) da fasi calde a fasi fredde e transizioni brusche (qualche millennio) tra glaciale e interglaciale.

I ricercatori, soprattutto francesi, hanno studiato in particolare gli ultimi 200.000 anni mettendo in evidenza come la penultima glaciazione sia culminata verso 140.000 anni fa presentando temperature medie inferiori di poco più di 5°C a quelle attuali e come si sia verificata una rapida transizione verso l'ultimo interglaciale (indicato con il nome di Eemiano), durato circa 15.000 anni con temperature medie più alte di 2°C rispetto all'attuale. All'Eemiano ha fatto seguito una lunga fase glaciale culminata circa 20.000 anni fa (il Würm, per usare la tradizionale nomenclatura alpina), anch'essa seguita circa 11.000 anni fa con una rapida variazione climatica dall'attuale periodo caldo interglaciale, denominato Olocene. Fra i numerosi dati emersi dalla carota di Vostok, il riscaldamento dell'Eemiano appare di notevole interesse; si tratta infatti di un periodo più caldo dell'attuale, le cui condizioni termiche potrebbero essere paragonabili a quelle previste per il prossimo secolo in rapporto all'incremento termico ad opera delle attività umane (effetto serra).

Seppur con lievi anticipi rispetto a quanto emerso dalle analisi delle carote groenlandesi, anche in Antartide si osserva la netta transizione fra l'ultimo massimo glaciale e l'Olocene. Quest'ultimo periodo inizia circa 11.500 anni fa e rappresenta un intervallo di tempo favorevole durante il quale si è verificato lo sviluppo dell'umanità; è un periodo in cui il clima si presenta sostanzialmente stabile, anche se con differenze a livello regionale e con variazioni di lieve entità e di modesta durata. Variazioni climatiche hanno, ad esempio, interessato le regioni delle basse latitudini, come il Sahara, passato da condizioni di savana a quelle attuali di pieno deserto. E' proprio su questa variabilità olocenica, anche se limitata, che si stanno sovrapponendo gli incrementi termici del XX secolo, attribuiti all'aumento dei gas serra per cause antropiche.

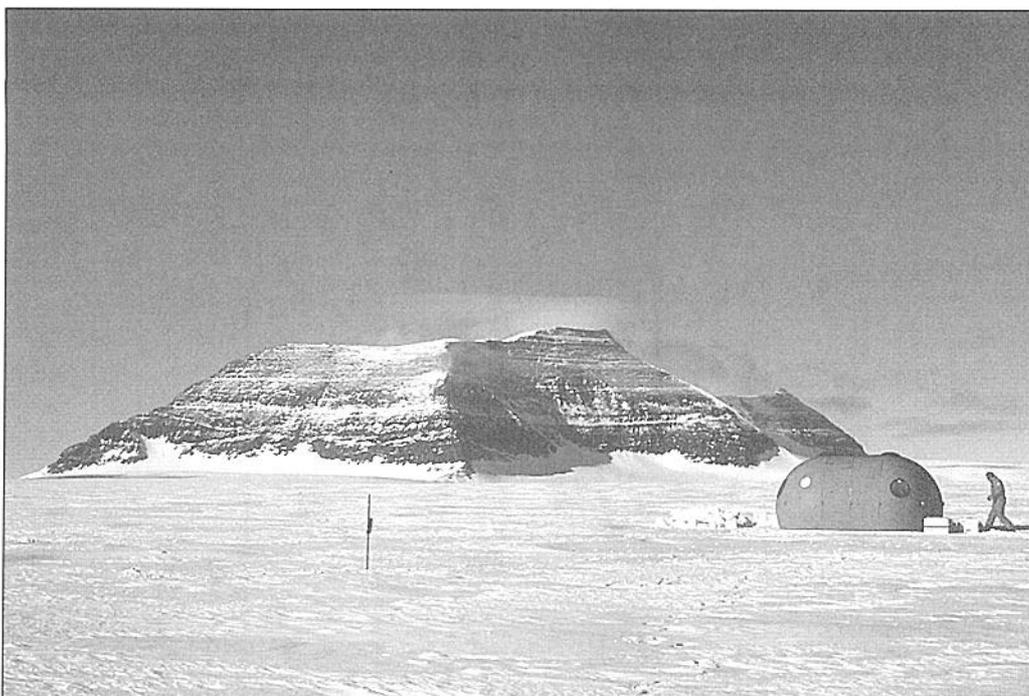


Foto 3: base temporanea per carotaggi leggeri (Ghiacciaio Campbell Superiore, Terra Vittoria Settentrionale) (C. Smiraglia - PNRA, 1998).

Oltre a fornire informazioni precise sulle oscillazioni termiche, i ghiacci antartici stanno contribuendo in misura essenziale alla conoscenza del sistema climatico in generale, della sua evoluzione e delle alterazioni causate dall'uomo all'atmosfera. In particolare mediante l'analisi delle bolle d'aria contenute nel ghiaccio, si è constatato che negli ultimi tre secoli la concentrazione nell'atmosfera di anidride carbonica e di metano è aumentata rispettivamente del 30% e del 140% e che la quasi totalità di questo incremento è avvenuta nel XX secolo. Si è inoltre dimostrato che mai nella storia della Terra delle ultime centinaia di migliaia di anni si sono avute concentrazioni di quel livello dei gas serra citati e mai si sono avuti incrementi di tali dimensioni in tempi così ristretti. Incrementi nei ghiacci antartici e in quelli groenlandesi sono stati evidenziati anche per altri inquinanti, come il piombo, i solfati, i nitrati, composti organici, acqua ossigenata (tabella 4, tratta da Orombelli, 1996 con semplificazioni).

SPECIE	LIVELLO PREINDUSTRIALE	LIVELLO ATTUALE
Solfati	26 nanogrammi/g	85 ng/g (1950-1989)
Nitrati	68 ng/g	120 ng/g (1950-1989)
Fluoro	0,06 ng/g	0,19 ng/g (1950-1989)
Piombo	1 picogrammo/g	259 pg/g (anni Sessanta)
acqua ossigenata	4 milliMoli (1750-1960)	5 mM (1960-1989)

Tabella 4. Variazioni di alcune specie chimiche nell'ultimo secolo

Le carote di Vostok hanno anche evidenziato la concomitanza fra incrementi della temperatura ed aumento della concentrazione dei gas serra e la correlazione inversa fra aumento delle polveri in sospensione nell'atmosfera e aumento della temperatura. E' emersa inoltre l'instabilità del sistema climatico con possibilità di cambiamenti anche sensibili in tempi brevi, modificando così la concezione spesso diffusa di una sostanziale stabilità del clima, almeno a scala storica.

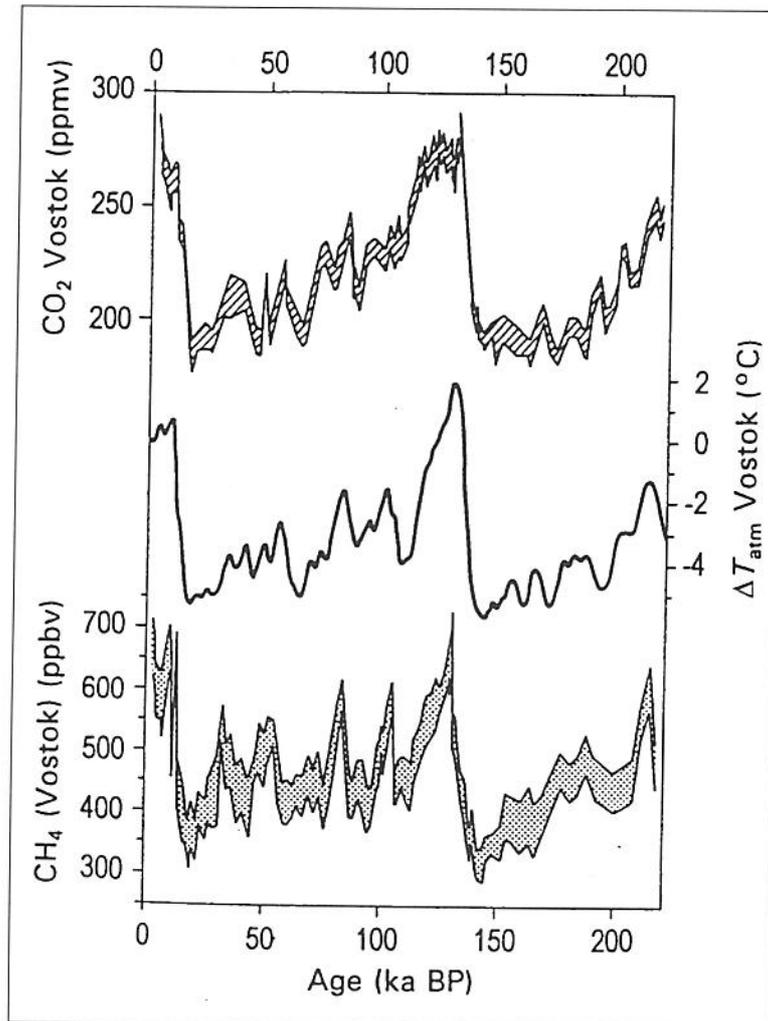


Fig. 1: variazioni della temperatura dell'atmosfera e delle concentrazioni di anidride carbonica e metano nella carota di Vostok (da Jouzel et alii, 1993, in Orombelli, 1996, ridisegnato).

Queste conoscenze appaiono di enorme importanza per ogni tentativo di previsionalità climatica, in un momento in cui i segnali di un'influenza antropica sull'aumento della temperatura in atto diventano ogni anno più evidenti. In effetti si può ipotizzare che la temperatura media della Terra continuerà ad aumentare nel prossimo futuro con un incremento di 2°C alla fine del prossimo secolo. La conoscenza delle trasformazioni antiche dell'ambiente antartico sarà dunque di vitale importanza per prevedere i mutamenti futuri. A questo proposito l'incremento del livello

marino in rapporto ad una possibile fusione della calotta antartica costituisce sicuramente uno dei temi più delicati per l'impatto che questo fenomeno potrebbe avere sulla distribuzione degli insediamenti umani.

Anche l'Italia ormai da quasi un quindicennio sta portando avanti ricerche in questo campo nell'ambito del Progetto Nazionale di Ricerche in Antartide. La base di Baia Terra Nova sul Mare di Ross ospita ogni anno decine di ricercatori impegnati nello studio del clima e di ghiacci dell'Antartide. A queste ricerche si sono aggiunti recentemente altri progetti in parte già attuati. Fra questi il Progetto EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica), finanziato dall'Unione Europea per una perforazione profonda a Dome C, al quale l'Italia partecipa massicciamente sia a livello organizzativo sia a livello scientifico, per raggiungere una profondità di oltre 3000 m campionando ghiaccio risalente a 400-500.000 anni fa; durante la stagione 1998-1999 un team italo-francese ha raggiunto a Dome C la profondità di quasi 800 m, recuperando una sequenza quasi completa di carote di ghiaccio.

Altro progetto è ITASE (International Transantarctic Scientific Expedition) che prevede di coprire l'Antartide con traverse terrestri che dovrebbero raccogliere carote superficiali (fino a 100 m di profondità) per studiare in dettaglio su vaste aree le caratteristiche climatiche degli ultimi mille anni. L'Italia nella stagione 1998-99 ha realizzato tutti gli obiettivi previsti, congiungendo con una traversa la Base di Baia Terra Nova con la base di Dome C e raccogliendo centinaia di metri di carote di ghiaccio.

L'Antartide permette dunque di studiare in modo completo e con un dettaglio ineguagliabile il clima e l'atmosfera del recente passato geologico, offrendo la possibilità di comprendere meglio il funzionamento del sistema climatico. Si tratta di uno strumento insostituibile per ogni previsione attendibile dei cambiamenti climatici che ci attendono in un futuro probabilmente non molto lontano.

INDICAZIONI BIBLIOGRAFICHE

- Orombelli G. (1996) - *Climatic records in ice cores*. Terra Antartica, 3 (2), pp. 63-75.
- Orombelli G. (1998) - *Glaciologia e Paleoclima*. Atti della Conferenza Nazionale sull'Antartide, Roma, 22-23 settembre 1998, pp. 11-21.
- Orombelli G. (1998) - *Dall'Antartide il passato e il futuro del clima*. Atti della Conferenza Nazionale sull'Antartide, Roma, 22-23 Settembre 1998.
- Smiraglia C. (1994) - *Ghiacciai polari e ghiacciai montani: contributo e complementarietà dei diversi ambiti crosferici nello studio dei cambiamenti climatici globali*. Atti del Seminario su "Il ruolo delle aree remote nello studio dei cambiamenti globali", Roma, 23 Marzo 1993, pp. 27-35.
- Smiraglia C. (1996) - *I ghiacciai polari, grandi archivi della storia del clima terrestre*. Atti del Convegno su "Archivi glaciali. Le variazioni climatiche e i ghiacciai", Courmayeur, 2-3 Settembre 1995, pp. 69-88.

ABSTRACT

L'Antartide è il più importante archivio naturale per lo studio dell'atmosfera terrestre a scala geologica recente. Grazie alle caratteristiche fisiche e chimiche del ghiaccio antartico (ghiaccio freddo con inclusi aerei), infatti, possono essere ricostruiti sia le condizioni climatiche sia lo stato dell'atmosfera degli ultimi 450.000 anni. Le perforazioni della calotta antartica hanno così permesso di stabilire che, in questo arco di tempo, si sono susseguiti 4 periodi glaciali di circa 100.000 anni, intervallati da fasi interglaciali più brevi. Il penultimo periodo interglaciale (Eemiano), precedente la glaciazione di Würm, presentò temperature medie di 2 °C più alte rispetto all'attuale. I dati relativi ai periodi più recenti confermano il fortissimo incremento dei gas-serra nell'ultimo secolo. La partecipazione italiana ai progetti internazionali è molto attiva: nel biennio 1998-1999, un team italo-francese ha raggiunto la profondità di 800 m presso il Dome C. Inoltre, l'Italia prende parte al progetto ITASE, che prevede la raccolta di carote superficiali lungo traverse terrestri.

Parole chiave: *glaciologia antartica, carote di ghiaccio, archivi climatici.*

Antarctica is the most important natural archive for the research on Earth atmosphere at recent geological level. Thanks to the physical and chemical features of the antarctic ice (cold ice with air bubbles) researchers could go back to the weather conditions and the state of the atmosphere over the past 450.000 years. Through the drilling of the antarctic ice sheet they could find out that 4 ice ages of about 100.000 years followed each other with interglacial phases in between. The last interglacial phase but one (Eemiano) before the Würm Ice Age registered average temperatures which were 2 degrees lower than the present ones. Research data on more recent periods confirm a very strong increase in greenhouse gases in the past century. The Italian participation in international projects is very active: in the two years 1998-1999 an Italian-French team reached the depth of 800 m at the Dome C. Moreover, Italy takes part into the ITASE project involving the gathering of superficial cores along ground traverses.

Key words: *antarctic glacier research, ice cores, climatic archives*

L'Antartide rappresenta les archives naturelles les plus importantes pour l'étude de l'atmosphère de la Terre à l'échelle géologique récent. Grâce à les caractéristiques physiques et chimiques de la glace antarctique (glace "froide" avec l'air qui est contenu) donc, on peut reconstituer soit les conditions climatiques que l'état de l'atmosphère pendant les derniers 450.000 ans. Les forages de la calotte antarctique ont permis donc de fixer, qu'il y a eu, en ce temps là, 4 périodes glaciaires de 100.000 ans à peu près interrompues par des périodes plus courtes parmi les glaciations. La période avant-dernière parmi les glaciations (Eemiano), qui a précédé la glaciation de Würm, proposa des températures moyennes de 2 °C plus élevées qu'aujourd'hui. Les données, qui sont en relation avec les périodes plus récentes, vont confirmer l'augmentation très forte des "gas-serra" pendant ce siècle. Les Italiens ont participé très activement aux projets internationaux: pendant le 1998-1999, un team italo-français a gagné la profondeur d'800 m pres le Dome C. De plus, l'Italie fait partie du projet ITASE, qui prévoit la récolte de carottes superficielles le long des traverses de la terre.

Mots clés: *glaciologie antarctique, carottes de glace, archives climatiques*

Die Antarktis ist das wichtigste Naturarchiv für die Forschung der Erdatmosphäre auf letzter geologischer Ebene. Dank der physischen und chemischen Kennzeichen des antarktischen Eises (kaltes Eises mit Luftblasen) kann man nämlich auf das Klima und den Luftzustand der letzten 450.000 Jahren zurückgehen. Durch die Durchbohrungen des antarktischen Eispanzers hat man festgesetzt, daß 4 Eiszeiten von etwa 100.000 Jahren mit kürzeren Zwischeneiszeiten dazwischen aufeinanderfolgten. Die vorletzte Zwischeneiszeit (Eemiano) vor der Würmeiszeit verzeichnete Durchschnittstemperaturen, die 2° Grade höher als die heutigen sind. Die Ergebnisse der letzteren Zeiträume beweisen eine sehr starke Zunahme der Treibhausgase im letzten Jahrhundert. Die italienische Beteiligung an internationalen Projekten ist sehr aktiv: im Biennium 1998-1999 hat ein italienisch-französisches Team die Tiefe von 800 m beim Dome C erreicht. Außerdem nimmt Italien an dem ITASE Projekt teil, das die Sammlung von oberflächlichen Bohrkernen einige erdlichen Traverses entlang vorsieht.

Schlüsselwörter: *Antarktische Gletscherforschung, Eisbohrkernen, klimatische Archive*

UN “CALDERONE DEL GHIACCIAIO” IN VALMALENCO



Foto 1: la lingua valliva del Ghiacciaio di Fellaria Ovest (Bernina italiano, Valmalenco) si presenta attualmente appiattita e in forte ritiro. Nel settore sinistro-idrografico della fronte è ben visibile il “calderone del ghiacciaio” che si è formato nel corso dell'estate 1998 (L. Catasta, 20 settembre 1998).

[°] Servizio Glaciologico Lombardo

INTRODUZIONE

Sulle Alpi l'ultimo decennio di questo secolo è stato caratterizzato da un intenso ritiro dei ghiacciai, sui quali è andato sempre più innalzandosi il limite del nevato. Anche gli apparati dotati di bacini di accumulo posti a quote molto elevate, sono stati scarsamente alimentati, a volte per lunghi periodi. Analogamente, le zone di ablazione hanno subito un profondo processo di involuzione. Le forme epiglaciali, che si incontrano soprattutto sulla superficie dei ghiacciai vallivi, si sono pertanto trovate nelle condizioni più idonee per potersi sviluppare in modo completo ed evidente, con un'imponenza la cui memoria, fra i frequentatori della montagna, si era andata perdendo: i tre decenni precedenti (dagli Anni Sessanta agli Anni Ottanta), infatti, erano stati contraddistinti da una ripresa del glacialismo che ne aveva parzialmente inibito la genesi.

La grande forma epiglaciale descritta in queste note si è prodotta nel corso del 1998, anno caratterizzato da un prolungato periodo di alte temperature estive, sulla lingua del Ghiacciaio di Fellaria Ovest, situato nella Valle di Campo Moro, in Valmalenco (SO), sul versante meridionale del Massiccio del Bernina.



Foto 2: "il calderone del ghiacciaio" ripreso dal basso. Sullo sfondo la seraccata e, sulla destra, la finestra rocciosa (nunatak) emersa nel 1994 (G. Catasta, 20 settembre 1998).

Questo fa parte del grande complesso glaciale orientale della montagna: da un vasto altipiano comune, situato alla base della cresta Bellavista - Piz Zupò, a quasi 4000 m di quota, si generano i tre imponenti ghiacciai di Fellaria Ovest, di Fellaria Est (in territorio italiano) e del Palù (in territorio elvetico). La presenza del confine politico ha da sempre orientato i geografi a effettuare questa tripartizione, anche se, negli ultimi anni, la riduzione in atto ha permesso di identificare e descrivere gli intimi rapporti di contiguità fra le tre masse, tanto che oggi appare più corretto considerare questo esteso mantello gelato come un unico individuo, classificabile sotto la forma di *ghiacciaio di altipiano con lingue radiali* (A. Galluccio, G. Catasta et alii, 1994).

Se consideriamo le variazioni storiche, ben leggibili sulla base della posizione delle morene deposte durante la Piccola Età Glaciale (1550 - 1850), possiamo stabilire che negli anni di massima espansione (probabilmente tra il 1820 e il 1850) i due ghiacciai di Fellaria affiancavano le loro lingue nel tratto finale. Esse scendevano unite sino a circa 2100 m di quota, occupando il margine settentrionale del piano di Campo Gera, attualmente sommerso da un vasto bacino idroelettrico. In questo periodo l'estensione complessiva del complesso glaciale, tra i maggiori del versante italiano delle Alpi, è stimabile in 14,22 Km². Le fluttuazioni delle fronti nel XX Secolo sono efficacemente documentate da regolari osservazioni, svolte in questa zona con cadenza annuale: il primo controllo glaciologico, per opera di Luigi Marson, risale al 1897. La separazione delle due lingue vallive si verifica negli Anni Trenta; tra il 1946 e il 1973, l'arretramento lineare è di quasi 500 m. Gli anni compresi tra il 1977 e il 1985 vedono dapprima una fase di stazionarietà, seguita da un progresso di qualche decina di metri, durante il quale viene deposto un arco morenico, tuttora ben visibile. Dalla metà degli Anni Ottanta il ritiro riprende intenso. La fronte si arresta attualmente a 2530 m di quota.

Nel corso dell'alluvione che ha devastato la Valtellina nel luglio del 1987, il ghiacciaio occidentale è stato teatro di un singolare evento dinamico: le impetuose acque piovane hanno asportato una larga porzione della fronte. All'inizio degli Anni Novanta, per effetto della riduzione della massa glaciale, è andata sviluppandosi un'altra importante variazione morfologica: sul bordo orientale della seraccata inferiore è emersa e si è progressivamente ampliata una ripida finestra rocciosa, le cui attuali dimensioni, restringendo la colata, riducono in misura notevole l'alimentazione della parte terminale della lingua.

LA DESCRIZIONE

Il 20 settembre 1998, durante la consueta visita annuale atta al rilievo delle variazioni morfologiche del ghiacciaio, nella parte centrale sinistra della lingua, a poche decine di metri dalla fronte, è stata osservata una forma epiglaciale di grandi dimensioni. Si tratta di una cavità nel ghiaccio di forma ellissoidale, con assi di 35 m e di 25 m circa, dalle pareti quasi verticali alte fino a circa 10 m. Al centro è visibile la base morenica, occupata in buona parte da un lago poco profondo sul quale galleggiano piccoli blocchi di ghiaccio. A una prima ricostruzione, appare evidente il rapporto diretto tra la genesi del grande foro cilindrico e la presenza di un sottostante torrente ablatore, nel nostro caso quello che raccoglie gran parte delle acque di fusione del ghiacciaio.

La cavità consente di ammirare zone solitamente inaccessibili: di particolare interesse è il tunnel subglaciale, che si addentra verso monte, al di sotto della colata, per alcune decine di metri. Esso presenta una volta semicircolare, alta oltre 2 m. Inoltre, l'imponente parete di ghiaccio che delimita il foro offre una facile lettura delle stratificazioni. Il sopralluogo è stato permeato da una appagante atmosfera di scoperta, riconducibile sia alla grandiosità della struttura, inserita sullo sfondo della tormentata seraccata posta più a monte, sia alla consapevolezza di assistere a un fenomeno raro e dalla vita presumibilmente effimera. A favore di eventuali, prossimi visitatori, va detto che il margine della cavità, bordato all'esterno da caratteristici crepacci concentrici, nella parte a valle si presenta aggettante, tanto da rendere pericoloso l'avvicinamento.

UNA NUOVA FORMA EPIGLACIALE?: IL CONFRONTO

Quanto osservato sulla lingua del Ghiacciaio di Fellaria Ovest non evoca immediate voci di confronto con la letteratura glaciologica conosciuta. La ricerca bibliografica, specificatamente eseguita, porta infatti a rari contributi. Uno emerge dall'archivio fotografico dell'autore: due immagini datate (1989) del ramo terminale occidentale, oggi scomparso, del Ghiacciaio di Scerscen Inferiore (Bernina, Valmalenco), nelle quali è visibile una cavità simile a

quella fin qui descritta, posta anch'essa in corrispondenza del torrente subglaciale ma di minori dimensioni e priva della crepacciatura di contorno.

Vi è poi una nota di Morandini del 1950, che segnala due depressioni imbutiformi, in parte assimilabili alla nostra anche se assai meno spettacolari, definite *crepacci concentrici*, poste nei pressi della fronte del Ghiacciaio del Mandrone (Ghiacciaio dell'Adamello), in quegli anni in forte riduzione.

In "L'Italia fisica" (TCI, 1957) compare un'immagine dello stesso ghiacciaio nella quale si nota, sempre in zona pre-frontale, una grande depressione imbutiforme di forma circolare, in cui sono ben visibili numerosi crepacci concentrici, digradanti verso l'interno. Al centro della cavità, nel punto più depresso, è sito un piccolo lago. La didascalia che accompagna questa foto, probabilmente opera della redazione, è la seguente: "*l'ablazione superficiale dei ghiacciai produce dei rigagnoli che, avendo azione dissolvente ed erosiva scavano delle forre a spirale come in questo pozzo glaciale che vediamo in primo piano*". Questa interpretazione è difficilmente condivisibile, in quanto a monte della cavità non vi è evidenza di alcuna *bédère*: pertanto, le acque superficiali non hanno in questo caso un significativo scorrimento, mentre grande portata e maggiore importanza spettano al torrente subglaciale, che si intuisce scorrere sul fondo della depressione.

Anche nella letteratura specializzata recente non si rinvengono descrizioni che possano ricordare la singolare forma epiglaciale del Ghiacciaio di Fellaria Ovest. Si parla sovente di *pozzi glaciali*, che hanno però genesi e morfologia diverse: vengono scavati dai torrenti epiglaciali, che vi si inabissano verso l'interno del corpo glaciale, hanno dimensioni superficiali più ridotte (diametro di alcuni metri) ma sono ben più profondi. Infine, si formano nelle zone intermedie della lingua e non in prossimità della fronte.



Foto 3: aspetto del "calderone del ghiacciaio" che si era formato sulla lingua occidentale del Ghiacciaio di Scerscen Inferiore nel 1989 (G. Catasta, 21 agosto).

ALCUNE IPOTESI

Per definire questa inconsueta forma epiglaciale si propone il termine: *calderone del ghiacciaio*. Il sostantivo calderone indica *una larga conca di erosione torrentizia, dovuta al moto vorticoso delle acque* (G. Devoto, G.C. Oli, 1982); ben si presta quindi a sottolineare quello che si suppone possa essere l'elemento dinamico più importante.

Infatti, nel tentativo di formulare un'ipotesi preliminare sulle modalità di formazione della cavità, si può notare come, negli esempi citati, essa si localizzi sempre al di sopra di un torrente ablatore, sovente quello principale. In primo luogo, quindi, un ruolo determinante è da ascrivere alle turbolente acque di fusione, che fondono il ghiaccio dal basso, allargando progressivamente il tunnel subglaciale. Si innesca pertanto il collasso della porzione di colata soprastante che, alla fine, produce il crollo della sottile volta e un ulteriore ampliamento della cavità quando questa venga a trovarsi alla luce.



Foto 4: Anni Quaranta: visione dall'alto della porzione frontale del Ghiacciaio del Mandrone, in forte ritiro. Si nota la grande cavità ellissoidale situata al di sopra del torrente subglaciale (foto Micheletti).

La sua forma ellissoidale riproduce quella disegnata dai crepacci in superficie e viene accentuata dal ristagno e dall'innalzamento delle acque di fusione che possono prodursi per l'ostruzione del corso del torrente ablatore provocata dal crollo di vaste porzioni di ghiaccio del contorno. Rifacendosi alla letteratura, questa particolare morfologia potrebbe essere letta come l'evoluzione finale, avvenuta in tempi rapidi, di quei *crepacci concentrici* del Ghiacciaio del Mandrone che Morandini descrive con queste parole: "trattasi di un fenomeno di crollo; al di sotto della superficie l'acqua di ablazione, scorrente in quantità assai abbondante, ha provocato la formazione di una caverna vera e propria, il cui soffitto si è andato via via assottigliando o riducendo fino a crollare per l'influsso di un fatto meccanico o occasionale?".

L'altro elemento caratterizzante è quello della posizione: il calderone del ghiacciaio sembra prediligere i settori terminali subpianeggianti delle lingue di ablazione dei ghiacciai di grandi dimensioni in fase di ritiro (i casi esaminati sono accomunati dal fatto di riferirsi a periodi di rapido decremento del glacialismo). Si tratta di zone prossime alla fronte, dove la colata si assottiglia per la riduzione della spinta da tergo dovuta a uno sfavorevole bilancio di massa pluriennale.

E' inoltre da ritenere che servano corsi d'acqua impetuosi, capaci di grande forza erosiva: la portata del torrente è massima nei pressi del settore frontale e, a grandi linee, proporzionale alla estensione del corpo glaciale. In questo senso, un ruolo decisivo spetta all'andamento meteorologico estivo, che deve essere tale da indurre un incremento delle acque di fusione. Nell'esempio particolare del Ghiacciaio di Fellaria Ovest, queste condizioni sono tutte presenti: zona pre-frontale di una lingua piatta e smagrita, forte ablazione (particolarmente efficace nei caldi mesi di luglio e agosto del 1998) con grande scorrimento di acque. Vi è poi un elemento aggiuntivo, che non va sottovalutato: poco a monte della marmitta è recentemente emersa una estesa finestra rocciosa, che ha condotto a un evidente restringimento della seraccata inferiore sul suo bordo orientale, cioè sullo stesso lato della cavità. Questo affioramento, creando una zona di riscaldamento locale, può produrre un flusso idrico più abbondante e, forse, caratterizzato da una temperatura dell'acqua più elevata, che va a scaricarsi proprio in direzione della marmitta.

Riassumendo, i *calderoni del ghiacciaio* sembrano svilupparsi sulla lingua di ablazione semipianeggiante dei grandi ghiacciai in fase di ritiro. La colata, poco dinamica e assottigliata, deve essere interessata da un periodo di forte fusione estiva. Quanto esposto si configura come un'ipotesi di lavoro che va verificata con successive osservazioni, anche se purtroppo lo studio specifico non si presenta di facile realizzazione a causa della prevedibile, rapida evoluzione di questa forma epiglaciale. E' infatti possibile che la marmitta del Ghiacciaio di Fellaria Ovest, essendo ormai molto prossima al limite frontale, già nell'estate del 1999 si presenti con un aspetto del tutto diverso; nella speranza che non sia, nel frattempo, addirittura scomparsa.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare Antonio Galluccio per la lettura critica del testo, Luca Bonardi per i preziosi suggerimenti e mio figlio Luca per il contributo al rilievo sul campo.

BIBLIOGRAFIA

- G. Devoto, G.C. Oli (1982) – *Dizionario della lingua italiana*, Le Monnier, Firenze (ristampa), p. 356.
- Galluccio A, Catasta G., Bonardi L. & Righetti F. (1994) - *Una nuova classificazione per i ghiacciai alpini*, Neve e Valanghe n. 22, AINEVA, Trento.
- Morandini G. (1950) - *Osservazioni sulla struttura e su alcune forme di crepacci del Ghiacciaio del Mandrone (Adamello)* Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, serie II, n. 1.
- Servizio Glaciologico Lombardo (1992) - *Ghiacciai in Lombardia*, a cura di Galluccio A. e Catasta G., Ed. Bolis Bergamo.
- Smiraglia C. (1992) - *Guida ai ghiacciai e alla Glaciologia*, Ed. Zanichelli, Bologna.
- Touring Club Italiano (1957) - *L'Italia Fisica*, Conosci l'Italia, vol. 1, Milano.

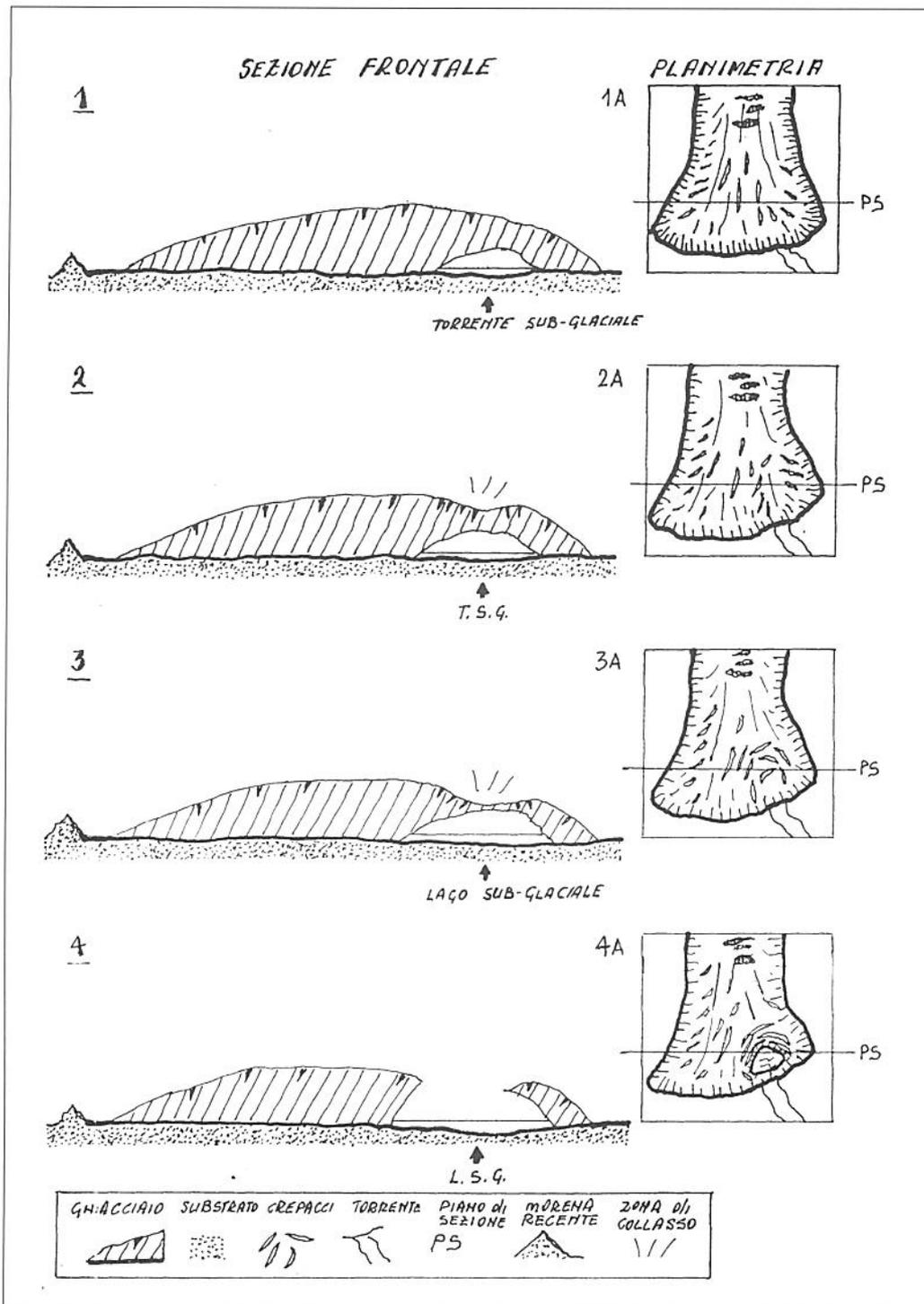


Fig. 1: le diverse fasi di formazione di un "calderone del ghiacciaio", secondo le ipotesi espresse nel testo. Si noti, nella zona di collasso, la direzione dei crepacci che da radiale diviene semicircolare, con concavità rivolta verso valle.

ABSTRACT

Una insolita e grande forma epiglaciale (qui denominata *calderone del ghiacciaio*) si è sviluppata sulla lingua di ablazione del Ghiacciaio di Fellaria Ovest (Valmalenco, Bernina, Italia) nel corso dell'estate del 1998. Si tratta di una cavità cilindrica a base ellissoidale, situata in corrispondenza di un tunnel subglaciale. Si ritiene che la genesi del fenomeno possa essere ricondotta alle acque di fusione, quest'anno particolarmente abbondanti e impetuose a causa di un lungo periodo di elevate temperature estive, che hanno eroso dal basso la volta glaciale fino a mettere a giorno le parti interne del ghiacciaio. L'indagine bibliografica, mediante i pochi esempi disponibili (negli Anni Cinquanta, sul Ghiacciaio del Mandrone in Adamello), suggerisce che altre condizioni necessarie siano l'esiguità dello spessore della colata e la sua bassa inclinazione, caratteristiche tipiche delle lingue di ablazione dei ghiacciai di grandi dimensioni in fase di ritiro.

Parole chiave: *forme epiglaciali, Valmalenco*

During the 1998 summer an uncommon large epiglacial formation (*calderone del ghiacciaio*) developed on the ablation tongue of the glacier Fellaria Ovest (Valmalenco, Bernina, Italy). It is a cylindrical hollow with an ellipsoidal base located where a subglacial tunnel is. Researchers believe the origin of this phenomenon could be referred to meltwater, which this year has been extremely generous and raging due to a long period characterized by high summer temperatures; these eroded the glacial vault from the base until the glacier's interior was exposed. The bibliographic research, through a few available examples (in the 50s on the glacier Mandrone on Adamello) shows that the other necessary conditions for this to happen are a thin flow thickness and its low slope, typical characteristics of the ablation tongues of large retreating glaciers.

Key words: *epiglacial formation, Valmalenco*

Un phénomène epiglacaire inhabituel (*calderone del ghiacciaio*) s'est développé sur la langue d'ablation du Glacier de Fellaria Ouest (Valmalenco, Bernina, Italie) pendant l'été 1998. C'est une cavité cylindrique avec la base ellipsoïdale, qui est située en correspondance d'un tunnel subglaciaire. On pense que la genèse du phénomène put être reconduite aux eaux de fusion, cette année très abondantes et impetueuses à cause d'un cours de temps caractérisé par températures très hautes qui ont érodé de bas la voûte glaciaire jusqu'à montrer les parties intérieures du glacier. Les recherches bibliographiques, par peu d'exemples à disposition (pendant les Année Cinquante, sur le Glacier du Mandrone en Adamello), va suggérer que d'autres conditions nécessaires soient l'exiguité de l'épaisseur de la coulée et sa basse inclination, qui sont typiques des langues d'ablation des grandes glaciers en recul.

Mots clés: *phénomènes epiglaciaires, Valmalenco*

Im Laufe des Sommers 1998 entwickelte sich eine große, eigenartige epiglaziale Form (*calderone del ghiacciaio*) auf der Zehrung des Gletschers Fellaria Ovest (Valmalenco, Bernina, Italien). Es geht um eine zylindrische Höhlung mit ellipsenähnlicher Basis in derselben Lage eines subglazialen Kanals. Man glaubt, daß die Ursprung des Phänomens dem Schmelzwasser zurückgeführt werden kann; dies wurde dieses Jahr besonders reich und heftig wegen der langdauernden hohen Sommertemperaturen und erodierte das Gletschergewölbe von unten, bis das Innere des Gletschers unbedeckt wurde. Die bibliographische Untersuchung zeigt durch wenige verfügbare Beispiele (in den 50en Jahren auf dem Gletscher Mandrone – Adamello), daß man andere Bedingungen wie die dünne Stromstärke und ihre niedrige Gefälle, die typische Kennzeichen der Zehrungen von großen rückgängigen Gletschern sind, braucht.

Schlüsselwörter: *epiglaziale Formen, Valmalenco*

ESTATE 1998: L'EVOLUZIONE DELLA FRONTE DEL GHIACCIAIO DI RASICA EST

Nel triennio 1995-1997, Il Ghiacciaio di Rasica Est (Val Masino, Lombardia) è stato oggetto di eccezionali eventi dinamici che ne hanno modificato profondamente la morfologia. Nel n. 1 di Terra Glaciälis sono state ricostruite le diverse fasi del fenomeno, tentando inoltre l'identificazione delle possibili cause.

La vicenda inizia nel 1995, quando il corpo glaciale mostra i primi segni di instabilità, particolarmente evidenti nel settore frontale sinistro-idrografico, dove si verificano crolli glaciali di notevoli proporzioni. L'anno successivo, nel corso dell'estate, la mobilitazione coinvolge tutta la parte terminale della colata, che crolla in toto liberando un vasto gradino roccioso. La fronte risale di circa 60 m di quota e il ritiro lineare della lingua supera i 170 m. Il 1997 è invece un anno in apparente controtendenza: l'intero corpo glaciale trasla verso il basso, producendo un incremento vistoso delle frane di ghiaccio che in breve ricoprono nuovamente la barra rocciosa trasversale.

Tra la colata principale e la porzione inferiore, sita a valle del gradino, si genera così una saldatura che consente al ghiacciaio, anche se con una modalità inconsueta (l'anastomosi provvisoria tra le due porzioni è costituita da materiale nivo-glaciale fratturato e instabile e da campi di nevatò), di riconquistare repentinamente tutto il terreno perduto nel 1996, riposizionandosi alla quota di 2710 m.



Foto 1: la fronte pensile del Ghiacciaio di Rasica Est. In primo piano è visibile il conoide fratturato, esito attuale dell'anastomosi tra parte superiore e inferiore (C. Lonardo, 6 settembre 1998).

^o Servizio Glaciologico Lombardo



Foto 2: il Ghiacciaio di Rasica Est ripreso il 23 agosto 1998: si notano la nuova fronte pensile e la catasta di blocchi di ghiaccio appoggiata al gradino roccioso, residuo dell'anastomosi provvisoria, creatasi nel 1998 tra il corpo glaciale e il suo settore inferiore. Sulla destra, la porzione superiore e i conoidi laterali sinistro-idrografici, rimasti isolati per il ritiro e l'abbassamento di livello della colata. (L. Nocenti).

Quali sarebbero stati il destino di questa peculiare struttura frontale e, più in generale, l'evoluzione di quello che può essere considerato il più importante crollo glaciale mai verificatosi in Lombardia in epoca storica, sono i quesiti cui si è cercato di dare risposta con le numerose missioni di studio svolte nella primavera e nell'estate del 1998.

Il controllo fotografico eseguito nei primi giorni di giugno (G. Elli) documenta un innevamento abbondante e diffuso. La superficie glaciale appare uniforme anche nel settore inferiore, che si mostra compatto, ed è percorsa da valanghe di genesi recente, che testimoniano il prolungarsi, fino a questa data, della stagione di accumulo (gli apporti nevosi principali si sono verificati nei mesi di novembre e aprile). Ma non sarà così nei mesi successivi. Complice un'estate torrida, infatti, la situazione descritta si modifica radicalmente: nella terza decade di agosto (foto 1), il bacino glaciale mantiene una copertura di neve vecchia assai limitata, disposta in alcune piccole aree site a ridosso delle pareti di testata e nella zona centrale meno inclinata.



Fig. 1: schema grafico delle recenti evoluzioni della fronte del Ghiacciaio di Rasica Est (vedi testo). (1- corpo glaciale principale; 2- gradino roccioso trasversale; 3- ghiaccio morto coperto di detriti; 4- conoide formato da frammenti di ghiaccio; 5- conoidi laterali isolati; 6- porzione sup. staccata; 7- morena di neoformazione; 8- morena storica del XIX secolo).

Il corpo glaciale dimostra di non aver ancora raggiunto una situazione di equilibrio fisico: l'anastomosi creata nel 1997 tra la seraccata superiore e la porzione sottostante si è dissolta, riducendosi a un ammasso irregolare a forma di conoide, separato dalla nuova fronte per un tratto di alcune decine di metri. Questa così si ricolloca, pensile, al di sopra del risalto roccioso, nuovamente scoperto, a 2790 m di quota. I frammenti di ghiaccio e i campi di nevato che costituivano la porzione inferiore del ghiacciaio sono stati parzialmente demoliti dall'intensa ablazione estiva. Nel settore destro della colata si evidenzia un netto ritiro laterale, mentre, in sinistra-idrografica, si nota l'avvenuto isolamento dei due conoidi di valanga laterali, franati nel 1996 e riformatisi l'anno successivo: essi residuano, instabili, all'apice dei rispettivi gradoni (quello più meridionale crollerà parzialmente ai primi di settembre).

Anche la porzione superiore sinistra si è separata dal corpo principale sottostante, sia per l'abbassamento del livello di quest'ultimo, sia per il proprio ritiro: l'emersione del substrato roccioso è così vasta che, di fatto, è venuta a crearsi una nuova unità glaciale autonoma.

Pur conservando spessori notevoli, il ghiacciaio, in toto, appare concavo e assottigliato; la superficie presenta infatti un'alternanza di asperità e affossamenti nella parte mediana, quasi a suggerire uno stiramento ulteriore verso il basso.

La spianata inferiore del bacino è ora occupata da una cospicua massa di ghiaccio morto, sulla quale poggia l'ammasso di frammenti glaciali, esito dell'anastomosi.

L'innevamento residuo, molto scarso, è limitato al settore di testata e alle zone meno inclinate della porzione centrale. L'ablazione ha certamente intaccato anche vaste porzioni di firn pluriennale. In ultimo, con notevole difficoltà, è stata eseguita la misura presso la nuova fronte, che arretra di circa 160 m rispetto al 1997.

L'odierna evoluzione, fin qui descritta, sembra confermare le ipotesi espresse in precedenza circa le cause e la dinamica dei crolli della fronte del Ghiacciaio di Rasica Est. Appare infatti evidente come l'attenzione debba incentrarsi sulla zona frontale, punto critico dell'intero processo.

Nei primi Anni Novanta, con tutta probabilità, il succedersi di annate sfavorevoli al bilancio glaciale sotto il profilo meteorologico è stato efficacemente compensato da imponenti valanghe, cui la conformazione del bacino ha imposto di accumularsi prevalentemente nel settore frontale, all'interno dell'edificio della morena storica, ottimo sito d'arresto. Il potenziamento di questa porzione distale ha procurato, o meglio mantenuto, la stabilità dell'intero apparato. A conferma di questa particolare dinamica, è l'osservazione di strati metrici sovrapposti di firn pluriennale alle quote medio-basse del ghiacciaio, poco al di sopra della fronte. Anche buona parte del materiale di crollo visibile nel 1997 era formata da nevato (seracchi di firn).

In definitiva, i vistosi fenomeni di rimaneggiamento che hanno interessato questo ghiacciaio, di piccole dimensioni ma assai reattivo, possono essere ricondotti alla riduzione della massa del settore frontale, probabilmente determinata da una diminuzione degli apporti valanghivi, non più in grado di contrastare, come in passato, la crisi di accumulo residuo di origine diretta manifestatasi negli ultimi anni.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1981) - *La Svizzera e i suoi ghiacciai*, UNST, Zurigo.
- Bachmann R. (1980) - *Ghiacciai delle Alpi*, Zanichelli, Bologna.
- Casartelli G., Catasta G. (1992) - *Ghiacciai e catastrofi: eventi catastrofici naturali legati alla presenza dei ghiacciai*, Neve e Valanghe n° 15, A.I.N.E.V.A., Trento.
- Castiglioni G.B. - *Geomorfologia*, UTET, Torino
- Lonardo C. (1998) - *I crolli frontali del Ghiacciaio di Rasica Est (1995-1997)*, Terra Glaciälis n.1, S.G.L., Milano.
- Servizio Glaciologico Lombardo (1992) - *Ghiacciai in Lombardia*, a cura di Galluccio A. e Catasta G., Ed. Bolis, Bergamo.
- Smiraglia C. (1992), *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia*, Zanichelli, Bologna.

ABSTRACT

Il Ghiacciaio di Rasica Est (Val Masino, Italia) è oggetto di vistosi eventi dinamici, iniziati nel 1995. Nel 1996, nell'arco di un mese, il settore inferiore della colata frana su se stesso; si crea una fronte retrostante, pensile al di sopra di un gradino roccioso del substrato. Nel 1997, l'intero ghiacciaio trasla verso il basso, riguadagnando il terreno perduto: la sua parte terminale appare però costituita da un enorme cumulo di frammenti di ghiaccio e da campi di nevato. Nel 1998, questo precario collegamento, tra il settore superiore compatto del corpo glaciale e la porzione sottostante il salto roccioso, si dissolve nuovamente, riducendosi a un vasto conoide di ghiaccio morto. Altre importanti modificazioni si verificano sul bordo sinistro-idrografico, con l'isolamento di tre placche laterali. Le cause del fenomeno vanno ricercate nella recente riduzione della massa del settore inferiore del ghiacciaio, penalizzato da una riduzione dell'alimentazione da valanga, che sembra oggi non più sufficiente a contrastare il pluriennale deficit di apporto nevoso residuo di origine diretta. La perdita dell'appoggio basale ha innescato i fenomeni di crollo. E' probabile che il ghiacciaio non abbia ancora raggiunto una situazione di stabilità.

Parola chiave: *crolla glaciale*

The Glacier Rasica Est (Val Masino, Italy) is subject to considerable dynamic events since 1995. In 1996, within a period of one month, the lower sector of the flow collapsed creating a new hanging snout above a rocky step of the substrate. In 1997 the whole glacier shifted downwards regaining the lost ground: its end part, however, was formed by a huge pile of ice fragments and by firn fields. In 1998 this temporary link between the upper compacted sector of the glacial body and the sector underneath the rocky step disintegrated again leaving a wide cone of dead ice. New considerable changes took place on the left-hydrographic border detaching three side plates. The reason for this comes from the recent mass shrinkage of the glacier's lower sector, which has registered a decrease in avalanche feeding that today seems not to be enough to oppose the pluriannual deficit of residual supply of direct origin. The loss of the base support has triggered off collapsing phenomena. Probably the glacier has not yet reached a stable situation.

Key word: *glacier collapse*

Le Glacier de Rasica Est (Val Masino, Italie) a été protagoniste d'extraordinaires événements dynamiques, qui ont commencés depuis 1995. En 1996 au cours d'un mois, la partie inférieure de la coulée s'effondre sur elle-même; il s'est produit un front derrière, qui reste suspendu au dessus d'un gradin du lit rocheux. En 1997 le glacier entier transfère vers le bas, en gagnant le terrain perdu: sa partie terminelle, par contre, apparaît constituée par un énorme cône de fragments de glace et par des névés. En 1998 cette continuité instable, parmi le secteur supérieur compact du glacier et la partie située au-dessous du saut rocheux, se dissout de nouveau et devient ainsi un cône de glace morte. D'autres importantes modifications se conduisent sur le bord à la gauche hydrographique, avec l'isolement de trois morceaux latéraux. Il faut rechercher les causes du phénomène dans la récente perte de masse de la partie inférieure du glacier, qui a été pénalisé par la réduction de l'alimentation des avalanches, qui aujourd'hui ne suffit pas pour s'opposer au déficit, il ya plusieurs années, de l'apport neigeux restant par les chutes de neige. La perte du appui basal a amorcée les phénomènes d'écroulement. Il est probable que le glacier n'ait pas arrivé à una situation de stabilité.

Mot clé: *écroulement glaciaire*

Der Gletscher Rasica Est (Val Masino, Italien) ist der Gegenstand beträchtlicher dynamischer Vorfälle, die 1995 begannen. Im Jahr 1996, in einer Zeitspanne von einem Monat, stürzte das untere Stromgebiet ein: es entstand ein neues Hangtor auf einer Felsenstufe des Substrats. Im Jahr 1997 bewegte sich der ganze Gletscher unterhin und holte das verlorene Gebiet auf: sein Grenzteil, aber, bestand aus einem riesigen Haufen von Eisbruchstücken und von Eisfeldern. Im Jahr 1998 zerstörte sich diese vorläufige Verbindung zwischen dem oberen harten Eiskörper und dem Teil unter der Felsenstufe und hinterließ einen großen Kegel aus totem Eis. Andere wichtige Änderungen geschieden auf der links-hydrographischen Grenze mit der Abtrennung von drei Seitenplatten. Die Ursachen des Phänomens sind der letzten Massenverkleinerung am unteren Gletschersektor zurückzuführen; der wird aus Lawinen weniger gespeist, was heute nicht mehr genug ist, dem mehrjährigen Verlust von Schneezufuhr direkter Ursprung zu widersprechen. Der Verlust der Basalstütze hat Zusammenbruchphänomene verursacht. Wahrscheinlich hat der Gletscher noch keinen stabilen Stand erreicht.

Schlüsselwörter: *Gletscherzusammenbruch*

IL GLACIALISMO ATTUALE IN VALLE SERIANA (Alpi Orobie)

La Valle Seriana è la più glacializzata delle valli bergamasche. Dei 12 apparati che si annidano lungo il versante meridionale della Catena Orobica, ben 11 alimentano infatti il Fiume Serio: rimane esclusa una sola unità, collocata in Valle Brembana. Le note seguenti vogliono presentare l'attualità di tale presenza glaciale, per certi versi sorprendente.

LA TIPICITÀ DELL'AMBIENTE NIVO-GLACIALE OROBICO

I ghiacciai si generano laddove la neve si conserva anche durante l'estate. Perché ciò si verifichi, almeno alle nostre latitudini, è necessario che le precipitazioni nevose siano abbondanti. Da questo punto di vista le Alpi Orobie sono un territorio privilegiato in quanto, a ragione della loro collocazione geografica, rappresentano la prima consistente barriera contro cui, nelle fasi perturbate, si infrangono le masse d'aria umida che risalgono da Sud, dalla Pianura Padana e dal Mare Mediterraneo.

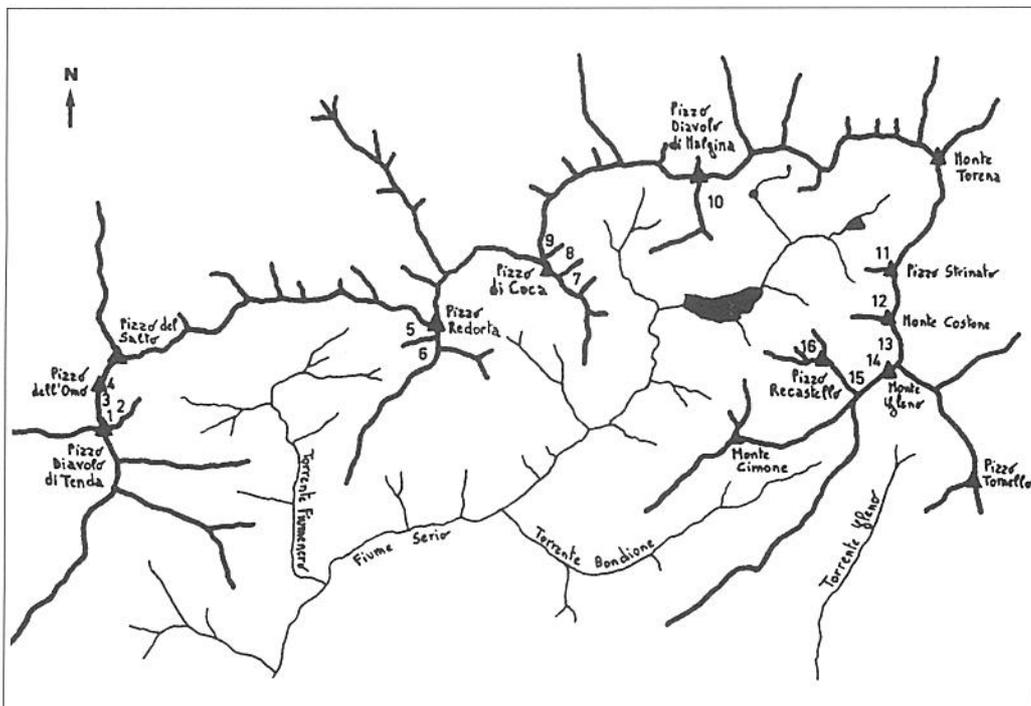


Fig. 1: localizzazione degli individui glaciali e degli ambiti di interesse glaciale ubicati della Valle Seriana. 1 Diavolo di Tenda (558.0); 2 Diavolo di Tenda Nord-Est (558.1); 3 Bocchetta del Diavolo; 4 Omo Est (559.0); 5 Redorta Inferiore (9706.0); 6 Secreti; 7 Val Morta (562.0); 8 Coca (563.0); 9 Coca Superiore (563.1); 10 Lago della Malgina; 11 Pizzo Strinato; 12 Monte Costone (565.0); 13 Trobio Est o Gleno (566.0); 14 Trobio Centrale (566.1); 15 Trobio Ovest o Tre Confini (567.0); 16 Recastello (568.0).

Inoltre, la vicinanza con lo spartiacque alpino principale permette la captazione di buona parte delle precipitazioni provenienti da Nord. Per nove-dieci mesi all'anno, da settembre a giugno, la testata della Val Seriana viene così investita dalle nevicate che, alle quote più elevate (oltre i 2700-2800 m) non mancano di fare la loro comparsa anche nel pieno dell'estate, tra luglio e agosto.

Sulle Orobie, dove tre sole cime toccano i tremila metri di altezza, la gran parte dei depositi che si conservano sino all'autunno successivo sono collocati a quote relativamente basse, alla base di pareti rocciose, canaloni o colatoi: qui, per effetto delle scariche valanghive, si accumulano masse nevose molto estese. La forma delle montagne assume quindi un ruolo determinante, ancora maggiore di quello ascrivibile alle condizioni climatiche: i coni d'ombra riducono o annullano completamente gli effetti dell'irraggiamento solare diretto.

In definitiva, agli apparati glaciali siti in alta quota, che si sviluppano e sopravvivono per le idonee condizioni nivo-meteorologiche locali, si affiancano quelli delle quote medio-basse, la cui presenza è dovuta alla particolare conformazione fisica del rilievo, che in molti casi sembra appositamente disegnato per ospitare questi loro splendidi e luccicanti ornamenti naturali. Dunque, ad una condizione non eccessivamente favorevole, quale la quota relativamente bassa delle cime maggiori, si accompagnano elementi molto favorevoli, come l'abbondante nevosità e le caratteristiche orografiche del massiccio.

GLI INDIVIDUI GLACIALI E LE AREE DI INTERESSE GLACIALE

In una vallata volta a Sud e chiusa da vette di altimetria modesta, qual è appunto la Val Seriana, nell'attuale fase climatica le masse glaciali sono costrette, come detto, a rifugiarsi nelle aree più elevate e in quelle protette dall'ablazione solare. La quasi totalità dei corpi glaciali è di origine valanghiva, pur se non mancano ghiacciai di discreta estensione collocati in ambienti aperti e facilmente osservabili. Sulla base delle dimensioni odierne, dei recenti processi evolutivi, delle dinamiche di movimento e della permanenza nel corso degli anni, i maggiori individui glaciali della Valle Seriana sono classificati come *ghiacciai montani* e *glacionevati*: i primi sono corpi glaciali di volume cospicuo, significativo rispetto all'area che li ospita, dotati di movimento; la loro presenza è costante e storicamente documentata nel corso dell'ultimo secolo. I secondi sono corpi glaciali di volume ridotto, o comunque molto contenuto rispetto all'area che li ospita, con movimenti minimali o del tutto assenti. Nel corso dell'ultimo secolo la loro presenza non è stata continuativa.

N°	Numero di catasto	Nome	Tipo	Forma
1	558.0	Diavolo di Tenda	Ghiacciaio montano	Circo
2	558.1	Diavolo di Tenda Nord Est	Glacionevato	-
3	9704.0	Bocchetta del Diavolo	Sito a potenzialità nivo-glaciale	-
4	559.0	Omo Est	Glacionevato	-
5	9706.0	Redorta Inferiore	Sito a potenzialità nivo-glaciale	-
6	9706.0	Secreti	Sito a potenzialità nivo-glaciale	-
7	562.0	Val Morta	Glacionevato	-
8	563.0	Coca	Glacionevato	-
9	563.1	Coca Superiore	Glacionevato	-
10	9705.0	Lago della Malgina	Sito a potenzialità nivo-glaciale	-
11	8704.0	Pizzo Strinato	Massa glaciale non catastabile	-
12	565.0	Monte Costone	Glacionevato	-
13	566.0	Trobio Est o Gleno	Ghiacciaio montano	Pendio
14	566.1	Trobio Centrale	Glacionevato	-
15	567.0	Trobio Ovest o Tre Confini	Ghiacciaio montano	Circo
16	568.0	Recastello	Ghiacciaio montano	Circo

Tab. 1 – Gli individui glaciali e gli ambiti di interesse glaciale in Valle Seriana nel 1997.

A questi si aggiungono le *forme glaciali minori* (*masse glaciali non catastabili e siti a potenzialità nivo-glaciale*) ovvero quei corpi glaciali, anche permanenti per molti anni, di minima estensione (inferiore al ½ ettaro) e le aree che in passato ospitavano individui glaciali oggi estinti o ridotti a qualche residua placca di ghiaccio. Attualmente in Valle Seriana sono osservati e studiati dal Servizio Glaciologico Lombardo 4 ghiacciai, 7 glacionevati, 4 siti a potenzialità nivo-glaciale e una massa glaciale non catastabile, per un totale di 11 individui glaciali e 5 ambiti di interesse glaciale. Procedendo in senso orario, da Ovest a Sud Est, essi sono elencati nella Tab. 1.

Ogni corpo glaciale è identificato da un numero del Catasto principale (S.G.L., 1992) o dell'elenco delle forme glaciali minori (serie degli 8000 e dei 9000). Il numero progressivo corrisponde a quello riportato sulla cartina d'inquadramento (fig. 1).

PRESENTE E PASSATO DEI GHIACCIAI SERIANI

Gruppo Diavolo di Tenda-Omo

Alla testata della Valle del Salto, convalle laterale occidentale della Valle di Fiumenero, si raccolgono quattro individui glaciali indipendenti, di piccole o minuscole dimensioni. A causa della posizione appartata, e lontana dagli itinerari escursionistici e alpinistici più frequentati, sono poco conosciuti. Una bella vista complessiva di questi corpi glaciali si ottiene dal Passo del Salto, raggiungibile dalla Valle di Fiumenero (Sud) o dalla Val Vedello (Nord).

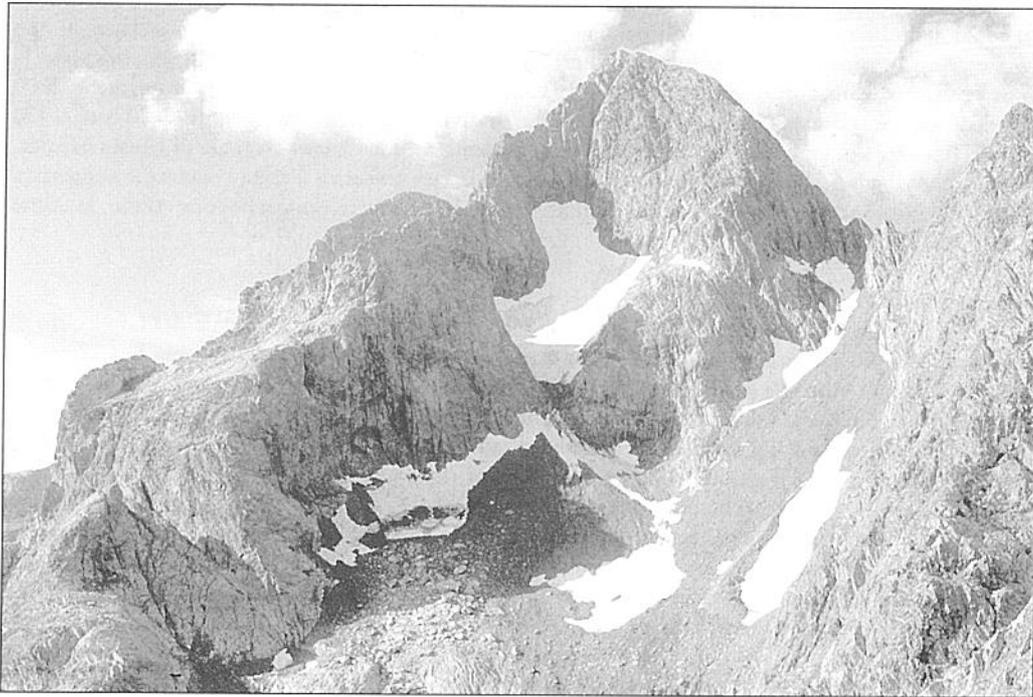


Foto 1: l'area glacializzata dell'alta Valle del Salto e il versante Nord del Pizzo del Diavolo di Tenda (m 2.916) ripresi dal Passo del Salto il 31 agosto 1996. Si riconoscono il Glacionevato Diavolo di Tenda Nord-Est (558.1), in basso a sinistra (completamente in ombra), il Ghiacciaio Diavolo di Tenda (558.0), al centro, il sito a potenzialità nivo-glaciale Bocchetta del Diavolo (9704.0), in alto a destra, e il Glacionevato Omo Est (559.0), in basso a destra. Si notino le importanti morene latero-frontali della Piccola Età Glaciale che delimitano gli apparati di Bocchetta del Diavolo e Omo Est (S. D'Adda).

Il più grande ed importante è il *Ghiacciaio del Diavolo di Tenda (558.0)*, attualmente esteso su circa due ettari di superficie, che occupa il profondo canalone roccioso inciso nella Parete Nord del Pizzo del Diavolo di Tenda (2916 m), da cui mutua il toponimo.

È un ghiacciaio montano di circo, dotato di piccoli crepacci trasversali, attualmente sospeso al di sopra di un gradino di rocce montonate, all'altezza della strozzatura definita dai due potenti speroni rocciosi posti di lato. Al culmine della Piccola Età Glaciale (prima metà del XIX secolo), esso discendeva la soglia con una lingua turgida e crepacciata, che poi terminava, piatta e sottile, sul sottostante pendio detritico. È l'unico apparato di questo gruppo a essere stato menzionato e studiato fin dagli albori dell'alpinismo, tanto che Carlo Porro, nel suo *Elenco dei Ghiacciai Italiani (1925)*, lo inserì tra i quattro ghiacciai bergamaschi sino ad allora conosciuti.

Poco più in basso, alla base della poderosa cresta Nord-Est della montagna, è collocato il *glacionevato del Diavolo di Tenda Nord-Est (558.1)*, solo nel 1996 (S. D'Adda) riconosciuto e catastato come individuo glaciale autonomo. Sino ad un recente passato, infatti, questo minuscolo corpo glaciale, attualmente esteso su poco meno di un ettaro, veniva considerato come l'appendice inferiore del più grande e conosciuto 558.0, dal quale risulta invece oggi separato. Coronato da un regolare ed evidente cordone morenico ottocentesco, presenta spessori e flussi dinamici ridotti.

Il sito a potenzialità nivo-glaciale *Bocchetta del Diavolo (9704.0)*, rannicchiato un poco al di sotto della stretta incisione rocciosa omonima, è il più piccolo dei quattro individui del gruppo montuoso. Delimitato da una bella morena latero-frontale, presenta una superficie inferiore al mezzo ettaro e spessori ridotti.

Decisamente significativa, pur nella sua limitatezza, è la presenza del *glacionevato di Omo Est (559.0)*, posto ai piedi della Parete Sud-Est di Pizzo dell'Omo (2771 m). Alimentato principalmente da due colatoi sub-paralleli, esso testimonia dell'eccezionale consistenza che raggiungono le precipitazioni nevose in quest'area, dove non sarebbe altrimenti giustificabile la sopravvivenza di un corpo glaciale esposto a E-SE e sormontato da una cima inferiore a 2800 metri di quota. Catastato e riconosciuto come individuo glaciale persistente solo nel 1996 (D'Adda), occupa il piccolo circo delimitato dalla potente morena latero-frontale di Epoca Storica. Esteso su una superficie di 1 ettaro, in questo secolo la sua presenza è stata costante e soggetta a ridotte oscillazioni areali, come documentato dall'abbondante iconografia che ritrae le cime dell'alta Valle del Salto.

Gruppo di Redorta

La poderosa mole del Pizzo Redorta (3038 m) ospita la parte sommitale del Ghiacciaio di Scais, uno dei più estesi apparati attuali delle Alpi Orobie. Al culmine della Piccola Età Glaciale, esso era talmente vasto da presentare due lingue corpose e distinte: una scendeva lungo la Valle di Caronno (Valtellina) e si saldava, nella sua parte terminale, con la Vedretta di Porola, mentre l'altra si protendeva verso la Valle dell'Aser (Val Seriana), alimentata anche dal vallone posto a Sud-Ovest del Pizzo Redorta. Con il mutare delle condizioni climatiche questo ghiacciaio, un tempo grande e articolato, subì un brusco ridimensionamento, che portò all'arretramento della lingua abduana e alla quasi totale scomparsa della colata posta sul versante bergamasco. Di quest'ultima attualmente permane, nella parte più elevata, una ridotta ma potente trasfluenza affacciata sul bacino seriano: in passato (G. Nangeroni, 1932), essa venne denominata Ghiacciaio Alto di Redorta. L'antico settore basale ospita invece un piccolo residuo, l'odierno sito a potenzialità nivo-glaciale di *Redorta Inferiore (9706.0)*, corpo glaciale dai limiti poco leggibili per la presenza di abbondante morenico in superficie. A seguito della costante riduzione areale e volumetrica, nel Catasto del 1961 (C.N.R. – Comitato Glaciologico Italiano) questo apparato fu dichiarato estinto. Ricostitutosi durante la pulsazione positiva degli Anni Sessanta-Ottanta, è oggi nuovamente quasi scomparso. La copertura detritica fa sì che la sua presenza venga ignorata, nonostante la vicinanza con la via normale di salita al Pizzo Redorta.

Una situazione ancor più grave si riscontra nella limitrofa Valle dei Secreti, dove è posto il sito a potenzialità nivo-glaciale *Secreti (9703.0)*. Sino alla metà degli Anni Ottanta un vasto glacionevato, ogni estate attraversato da decine di escursionisti lungo il Sentiero delle Orobie, ne

occupava la testata: ora compaiono solo alcune sottili placche di ghiaccio, disgiunte e in gran parte morenizzate. Pertanto questo corpo glaciale è stato dichiarato estinto.

Gruppo del Coca

Il versante orientale del massiccio del Pizzo Coca (3050 m), la più alta cima delle Alpi Orobie, annovera tre individui glaciali, di spessore ridotto e estensione limitata, che da tempo attraversano una fase di notevole crisi, dovuta al combinarsi di scarsi accumuli nevosi ed esposizione sfavorevole. Il più meridionale, oggi denominato *glacionevato di Val Morta (562.0)*, era in passato un ghiacciaio importante, il cui antico, notevolissimo spessore è testimoniato dallo spettacolare cordone morenico, costruito durante la Piccola Età Glaciale, ben visibile dal Rifugio Curò. Le fotografie di Alfredo Corti, effettuate all'inizio del Novecento, ci presentano un ghiacciaio compatto che ancora riempiva il largo vallone, dalla Bocchetta dei Camosci sino al baluardo morenico. I processi involutivi, al tempo già avanzati, non conobbero successivamente interruzioni: nell'arco di sessant'anni, l'apparato si ritirò di molto, frazionandosi sempre più. Attualmente questo corpo glaciale, dai limiti alquanto incerti, è rannicchiato nella parte più elevata del circo, ai piedi delle pareti rocciose, mentre un discreto cono di ghiaccio si mantiene ai piedi del canalone che solca la Parete Sud-Est del Pizzo di Coca.

Il *glacionevato del Coca (563.0)*, dei tre corpi glaciali orientali di questo gruppo quello sito alla quota più bassa, si presenta come una placca di spessore ridotto e di scarso dinamismo. In alcuni tratti essa lambisce ancora la piccola morena fronto-laterale che, come per molti apparati orobici, contribuisce a trattenere i depositi nevosi portati dalle scariche valanghive. Anche in questo caso i margini del corpo glaciale sono di difficile lettura. Una maggiore capacità di conservazione caratterizza invece il *glacionevato Coca Superiore (563.1)*, il più alto e settentrionale dei tre apparati bergamaschi del Coca.



Foto 2: il sito a potenzialità nivo-glaciale del Lago della Malgina ritratto il 12 ottobre 1997. Il lago è completamente libero dal ghiaccio, mentre tutt'intorno sono presenti solo piccoli nevati (F. Mocchi)

Menzionato già negli Anni Trenta dal Nangeroni (1932), è stato poi osservato e descritto di rado, tanto che il suo inserimento nel Catasto è avvenuto solo all'inizio di questo decennio. Nelle ultime stagioni estive ha evidenziato coperture nevose residue di discreta consistenza, favorite dalla quota e dalla protezione orografica.

Gruppo Diavolo di Malgina-Cavrel

Il *Ghiacciaio del Lago della Malgina*, da tempo involutosi in un piccolo glacionevato, è stato dichiarato estinto nel 1996 (F. Mocchi). Dove da due anni albergano ormai solo chiazze di neve e qualche residuo nucleo di ghiaccio viene ora indicato il sito a potenzialità nivo-glaciale omonimo (9705.0). Raccolto sul fondo del circo compreso tra il Pizzo Diavolo di Malgina (2926 m) e il Pizzo Cavrel (2822 m), ha pesantemente risentito della non favorevole esposizione, meridionale nel suo settore inferiore. Una prima descrizione è opera di G. Nangeroni, che lo visitò negli Anni Trenta, nell'ambito di una delle sue famose campagne di esplorazione. Anche allora la presenza dei tipici crepacci concentrici faceva intuire la presenza del laghetto sub-glaciale, oggi totalmente visibile a causa della scomparsa del ghiaccio (Foto 2). Definito estinto già nel Catasto del 1961, si era ricostituito nella breve fase positiva che caratterizzò gli Anni Sessanta-Ottanta. Dopo la nuova crisi, fin quasi alla scomparsa, dell'inizio degli Anni Novanta, aveva evidenziato una minima ripresa, vanificata nel giro di due soli anni dalla totale assenza di residui nevosi.

Gruppo Strinato-Costone

Nelle fasi particolarmente favorevoli, alla base della Parete Nord del Pizzo Strinato (2833 m) si costituisce un discreto glacionevato, delimitato a valle da un massiccio deposito morenico. Formatosi per l'ultima volta durante la breve fase di riglaciazione degli Anni Sessanta-Ottanta, è oggi sostituito da un corpo glaciale di scarso spessore e dai limiti non ben individuabili (massa glaciale non catastabile dello *Strinato*, 8704.0).



Foto 3: il *Glacionevato del Monte Costone 565.0* ripreso dai pressi della vetta del *Pizzo Strinato* il 12 settembre 1997. Sulla destra sono visibili le imponenti morene frontali costruite dalle due lingue sviluppatesi durante la *Piccola Età Glaciale* (M. Gargantini).

Nella vicina Valle del Lago, ai piedi della Parete Nord del Monte Costone (2833 m), da qualche decennio è presente il *glacionevato di Monte Costone (565.0)*. Esteso su circa due ettari di superficie (Foto 3), è il residuo del piccolo ghiacciaio che al culmine della Piccola Età Glaciale riempiva tutta l'ampia conca e si protendeva con due fronti distinte verso valle. Anch'esso scarsamente protetto dal fattore orografico, va lentamente riducendosi, dopo la breve fase positiva conclusasi alla metà degli Anni Ottanta.

Gruppo Gleno-Tre Confini

Nell'ampio ed elevato circo del Trobio, toponimo che richiama l'origine glaciale dell'omonimo torrente (la voce dialettale "trobe" significa torbido), sono presenti tre individui glaciali indipendenti, derivanti dallo smembramento della grande Vedretta del Trobio. Esteso su 103 ettari (M. Caccianiga, C. Ravazzi, P. Zubiani, 1994), al culmine della Piccola Età Glaciale era questo il più grande ghiacciaio delle Alpi Orobie. In quegli anni, all'inizio del XIX secolo, lo osservò e descrisse Giovanni Maironi Da Ponte, che rimase impressionato dalla vastità di quel «gran deposito di perenne ghiaccio». Costituito da due distinti bacini di accumulo, l'orientale più piccolo ed elevato e l'occidentale più vasto e basso, esso riempiva per intero l'ampio circo compreso tra la Cima Trobe (2859 m) e il Pizzo Recastello (2886 m), spingendosi con una larga colata sino a circa 2350 metri. Per l'agevole accesso e la ragguardevole estensione è uno tra i ghiacciai più studiati della montagna lombarda. Osservato dai più insigni glaciologi delle Orobie, tra cui ricordiamo Alfredo Corti, Giuseppe Nangeroni, Giuseppe Cantù e Carlo Marconi, già all'inizio del Novecento fu oggetto di studi sulle dinamiche di flusso, condotti da Leonardo Ricci (1911, 1921). A causa della pendenza ridotta e della scarsa protezione offerta dalle cime circostanti (tutte inferiori ai 2900 metri di quota), ha pesantemente subito la sfavorevole evoluzione delle condizioni climatiche e il conseguente innalzamento del limite delle nevi persistenti. In poco più di un secolo il suo ritiro è notevolissimo: la fronte arretra rapidamente mentre la perdita di potenza delinea la futura separazione tra la colata del Gleno e quella del Tre Confini.

Con l'affioramento di un dosso roccioso in corrispondenza del gradino del substrato che separa i due bacini di accumulo, all'inizio del Novecento si definisce infatti una separazione sempre più netta, che si conclude nel 1942 con il distacco delle due masse glaciali, da allora denominate *Ghiacciaio del Trobio Orientale (Est)* o *Gleno (566.0)* e del *Trobio Occidentale (Ovest)* o *Tre Confini (567.0)*. La fase regressiva prosegue anche negli anni successivi, tanto che alle falde del Monte Gleno si isola, all'inizio degli Anni Settanta, un terzo piccolo individuo glaciale, il *glacionevato Trobio Centrale (566.1)*. Dopo una breve fase positiva, tra gli Anni Settanta e la prima metà degli Anni Ottanta, si è innescata una nuova grave fase di regresso, indotta dalla costante carenza o totale assenza di residui nevosi. Si è così verificata una notevole perdita di potenza in tutti e tre gli apparati glaciali e un significativo arretramento frontale per i due individui maggiori (occidentale e orientale). Il Trobio Centrale, sempre più piatto e rannicchiato nella conca rocciosa, si è ormai totalmente coperto da detrito mentre il Trobio Ovest ha rivelato nel corso delle ultime misurazioni (1997) un regresso frontale di oltre sessanta metri rispetto al 1994. Il settore sinistro del Trobio Est (o Gleno) si è interrato, segno evidente di una sempre più marcata riduzione volumetrica.

Gruppo del Recastello

Il *Ghiacciaio di Recastello (568.0)* è uno tra i più caratteristici e rappresentativi delle Alpi Orobie. Orientato perfettamente a Nord e racchiuso su tre lati da pareti rocciose, permane praticamente immutato da almeno settant'anni. Fu infatti visitato e descritto per la prima volta da Giuseppe Nangeroni, alla fine degli Anni Venti (1932). Da allora la sua fisionomia è rimasta la stessa, grazie all'abbondante alimentazione valanghiva offerta dai diversi canali che solcano la parete Nord del Pizzo Recastello (2886 m) e alla notevole protezione orografica. Ancora oggi la sua fronte risulta a contatto con la cerchia morenica di Epoca storica.

A ragione della sua posizione nascosta lo si può osservare completamente solo dall'opposto versante della valle. Ottimi si rivelano i dossi rocciosi dell'Alpe Barbellino o, meglio, la vetta del Pizzo Diavolo di Malgina.



Foto 4 e 5: gli apparati della Valle del Trobio ripresi dal Passo di Bondone il 30 agosto 1997 (in alto). Al centro della foto sono visibili da sinistra a destra il Ghiacciaio del Trobio Est (566.0), il Glacionevato Trobio Centrale (566.1) e il Ghiacciaio del Trobio Ovest (567.0). Ai lati si riconoscono il Glacionevato di Monte Costone (565.0), a Est (sinistra), e il Ghiacciaio del Recastello (568.0), a Ovest (destra), posti ai piedi delle omonime cime. La stessa veduta agli inizi del secolo (in basso, A. Corti).



ABSTRACT

Le Alpi Orobie (Lombardia, Italia) raggiungono i 3000 m di quota in soli tre punti. Nonostante tale, modesta altitudine, esse accolgono oltre 50 ghiacciai di piccole dimensioni. Questo fatto sorprendente è principalmente dovuto alle abbondanti precipitazioni nevose: la catena, infatti, è la prima barriera orografica contro cui si condensano le masse di aria umida provenienti da Sud; inoltre, data la vicinanza con lo spartiacque alpino principale, essa riceve contributi perturbati anche dalle correnti settentrionali. Un ruolo importante spetta alla forma delle montagne, aspre e ricche di anfratti, ideale per la conservazione della neve nella stagione estiva. Più sviluppati sul versante valtellinese (Nord), gli apparati glaciali sono presenti anche su quello meridionale: la Valle Seriana (Bergamo) ne ospita 12 (4 ghiacciai, 8 glacionevati), a quali vanno aggiunte 4 *forme glaciali minori*. Tutti gli individui sono attualmente in fase di regresso.

Parole-chiave: *Alpi Orobie, ghiacciai della Val Seriana.*

Alpi Orobie (Lombardy, Italy) reach the altitude of 3000 metres only in three spots. Despite this modest altitude, they comprise more than 50 small-sized glaciers. This surprising fact is mainly due to generous snowfall: the chain is indeed the first orographic obstacle against which humid air masses coming from the South condense. Moreover, it receives turbulence from the northern currents because of the proximity to the main alpine watershed. The shape of the mountains, which are steep and have many ravines, plays an important role and is ideal for the preservation of the snow during the summer season. Although glaciers are more developed on the side of Valtellina, they are also present on the southern side: Valle Seriana (Bergamo Province) has 12 units (4 glaciers, 8 snow fields) plus other 4 minor glacial formations. At the moment all units are retreating.

Key words: *Alpi Orobie, glaciers of Val Seriana*

Les Alpi Orobie (Lombardie, Italie) arrivent à 3000 m d'altitude seulement en trois points. Malgré cette modeste altitude, elles accueillent plus de 50 glaciers de petites dimensions. Ce fait surprenant est surtout dû à les abondantes précipitation de la neige: la chaîne, en effet, est la première barrière orographique contre la quelle se condensent les masses d'air humide qui arrivent du Sud; de plus, à cause de la proximité de la ligne de partage des eaux des Alpes la plus importante, elle reçoit des contributions par les perturbations qui arrivent avec les courants du Nord. La forme des montagnes, qui sont âpres et riches en anfractuosités, joue un rôle fondamental; elle aussi idéale pour la conservation de la neige en été. Plus développés sur le versant de la Valtellina (Nord), les glaciers sont présents aussi sur la côte du Sud: dans la Val Seriana (Bergamo) il y en a 12 (4 glaciers, 8 névés), aux quels il faut ajouter 4 "formes glaciaires plus petites". Tous les glaciers sont aujourd'hui en recul.

Mots clés: *Alpes Orobie, glaciers de la Val Seriana*

Alpi Orobie (Lombardei, Italien) erreichen die Höhe von 3000 m nur in drei Punkten. Trotz dieser mittelmäßigen Höhe umfassen sie mehr als 50 kleine Gletscher. Diese erstaunliche Tatsache ist meistens der reichen Schneefälle zurückzuführen. Die Kette ist nämlich die erste orographische Barriere, gegen die feuchte Luftmassen aus dem Süden sich kondensieren; außerdem bekommt sie Störung von den nördlichen Strömungen in Anbetracht der Nähe zu der Alpenhauptwasserscheide. Die Form der steilen, schluchtreichen Bergen spielt eine wichtige Rolle und sie ist ideal für die Erhaltung der Schnee im Sommer. Die Gletscher sind auf dem Hang von Valtellina (Norden) besonders entwickelt, aber man findet einige auch auf dem südlichen Hang: Valle Seriana (Bergamo) hat 4 Gletscher, 8 Glacierettes und 4 Gletscherformen. Alle Einheiten sind jetzt vom Rückgang betroffen.

Schlüsselwörter: *Alpi Orobie, Gletscher in Val Seriana*

ITINERARIO DI VISITA n° 1.99

AL PIZZO DEL DIAVOLO DI MALGINA (2926 m), TRA LE CONCHE DI BARBELLINO E VALMORTA

Difficoltà: T sino al Rifugio Curò; EE per l'anello del Diavolo di Malgina.

Dislivello in salita: 2025 m (1015 m al Rif. Curò; 1010 m dal Rif. Curò alla vetta del Diavolo di Malgina).

Orari: 10-11 h (2,30 h per il rifugio; 6,30 h per l'anello del Diavolo di Malgina; 2,00 h per il ritorno dal rifugio).

Quota massima: 2926 m (vetta del Pizzo Diavolo di Malgina).

Punti d'appoggio: Rifugio A. Curò (1915 m) alla Conca del Barbellino, aperto continuamente da metà giugno a metà settembre, nei fine settimana in primavera e autunno (tel. 034 644 076).

Accesso: dalla pianura al paese di Valbondione. Superata la chiesa, si raggiunge l'ampio parcheggio nei pressi del centro sportivo (m 910), appositamente predisposto per gli escursionisti. Altri piccoli parcheggi sono posti alle contrade Grumetti (m 985), in fondo alla valle (termine strada), e Beltrame (m 935), vicino al municipio.

Cartografia: Carta I.G.M. scala 1:50.000, foglio Malonno; Kompass scala 1:50.000, n°104 Foppolo-Valle Seriana; Carta topografica Le Orobie scala 1:50.000, a cura del CAI Bergamo Foglio 2°.

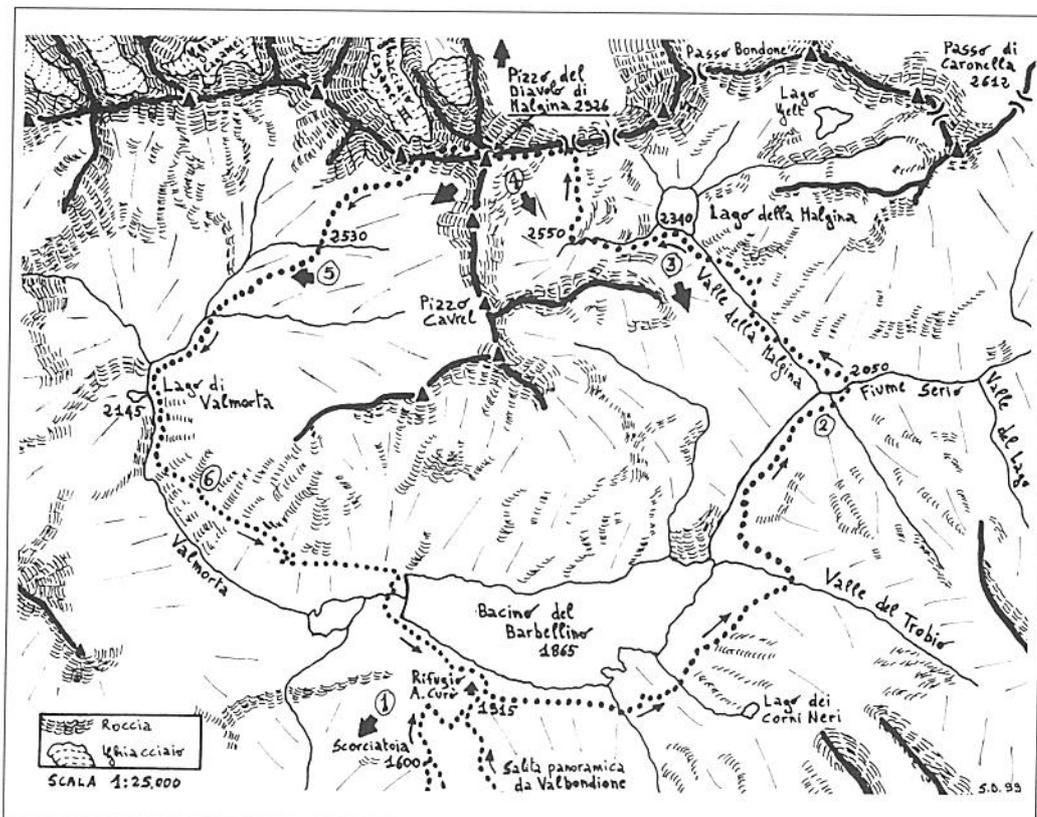


Fig. 1: il tracciato dell'itinerario 1.99 delle Orobie Meridionali. I numeri corrispondono ai punti panoramici significativi, corredati da frecce che indicano la direzione dell'osservazione consigliata.

Nota della redazione: i ghiacciai orobici sono una presenza naturalistica discreta, appartata, che solo raramente evoca la spettacolarità delle grandi colate dei principali massicci alpini. Un itinerario che ne consenta la visita reca sempre due caratteristiche: un lungo approccio sentieristico, che richiede un buon allenamento, e l'unicità dell'ambiente, severo e ricco di spunti di interesse. Nella presente proposta, di grande bellezza e panoramicità, le masse glaciali fanno quindi da sfondo a una ricerca personale più ampia, che necessita di una percorrenza calma, curiosa e attenta, per la cui realizzazione si consiglia di prevedere due giorni. In ultimo, è necessaria una discreta conoscenza dell'ambiente d'alta quota: particolare attenzione va posta nel primo tratto di discesa, lungo la cresta occidentale del Pizzo del Diavolo di Malgina.

Dall'ampio parcheggio del centro sportivo, seguendo la segnaletica, si prende la bella mulattiera, nel primo tratto trasformata in carrareccia, che rimonta le pendici boschive dei Monti Toazzo e Pomnolo, sul versante sinistro della valle. Realizzato a scopi militari durante il primo conflitto mondiale, il tracciato sale gradatamente sino alla grandiosa conca sospesa del Barbellino e dà allo spartiacque orobico in corrispondenza del Passo di Caronella.

La salita, all'ombra di faggi, abeti e larici, è agevole. Chi volesse evitare il primo tratto di mulattiera, e abbreviare il percorso, può prendere il ripido sentiero che a monte della contrada Grumetti sale a destra (edicoletta votiva) ed entra nel bosco. Indicato dal segnavia 305, si collega alla mulattiera a circa 1170 m di quota. Dopo un'ora circa di cammino il bosco diviene più rado e basso e al suo posto compaiono praterie e cespugli di ontano verde, pino mugo e rododendro.

Risulta ora ben visibile la grande diga a gravità che contiene le acque del Lago Artificiale del Barbellino: al centro dell'edificio è riportata la data "1931". Sino al novembre di quell'anno, l'ampio pianoro omonimo era percorso dai meandri del Fiume Serio che, generatosi poco a monte, pareva prepararsi al triplice, grandioso salto delle famosissime cascate, le più alte d'Italia. Durò quasi quarant'anni il silenzio di questo spettacolare fenomeno che, dopo essere stato imprigionato per la produzione di energia elettrica, dal 1969 si ripresenta solo per qualche ora all'anno, quando l'ENEL consente l'apertura delle paratie.

Un ultimo breve tratto conduce ai piedi del soprastante gradino morfologico, che la mulattiera militare, piegando decisamente a destra, supera con una serie di tornanti e con uno spettacolare passaggio intagliato nella roccia del Monte Verme.

In corrispondenza del primo tornante (1600 m) è possibile accorciare il percorso: un bel sentiero, infatti, aggira e risale sulla sinistra una protuberanza rocciosa (faticoso, tralicci dell'alta tensione). Il tracciato, un poco esposto e in parte scivoloso, è attrezzato con catene e corde metalliche (precauzione) e si ricollega alla mulattiera pochi metri prima del vecchio rifugio Curò.

In breve si è alla grande costruzione del Rifugio Antonio Curò (1915 m), posta sulla sinistra del Lago Barbellino. Intitolato al suo primo presidente, questo capiente ricovero venne inaugurato nell'ottobre 1973 dalla Sezione del CAI Bergamo in occasione del centenario di fondazione, sostituendo il vecchio manufatto omonimo, risalente al 1896. Dai rifugi (1), è possibile ammirare il regolare profilo a U della vallata sottostante; a sinistra si staglia il massiccio profilo del Vigna Soliva, sullo sfondo si riconosce il gruppo calcareo dell'Arera, mentre sulla destra, poderoso, si innalza il Pizzo Coca (3050 m), la più elevata montagna della catena orobica.

Riprendendo il cammino, si segue l'agevole mulattiera militare (segnavia 308), costeggiando la sponda sinistra del lago, il più capiente bacino artificiale delle versante Sud delle Orobie. Dopo poco si giunge alle belle cascatelle della Val Cerviera e, più oltre, all'attraversamento del Torrente Trobio che scende dall'omonima valle. Questo idronimo (nell'idioma locale "trobe" significa torbido) rende ragione della natura del corso d'acqua, che nel corso dello stesso giorno può, con l'innalzamento della temperatura, aumentare notevolmente la propria portata (qualche cautela). Giunti in prossimità del ponticello (2050 m), alla confluenza del Torrente Malgina nel Serio (2), si abbandona il tracciato militare per imboccare un sentiero (segnavia 310, su belle rocce montonate) che, in direzione NW, rimonta la Val Malgina seriana.

Caratterizzata da un andamento quasi rettilineo a causa della collocazione lungo una faglia, questa valle è abbellita da un ameno lago di circo, che si raggiunge dapprima percorrendo il fondovalle e poi rimontando un tratto ripido e roccioso (tornanti, 300 m di dislivello, 1 h). E' facile incontrare qui alcuni branchi di camosci (Azienda Faunistica Barbellino-Valbelviso).

Il Lago della Malgina (2340 m) occupa, con le sue acque smeraldine, il fondo di un vallone alimentato da torrenti che scendono dai due circhi sospesi posti ai lati. Volgendo lo sguardo a valle è ora possibile ammirare un panorama di grande suggestione (3): di fronte si innalza il Pizzo Recastello, con il suo piccolo ghiacciaio, mentre più a Est le cime del Tre Confini e del Gleno racchiudono la vedretta occidentale del Trobio, la più estesa delle Orobie bergamasche. Dalla sponda occidentale del lago, per tracce di sentiero, si rimonta a sinistra il versante detritico, a fianco dell'impluvio più marcato, sino a raggiungere un piccolo ripiano roccioso (2550 m). Questo, sede del *sito a potenzialità nivo-glaciale* di Lago della Malgina, racchiude un minuscolo laghetto, normalmente circondato o coperto da campi di neve. Aggiratolo sulla destra, si risalgono larghi dossi di roccia, detriti e sfasciumi e si raggiunge con un'ultima piega a sinistra (Ovest) il Passo della Malgina (2675 m), che mette in comunicazione le due valli omonime, poste sui versanti bergamasco e abduano.

Lungo la bella cresta (attenzione: neve sino a tarda stagione), poggiando a tratti sul versante meridionale per evitare alcune roccette, si tocca un intaglio e poco dopo, con rapida salita, la vetta del Pizzo del Diavolo di Malgina (2926 m) (4).

Di eccezionale vastità e bellezza il panorama, che spazia dalle chiare rocce della Presolana agli acrocori ghiacciati del Bernina e dell'Adamello, sino ai piccoli e vicini ghiacciai orientali del Pizzo Coca, del Monte Costone, del Trobio e del Recastello. Da questa cima è inoltre osservabile, verso la Val Malgina valtellinese, il terzo dei quattro ghiacciai di Cagaméi, certamente tra i più spettacolari e potenti apparati delle Orobie. Proprio nel tratto Cime del Druet-Monte Torena la Catena Orobica spinge il suo massimo limite settentrionale, tanto che già dalla S.S. 38 di Valtellina è possibile ammirare queste cime e questi ghiacciai, che delineano un paesaggio sorprendente, tipico di quote molto più elevate.



Foto 6: il versante orientale del Pizzo Coca (3050 m), la cima più elevata delle Orobie, dal punto panoramico 4 (Pizzo del Diavolo di Malgina). Da sinistra a destra, si riconoscono i tre apparati glaciali che ancora si annidano alle sue pendici: i glacionerati di Val Morta, Coca e Coca Superiore (F. Mocci, 12 ottobre 1997).

Dalla vetta si scende ora verso la Valmorta seguendo l'evidente traccia del sentiero che, dopo una breve discesa verso Nord, si mantiene sotto il filo di cresta dirigendosi, a Ovest, verso la Bocchetta di Valmorta (m 2745 circa). Senza raggiungerla, nei pressi di un intaglio posto a monte di alcuni spuntoni rocciosi, si scende a sinistra per detriti e sfasciumi verso un catino (piccola morena) sovente colmo di neve anche a fine estate. E' questo il tratto più esposto e difficile dell'itinerario, dove è necessario fare uso delle mani (precauzione).

Seguendo gli ometti in pietra, ci si cala sino all'altezza di un gradino roccioso (2530 m) (5), che si può superare indifferentemente piegando a destra o sinistra (tracce di sentiero). Di fronte si staglia la parete Est del Pizzo Coca, caratterizzata dalla presenza di tre piccoli apparati glaciali (foto 1).

La discesa si sviluppa in un ambiente selvaggio e solitario, dove è possibile incontrare colonie di marmotte e branchi di camosci al pascolo, a volte vegliati dall'alto volo dell'aquila reale. Su traccia ora più agevole (ometti), lungo dolci dossi e pendii erbosi, si guadagna il Piano di Valmorta (2150 m), verdeggiante pianoro che ospita l'azzurro intenso delle acque del Laghetto inferiore omonimo, il più basso dei tre bacini naturali che costellano il margine orientale del massiccio di Coca. Posto ai piedi dell'imponente morena olocenica del Ghiacciaio di Valmorta, questo piccolo specchio d'acqua è il residuo di un ben più vasto lago che occupava l'intera conca, oggi colmata da frane e da depositi alluvionali.

Lasciando sulla destra il torrente emissario del lago, si segue il sentiero (segnavia n° 323) che guadagna i pendii meridionali del Pizzo Cappuccello. Di grande interesse è il primo tratto (6), caratterizzato da pregevoli manufatti realizzati per evitare le variazioni di pendenza: rimanendo alto sulla Valmorta, consente ampie vedute sulla valle del Serio e sulla Conca del Barbellino, dove domina la sagoma elegante del Pizzo Recastello. Piegando decisamente verso Est, il tracciato si fa meno evidente e, superati alcuni affioramenti rocciosi (fare attenzione), scende verso la diga del Barbellino. Raggiuntala (1870 m), si passa sul versante opposto, purtroppo dovendo scendere sul fondo della valle perché l'attraversamento del colmo è vietato. Il percorso si collega al sentiero proveniente dal Rifugio Coca (segnavia 303), tocca la casa dei custodi delle dighe (1875 m) e, in piano, lungo la bella mulattiera scavata nella roccia, si conclude al Rifugio Curò.

(Stefano D'Adda e Franco Mocci)

BIBLIOGRAFIA

- Caccianiga M., Ravazzi C., Zubiani P. (1994) - *Storia del Ghiacciaio del Trobio*, Natura Bresciana, Brescia, n. 29.
- Consiglio Nazionale Ricerche - Comitato Glaciologico Italiano (1961) - *Catasto dei Ghiacciai Italiani*, Anno geofisico 1957-58, Vol. III, i Ghiacciai della Lombardia e dell'Ortles-Cevedale, a cura di G. Nangeroni, Torino.
- D'Adda S. (1996) - *Ghiacciaio Diavolo di Tenda Nord-Est*, in Campagna Glaciologica 1996. Settore Alpi Orobie, Servizio Glaciologico Lombardo.
- D'Adda S. (1996) - *Ghiacciaio Omo Est*, in Campagna Glaciologica 1996, Settore Alpi Orobie, Servizio Glaciologico Lombardo.
- Mocci F. (1996) - *Ghiacciaio Lago della Malgina*, in Campagna Glaciologica 1996, Settore Alpi Orobie, Servizio Glaciologico Lombardo.
- Nangeroni G. (1932) - *Il glacialismo attuale nelle Alpi Orobie.*, Bollettino Comitato Glaciologico Italiano n. 12.
- Porro C. (1925) - *Elenco dei Ghiacciai Italiani. Monografia statistica*. Ufficio Idrografico del Po, Parma.
- Ricci L. (1911) - *Prime osservazioni sul Ghiacciaio del Trobio (Alpi Bergamasche)*, Riv. Geogr. It., fasc. V.
- Ricci L. (1921) - *Sui tipi dei ghiacciai delle Alpi Bergamasche (catena Orobia)*, Atti VIII Congr. Geogr. It., Vol II, pp. 31-37, Firenze.
- Servizio Glaciologico Lombardo (1992) - *Ghiacciai in Lombardia. Nuovo Catasto dei ghiacciai lombardi*, a cura di A. Galluccio e G. Catasta, Ed. Bolis, Bergamo.

ANNO IDROLOGICO 1997-98: NOTA NIVO-METEOROLOGICA

Nell'ambito della Campagna Glaciologica 1998 nelle Alpi Centrali italiane (Lombardia).

A cura del SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO° e del
CENTRO NIVO-METEOROLOGICO REGIONALE DI BORMIO°

1 - CRONACA METEOROLOGICA

A - STAGIONE DI ACCUMULO (OTTOBRE - GIUGNO)

Durante i primi quaranta giorni della stagione autunnale (settembre e inizi di ottobre 1997), la persistenza di un'estesa area di alta pressione sul bacino occidentale del Mediterraneo produce tempo costantemente soleggiato e temperature decisamente elevate (presso la stazione meteorologica di Locarno Monti, i giorni 6 e 7 settembre sono i più caldi dell'estate 1997; a S. Antonio di Valfurva la temperatura media mensile è di circa 3 °C superiore alla media decennale): a lungo si registrano in pianura valori che superano i 30 °C, mentre i contributi piovosi sono sporadici e di limitata intensità. Anche la seconda parte di ottobre, benchè decisamente più fresca, non porta eventi significativi: le precipitazioni nevose assommano, a fine mese, a 20-30 cm circa oltre i 2700 m di quota. La crisi degli apporti viene parzialmente compensata da un novembre decisamente umido, che determina accumuli di buona entità (220-240 cm) oltre i 3000 m di quota. Anche Dicembre, oltre media piovoso, garantisce un discreto accumulo, grazie alla lunga serie di deboli eventi della seconda metà del mese che, il giorno 17, portano 8-10 cm di neve sino alla pianura.

Il nuovo anno si apre con importanti precipitazioni che vedono quali maggiori beneficiari i settori più occidentali dell'Arco Alpino lombardo; tra i giorni 1 e 2 gennaio, a Madesimo cadono circa 40 cm di neve, mentre il sito-campione di Monte Sobretta (3180 m s.l.m.) fa registrare apporti complessivi di 150-160 cm nel bimestre dicembre-gennaio. Ulteriori, limitati eventi si verificano nella decade centrale, tra i giorni 12 e 19 (20-30 cm di neve il giorno 16). Gli ultimi giorni del mese portano alle temperature più rigide di un inverno assai mite, arrestandosi il termometro in pianura attorno ai 4-5 °C sotto lo zero. Un campo di alta pressione si instaura sull'Europa centro-occidentale durante il mese di febbraio, conducendo a un clima secco e temperato. Le temperature massime, in costante aumento sino al giorno 16, toccano punte di 17-18 °C a Milano. Dopo più di un mese di siccità, discrete precipitazioni si manifestano nei giorni 22 e 23 febbraio, con limite delle nevicate attorno ai 1000 m di quota. Da quel momento le temperature riprendono a salire sino al giorno 8 marzo (deboli precipitazioni il giorno 4), portando ovunque una primavera anticipata. Questa però trova brusca interruzione tra i giorni 9 e 12, quando le minime crollano sotto lo zero anche in pianura, e venti freddi e sostenuti battono l'intero territorio lombardo. Al secco rialzo termico dei giorni compresi tra il 13 e il 18 marzo, fa seguito un ulteriore raffreddamento che introduce, al termine dell'ennesimo mese di siccità, le modeste precipitazioni nevose del giorno 23. Queste, tra lo stupore generale, interessano la pianura lombarda occidentale (10 cm circa). Di lì, una nuova fase calda si instaura sino alla fine dell'incostante mese di marzo, con temperature massime attorno ai 22 °C nei giorni 30 e 31.

Sulla progressiva riduzione delle temperature nella settimana successiva si innesta, il giorno 5 aprile, il primo della lunga serie di eventi nevosi che caratterizza il periodo pasquale (6-17 aprile). Nella data indicata, cadono 40 e 60 cm di neve rispettivamente a 2000 e a 2600 m di quota.

Rapidi e minacciosi fronti temporaleschi attraversano la fascia pedemontana nei giorni 7, 8 e 9, producendo però solo deboli piovvaschi. Tra l'8 e l'11, invece, violente precipitazioni interessano a intermittenza l'intero Arco Alpino, causando apporti medi di circa 150 cm di neve. Anche in questo caso, la nevicata giunge a lambire la Pianura Padana (neve a Varese e 15 cm a Domodossola). Tra i giorni 12 e 13 si hanno nuove e deboli precipitazioni nei settori orientali, che si intensificano nei giorni successivi, con un apporto globale di questo sotto-periodo di 30-55 cm, da cui traggono particolari vantaggi le valli più occidentali della Regione e la catena orobica. Il giorno 17, la fase perturbata termina con ulteriori deboli apporti. Al sito-campione di Monte Sobretta l'accumulo della prima metà di Aprile viene quantificato in 240-260 cm di neve fresca.

Dopo un periodo caldo e secco, durante il quale le temperature toccano i 27 °C di massima (25 e 26 aprile), nuove perturbazioni colpiscono l'Arco Alpino meridionale tra il 27 e il 30 del mese, apportando contributi nevosi sino ai 1300 m di quota. Il costante aumento della temperatura, complice l'assenza di precipitazioni, porta il termometro oltre i 30 °C nei giorni 10, 11, 12 e 13 maggio. Questo periodo di tempo estivo, notevolmente anticipato, termina il giorno 15 del mese, con un sostanziale riallineamento del regime termico a valori normali, se non inferiori alle medie storiche. Una nuova fase perturbata si instaura tra il 23 e il 28 maggio, interessando però assai più le zone di pianura che il rilievo montuoso: infatti, a fronte dei 130-140 mm di pioggia che cadono al piano, sono 50-60 i centimetri di neve che si depongono oltre i 2500 m di quota (il limite della nevicata si abbassa sino a circa 2200 m). Nel complesso, il mese di maggio è stato avaro di precipitazioni nella fascia altimetrica di interesse glaciale.

Giugno inizia con una settimana di caldo umido, senza parossismi termici, come avvenne invece nel medesimo periodo del 1996 (34-35 °C in pianura): la temperatura sfiora i 30 °C in pianura e sale sino a 23-25 °C nelle valli. Lo zero termico raggiunge però i 4000 m, denotando un valore francamente estivo e innescando una notevole fusione delle nevi sull'intero settore montuoso regionale. Il giorno 6, a 3000 m di quota, presso il Ghiacciaio di Dosegù, vengono rilevati 11 °C alle ore 10.00 del mattino. Successivamente si assiste a una lieve flessione delle temperature, con ripetuti episodi perturbati di breve durata ma di notevole intensità: grandinate e violenti temporali colpiscono la fascia pedemontana e portano alla ricomparsa della neve alle medie quote. Il giorno 11, il rilievo appare imbiancato oltre i 2300 m di quota (12 cm al Passo dello Stelvio). Questa giornata vede anche un brusco calo termico; nella notte del 12 giugno si ha la precipitazione nevosa più cospicua della tarda primavera (sino ai 2000 m di quota; 40 cm al Passo dello Stelvio, che salgono a 80 oltre i 3000 m). Il giorno successivo la neve non fonde oltre i 2500 m. Brevi precipitazioni si hanno fino al giorno 15, con termometro bloccato in pianura sui 21 °C di massima.

B - STAGIONE DI ABLAZIONE (GIUGNO-SETTEMBRE)

Il mese di giugno prosegue e termina con un progressivo aumento delle temperature che, dai valori bassi della seconda decade, si portano ai 30-31 °C della settimana compresa tra il 20 e il 26. Il giorno 26 (con replica il 27, 28 e 29) la montagna lombarda è interessata da forti temporali pomeridiani, serali e notturni che, tra l'altro, complici le solite condizioni di degrado del territorio (incendi boschivi di marzo), portano al fatto alluvionale che sconvolge la vita di Ardenno, paese della bassa Valtellina. Cade ancora un poco di neve sugli alti bacini, oltre i 2800-3200 m di quota. In pianura il tempo si mantiene caldo, soleggiato e afoso (massima del periodo 18.6/2.7: 32 °C il giorno 29.6).

Il 3 luglio si ha un notevole raffreddamento (22 °C a Milano) con temporali sporadici ma di forte intensità e spruzzate di neve oltre i 3000 m. Dal 4 al 6 del mese, in pianura, la temperatura risale subito a 30 °C. I giorni 7, 8, 9 si ha il transito di due fronti freddi che portano la neve sino ai 2900 m di quota. E' freddo in particolare il giorno 8 (0 °C a 2500 m).

Dopo una seconda decade di Luglio caratterizzata da un regime termico associabile alla media del periodo, si assiste all'instaurarsi di una situazione anticiclonica che permarrà per circa 1

mese (dal 20 luglio al 24 agosto), assicurando soleggiamento costante e caldo intenso. Non si raggiungono in questo periodo, almeno nell'Italia Settentrionale, valori record: è piuttosto la persistenza di temperature superiori alla media di 3-5 °C a connotare l'estate 1998. Gli episodi di riallineamento alle medie sono infatti brevi e isolati (27-31 luglio, 3 e 18 agosto), e mai si verificano quelle irruzioni di aria più fresca che costituiscono una delle caratteristiche salienti del tempo estivo alla latitudine alpina. In particolare risultano torridi i periodi 20-26 luglio (massime di 34-35 °C in pianura) e 1-17 agosto. La temperatura del quadrimestre estivo (giugno-settembre) risulta, a S. Antonio di Valfurva, di 14.5 °C contro i 13,1 °C della media 1988-1997. Lo 0 °C termico rimane costantemente al di sopra dei 3800 m di quota, sovente raggiunge e supera i 4000 m.

Dopo il 20 agosto, mentre il piano soffre ancora la canicola, il rilievo montuoso riceve i primi apporti nevosi, comunque limitati alle quote più elevate. Nel periodo 21-24 del mese, la temperatura risale ancora un poco: episodio di breve durata, visto che dapprima il giorno 24, ma soprattutto il 27, la neve fa la sua comparsa attorno ai 2800 m.

TEMPERATURA MEDIA MENSILE (°C)													temp.	temp.	temp.	temp.
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	media annua	media estiva giugno- sett.	media Invernale ottobre- giugno	media anno idrolog sett.- agosto
1988	-1,2	-2,7	-0,1	6,4	10,6	12,7	15,4	14,9	10,9	8,3	0,4	0,5	6,34	13,48		
1989	0,5	1,1	4,3	3,9	10,1	11,7	14,9	14,5	11,3	7,6	0,6	-1,3	6,60	13,10	4,53	6,76
1990	-0,6	1,7	4,9	4,3	10,7	12,5	15,5	14,9	11,1	8,1	2,4	-3,8	6,81	13,50	4,49	6,84
1991	-2,1	-2,8	4,3	4,2	6,6	11,7	16	16,2	12,9	5,8	0,5	-1,4	5,99	14,20	3,18	5,99
1992	-0,3	0,2	2,9	5,3	11,1	12,3	15	17	10,1	2,9	1,7	-2,9	6,28	13,60	4,04	6,78
1993	-1,7	-2,2	0,3	5	9,9	12,8	13,2	14,7	8,7	4,6	0,6	-0,9	5,42	12,35	2,87	5,32
1994	-0,9	-1,8	5,5	4,5	9,4	13,9	17,3	16,4	10,9	7,1	5,2	-1	7,21	14,63	3,88	6,44
1995	-5,1	-0,5	-0,9	4,9	8,7	10,4	15,9	12,1	6,6	8,6	0	-3,9	4,73	11,25	3,20	5,64
1996	-2,5	-4,6	-0,9	5,6	9,2	12,9	13,5	12,9	7,7	4,8	-0,6	-3,6	4,53	11,75	2,71	4,78
1997	-1,2	0,5	4,5	3,8	8,9	10,9	12,7	15,4	13,3	6,7	1,3	-2,5	6,19	13,08	3,11	5,32
1998	-3,5	1,9	1,7	4	10,6	14,7	16,4	16,4	10,4	5,5	-2,1	-3,2	6,07	14,48	3,88	6,75
Media 1988-97	-1,51	-1,11	2,48	4,79	9,52	12,18	14,94	14,9	10,35	6,45	1,21	-2,08	6,01	13,09	3,56	5,99
PRECIPITAZIONI MENSILI in mm di pioggia o di neve fusa													TOTALE	TOTALE	TOTALE	Precip
Anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Annua	estivo giugno- sett.	periodo accum. ottobre- giugno	anno idrolog sett.- agosto
1987	7,2	21,1	25,5	54	76,8	147	190,8	92,5	74,4	77,5	30,1	5,9	802,8	504,7		
1988	36,1	39,6	20,3	31,4	85,4	86,8	113,1	140,2	58	117,8	1,6	23,9	754,2	398,1	413,1	740,8
1989	0	48	17,2	135,1	45,3	84,3	92,6	82,7	18,3	8,7	24	69,2	625,4	277,9	473,2	706,5
1990	19,2	75,3	5,4	77,9	34,1	127,5	81,4	52,1	30,5	90,6	103,1	23,8	720,9	291,5	441,3	593,1
1991	5,1	25,1	60,8	17,1	39,4	95,8	114,4	20,1	112,6	55,8	48,2	69	663,4	342,9	460,8	625,8
1992	0	4	38	101	51,9	144,4	70,4	71,4	87,1	141,8	43,8	73	826,8	373,3	512,3	766,7
1993	5,2	0,9	6,9	32,2	40,9	96,2	103,3	81	140,6	261,6	18,3	26,2	813,3	421,1	440,9	712,3
1994	46,4	21,8	13,9	25,6	88	56,8	72,9	140,1	178,8	32,3	41,9	9,9	728,4	448,6	558,6	912,2
1995	39,2	31,2	32,3	43,4	70,2	69	64,7	64,3	74,6	1,5	20,5	34,1	545	272,6	369,4	677,2
1996	42,9	12,6	17,9	23,5	83,2	96	95,2	159,5	12	97,3	179,2	27	846,3	362,7	332,2	661,5
1997	32,8	2,5	5,4	21,3	70,1	234,8	69,5	41,7	15,2	15,8	104,5	42,9	656,5	361,2	670,4	793,6
1998	23,1	15,9	0,9	104,7	20,9	99,7	121,7	78,4	104,6	135,7	14,9	2,3	722,8	404,4	428,4	643,7
Media 1987-97	23,4	27,1	22,2	60,7	64,2	121,7	108,2	93,1	82,4	94,2	55,9	36,8	725,7	405,4	467,2	719,0

tab. 1: dati termici e pluviometrici raccolti presso la stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (1360 m s.l.m., G. Cola)

E' a questo punto della stagione estiva che può essere situata la svolta termica: diversamente dal 1997, essa non avrà importanti ritorni. La temperatura, infatti, non toccherà più i 30 °C nemmeno in pianura, e l'intero mese di settembre si mostrerà perfettamente allineato con la media decennale (10.4 °C presso la stazione di S. Antonio di Valfurva). Gli episodi nevosi dei giorni 5 e 6 e soprattutto dell'11 e 12 del mese (neve a 1800 m; 130 cm a 3000 m) consacrano il termine della stagione di ablazione, comunque già quasi del tutto arrestatasi nell'ultima settimana di agosto.

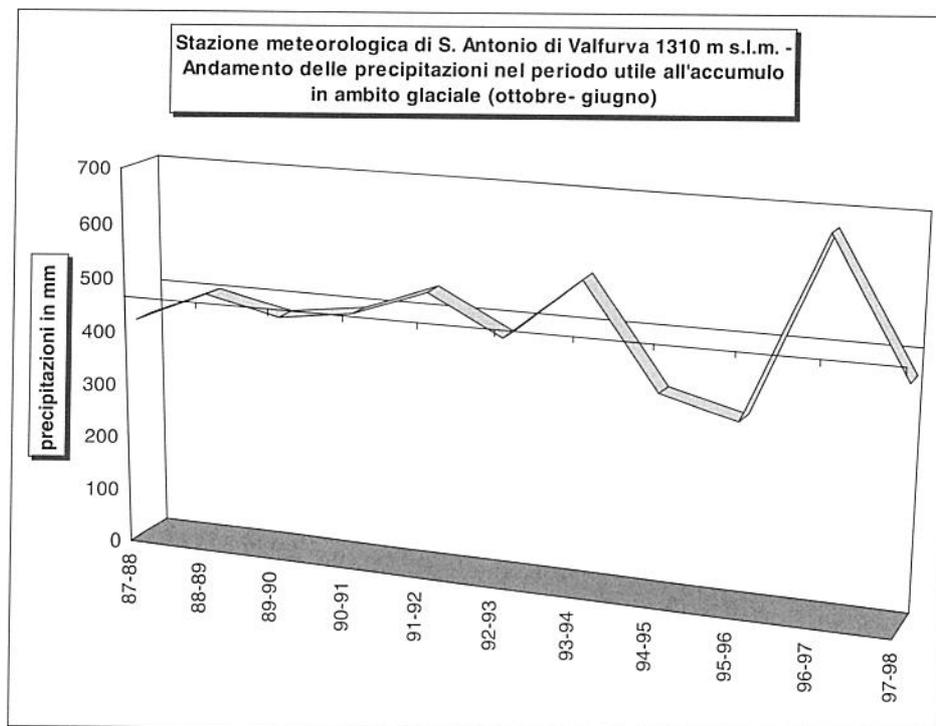


Fig. 1: dopo l'impennata dell'anno precedente, le precipitazioni relative al periodo di accumulo glaciale si pongono, nell'annata idrologica 1997-98, nei pressi del valore della media decennale.

2 - NIVOLOGIA

La ratifica di due convenzioni, una tra SGL e Regione Lombardia, Assessorato alle Autonomie locali e federalismo (*Centro nivo-meteorologico regionale di Bormio*) e l'altra tra lo stesso ente e il Collegio Regionale delle Guide Alpine della Lombardia, ha consentito l'avvio di un progetto operativo atto all'acquisizione di dati quantitativi e qualitativi inerenti le caratteristiche e l'evoluzione del manto nevoso che si depona nel corso della stagione di accumulo alle quote tipiche della presenza glaciale. Tale monitoraggio, a cadenza mensile nel corso dell'intero anno idrologico, viene eseguito nel sito-campione del Monte Sobretta (Ortles-Cevedale, 3180 m) mediante il controllo di paline e lo scavo di trincee. I dati vengono implementati da quelli tardo-primaverili raccolti in 4-5 siti di confronto (vedi tabelle) e dagli abituali rilievi estivi: diviene così possibile una valutazione su larga scala dell'andamento effettivo del glacialismo regionale, con importanti corollari di tipo meteorologico-climatico.

A - LE INDAGINI NIVOLOGICHE PRESSO IL SITO DI ALTA QUOTA DEL MONTE SOBRETТА

Il rilievo eseguito in data 16 aprile 1998 presso il sito nivologico del Monte Sobretta (Ghiacciaio di Alpe Sud, 3180 m s.l.m., foto 1) evidenzia che gli apporti nevosi più significativi per l'accumulo si sono verificati nel mese di novembre 1997, con circa 220-240 cm di neve fresca totale, e nella prima metà di aprile, con 240-260 cm. Discreti anche gli apporti di pertinenza del periodo compreso tra la seconda metà di dicembre 1997 e la prima settimana di gennaio 1998, quantificabili in 150-160 cm; molto asciutto invece il periodo centrale e finale dell'inverno: tra il 10 gennaio e il 20 marzo 1998 la neve fresca caduta può essere stimata in 70-80 cm. A questi apporti vanno aggiunti i modesti contributi di ottobre 1997 (20-30 cm) (tab. 9). Al 20 aprile, la sommatoria stagionale della neve fresca caduta sul sito del Monte Sobretta ammonta ad un totale di 700-770 cm. Sotto il profilo qualitativo, il manto nevoso presenta due situazioni distinte:

a- la porzione di neve vecchia compresa tra 0 e 120 cm, costituita dagli apporti del periodo novembre 1997 – fine marzo 1988, presenta una densità piuttosto elevata (400 kg/m^3) e una buona coesione tra gli strati, dovuta a forme cristallografiche che tendono ad accorparsi, soprattutto nella parte profonda, favorendo il passaggio verso situazioni di nevato compatto e di ghiaccio giovane.

b- la porzione superiore dello strato è costituita dalle precipitazioni abbondanti della prima quindicina del mese di aprile 1998; essa presenta una densità bassa (240 kg/m^3) ed una situazione cristallografica meno evoluta (neve molto recente in superficie e grani di piccole dimensioni), anche se la coesione generale sia tra i singoli cristalli che tra strato e strato è decisamente buona. In ultima analisi, possiamo quindi giudicare elevata la qualità della parte più profonda dello strato nevoso (tra 0 e 120 cm), in quanto già molto compattata e costituita da robusti cristalli di ghiaccio di buone dimensioni (mediamente 2-3 mm di diametro).



Foto 1: il Ghiacciaio di Alpe Sud, all'apice del quale è posto il sito nivologico del Monte Sobretta (3180 m, al centro). Si notano le pessime condizioni in cui versa il ghiacciaio: la progressiva emersione della barra rocciosa trasversale, visibile al centro, sta per isolare l'intera porzione inferiore dell'apparato; la neve vecchia è del tutto assente (A. Galluccio, 22 agosto 1998).

Il sopralluogo del 20.5.1998 permette di apprezzare le caratteristiche prettamente primaverili del manto nevoso. Soltanto i primi 30 cm superficiali del nevato, che hanno risentito del rigelo notturno, presentano una elevata resistenza; gli strati interni risultano invece privi di coesione a causa dell'elevata percentuale di acqua libera presente. L'andamento delle temperature interne è di tipo isotermico, con valori di 0 °C per tutto lo spessore del manto nevoso.

Tale situazione termica ha determinato una omogeneizzazione della neve al suolo; tuttavia sono ancora individuabili le principali fasi di accumulo stagionale e i relativi strati:

- tra 0 cm e 55 cm: accumuli autunnali (novembre 1997);
- tra 55 cm e 100 cm: accumuli invernali (dicembre 1997 – marzo 1998);
- tra 100 cm e 155 cm: accumuli del mese di aprile 1998.

PALINA 2						
data	emersione effettiva	emersione dal ghiaccio	altezza neve	variazione strato neve	variazioni spessore ghiaccio	ghiaccio sovra-Imposto
Ottobre 97	269	269	5			
09/12/97	183	269	86	81		
23/01/98	143	269	126	40		
24/02/98	132	269	137	11		
16/04/98	55	269	214	77		
20/05/98	126	269	143	-71		
25/06/98	164	269	95,5	-47,5		9,5
15/07/98	258	269	0	-95,5		1,5
31/07/98	337	337	0		-68	-11
11/08/98	374	374	0		-37	
11/08/98	274	274	0			
18/09/98	321	341	20	20	-67	
Bilancio annuale: - 172 cm di ghiaccio						
PALINA 7						
data	Emersione effettiva	emersione dal ghiaccio	altezza neve	variazione strato neve	variazioni spessore ghiaccio	Ghiaccio Sovra-Imposto
Ottobre 97	265	265	5			
09/12/97	177	265	88	83		
23/01/98	141	265	124	36		
24/02/98	127	265	138	14		
16/04/98	50	265	215	77		
20/05/98	110	265	103	-60		
25/06/98	154	265	8	-52		8
15/07/98	244	265	0	-91		5
31/07/98	317	317	0	-8	-52	-13
11/08/98	351	351	0		-34	
11/08/98	269	269	0			
18/09/98	320	356	36	36	-87	
Bilancio annuale: - 173 cm di ghiaccio						

tab. 2: sito del Monte Sobretta (Ghiacciaio di Alpe Sud, 3180 m s.l.m., Valsfurna, Italia): bilancio nivo-glaciale superficiale relativo all'anno idrologico 1997-1998. I dati di spessore sono espressi in cm di neve e ghiaccio; in neretto i valori di infissione e di reinfissione

A livello cristallografico vi è una netta prevalenza di forme derivanti da metamorfismo da fusione e rigelo, le maggiori discontinuità sono costituite dalle due croste di ghiaccio che delimitano le tre principali fasi di accumulo descritte sopra. L'assestamento generale del manto nevoso è marcato rispetto al rilievo del 16 aprile; nonostante le precipitazioni nevose della seconda metà del mese di aprile 1998, si rileva uno spessore di 155 cm contro i 225 cm precedenti, mentre il peso specifico medio del nevato passa dai 323 kg/m³, riscontrati il 16.4.1998, ai 500 kg/m³ odierni. Le precipitazioni di fine aprile hanno incrementato il peso totale del manto nevoso da 728 a 771 kg/mq. Nella parte più profonda del nevato, si è formato uno strato di circa 5 cm di neve molto pesante e bagnata (680 kg/m³) che rigela sulla superficie fredda del ghiacciaio, con cui viene a contatto (ghiaccio di neoformazione su base annua o *di sovrainposizione*).

Il 25 giugno lo spessore totale del banco di neve è notevolmente diminuito (tab. 2). Le caratteristiche cristallografiche del manto sono uniformi e non dissimili da quanto rinvenuto nel corso della precedente missione: forme tipiche del metamorfismo da fusione, temperatura interna costante a 0 °C. La densità media è invece inferiore (483 Kg/m³ contro i precedenti 497 Kg/m³), probabilmente a causa di una maggior presenza di acqua libera che tende a dilavare i cristalli nella parte superiore dello strato e a inzuppare la porzione basale. Il consistente percolamento alimenta inoltre un flusso laminare di acqua a livello dell'interfaccia ghiaccio-neve; tale flusso, determina inevitabilmente una perdita di massa. Lo scavo è stato compiuto nei pressi della palina 2: sul fondo della trincea è stato confermato il precedente rilievo circa la formazione di uno strato di *ghiaccio di sovrainposizione*. Il suo spessore è di 9,5 cm. Sommando il peso totale del nevato (507 Kg/m²) con quello dello strato di ghiaccio di sovrainposizione (9,5 cm con peso specifico di 800-820 Kg/m³: circa 80 Kg/m²) si rileva un accumulo residuo globale di circa 580-590 Kg/m². Confrontando questo dato con i 771 Kg/m² di peso globale del nevato rilevato in data 20 maggio, si evince che la perdita di massa per ablazione è stata di circa 180-190 Kg/m², corrispondente al 20-25% del totale.

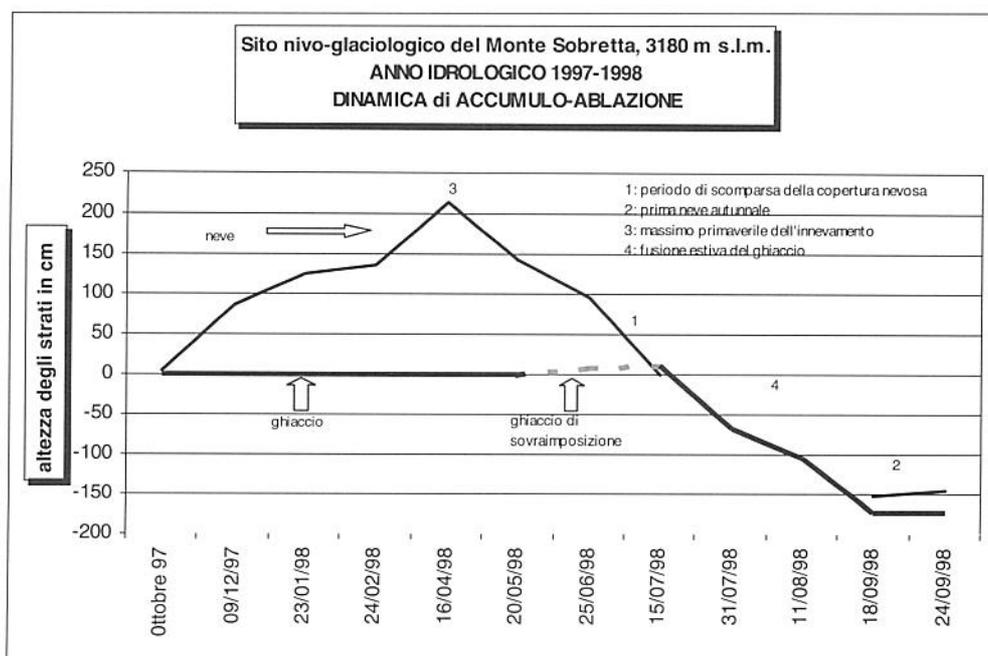


Fig. 2: bilancio nivo-glaciale presso il sito sperimentale del Ghiacciaio di Alpe Sud (Monte Sobretta, Valfurva, 3180 m s.l.m.). Degni di nota sono la scomparsa della neve dell'anno alla data del 15 luglio, il breve ciclo vitale dello straterello di ghiaccio di sovrainposizione e soprattutto la profonda fusione del ghiaccio superficiale avvenuta tra la metà di luglio ed il 18 settembre. A destra in basso è visibile il nuovo livello del ghiacciaio e i primi contributi nevosi del nascente anno idrologico 1998-1999.

L'analisi comparata tra i dati del sito del Monte Sobretta e quelli della stazione automatica di Livigno-Vallaccia (2650 m s.l.m.), dotata di serie storica, porta a considerare come positiva per il glacialismo questa prima fase del periodo di ablazione.

Queste condizioni di innevamento si modificano notevolmente alla media quota (2500-3200 m) nelle successive tre settimane: il limite della neve vecchia risale in modo variabile, ma sempre consistente, a seconda dell'esposizione. Ad esempio, il 5 luglio, sul versante italiano del Bernina i ghiacciai esposti a meridione sono ben innevati oltre i 2850 m di quota circa, mentre le lingue vallive degli apparati maggiori (Fellaria Est e Ovest), site a quote inferiori, appaiono del tutto spoglie. I nevai in zona extra-glaciale sono rari e piccoli. Le Orobie sembrano invece assai più cariche di neve e ospitano cospicui corpi di valanga.

Su scala globale regionale, alla fine della prima decade di luglio, l'innnevamento diviene così complessivamente inferiore a quello del 1997. Assai peggio stanno le montagne valdostane: l'11 luglio, la *snow-line* temporanea sul Ghiacciaio Grande di Verra (Monte Rosa, Val d'Ayas) è posta a ben 3170 m di quota! (esposizione Sud). Come all'inizio di agosto di un anno normale.

La situazione si aggrava dopo il 20 luglio: la mancanza assoluta di rigelo notturno, complici le alte temperature del periodo, portano alla rapida scomparsa del manto nevoso, ormai interessato a tutto spessore dal *metamorfismo di fusione*, sin oltre la quota di 3200 m sui versanti esposti a meridione. Altrove l'innnevamento permane un poco più a lungo, soprattutto in corrispondenza dei corpi di valanga, ma l'aspetto della montagna lombarda a fine mese non lascia dubbi: i ghiacciai sono in gran parte privi di copertura nevosa dell'anno, fatto che li espone a una ablazione prolungata e profonda. Il 15 luglio, presso il sito del Monte Sobretta, la neve è assente, nonostante la quota elevata, e gli 11 cm di ghiaccio di sovrapposizione formati nella tarda primavera sono allo scoperto. Il giorno 31 del mese di questo straterello non vi è infatti più traccia: inizia quindi la fusione del ghiaccio in un luogo che, giova ricordarlo, è sempre stato il centro del bacino di accumulo dell'apparato. Il 18 settembre, ad ablazione conclusa, questa ammonterà a ben 172,5 cm rispetto al livello del 1997, dato che costituisce anche lo sconcertante bilancio glaciale annuale del ghiacciaio in questo punto (tab. 1 e fig. 2).

Le notizie che pervengono dagli 4 altri siti di indagine sono dello stesso segno, anche se con qualche differenza ascrivibile ai numerosi fattori implicati (quota, esposizione, tipologia del ghiacciaio, caratteri del rilievo montuoso circostante, posizione geografica del massiccio e microclimi connessi). Per l'analisi di dettaglio dello spessore del manto nevoso si rimanda alla tab. 3 e ai paragrafi successivi. Uno spazio dedicato merita il sito nivologico del Ghiacciaio del Lupo: il settore orobico è notoriamente contraddistinto da una particolare situazione orografico-climatica che può forse fornire il più utile tra i confronti possibili e quindi consentire di estendere all'intero territorio regionale, con i dovuti correttivi, le valutazioni redatte con i dati del Monte Sobretta, operazione che costituisce il fine ultimo del presente lavoro.

SITI DI CONTROLLO NIVOLOGICO (TARDA PRIMAVERA – ESTATE)

Sito: Ghiacciaio di Vazzedà (Disgrazia-Mallero) (M. Butti)

Punto	Quota	Anno 1994	Anno 1995	Anno 1996	Anno 1998
1	2920	536	278 (30.5)	280 (2.6)	403 (14.6)
2	3020	oltre 600	530	304	560

Sito: Ghiacciaio di Dosegù (Ortles-Cevedale) (C. Lonardo)

Punto	quota	Anno 1996	Anno 1997	Anno 1998
1	3000	100	195 (8.6)	145 (6.6)

Sito: Ghiacciaio del Ferro Centrale (Codera-Masino) (G. Elli)

Punto	quota	Anno 1998
1	2770	277 (16.5)

Tab. 3: dati relativi al monitoraggio dell'evoluzione del manto nevoso nei siti di controllo (primavera-estate; spessore in cm)

B - MONITORAGGIO DELL'EVOLUZIONE DELL'ACCUMULO NEVOSO NEL CORSO DELLA STAGIONE ESTIVA PRESSO IL GHIACCIAIO DEL LUPO (ALPI OROBIE)

Stefano D'Adda

Il monitoraggio dell'evoluzione del manto nevoso residuo annuale sul Ghiacciaio del Lupo, avviato nel 1996, nell'estate del 1998 è stato realizzato mediante rilievi svolti con cadenza regolare (14 giugno, 19 luglio e 22 agosto; 35 e 34 gg. di intervallo). Il lavoro ha interessato solo l'area caratterizzata da apporti nevosi di origine diretta (foto 2) dove, in corrispondenza dei tradizionali punti di indagine (disposti in linea secondo la massima pendenza), con l'ausilio di una sonda da valanga sono state condotte misurazioni dello spessore della neve vecchia. Caratteristiche e localizzazione dei siti sono descritte e rappresentate in Tab. 4. Alle missioni hanno partecipato: S. D'Adda, V. Mariani, A. Meani, G. D'Adda, P. Previtali.

Punto	Quota	Localizzazione del punto di saggio	Pendenza del ghiacciaio
1	2625	Pochi metri a Ovest del Passo di Coca (2645 m), in linea con una bocchetta posta tra due modesti dossi rocciosi..	Pendenza a valle, verso punto n° 2, pari a 20,8° (38%).
2	2580	A Nord-Ovest del punto n° 1, da cui dista circa 150 m, nel settore centro-orientale del pianoro del ghiacciaio.	Pendenza a valle, verso punto n° 3, pari a 13° (23%).
3	2520	A Nord-Ovest del punto n° 2, da cui dista circa 210 m, poco a monte della seraccata.	Pendenza a valle non rilevata.

Tab. 4: i punti di indagine nivologica del Ghiacciaio del Lupo.

Nota meteorologica relativa alla stagione estiva nel settore orobico

L'analisi dei dati nivologici raccolti sul ghiacciaio nel corso dell'estate viene supportata dai dati meteorologici della stazione di Bergamo (m 218 s.l.m.), di seguito riportati nella tab. 5. Essendo la stazione collocata a grande distanza dai siti glacializzati, la lettura dell'andamento termo-pluviometrico risulta solo indicativa, anche se preziosa per comprendere i principali eventi atmosferici della stagione. La nostra cronaca inizia con la data del primo rilievo nivologico presso il Ghiacciaio del Lupo (14 giugno 1998). Le temperature si mantengono piuttosto basse sino al giorno 18 del mese. La seconda decade di giugno è fresca (18,4 °C). Successivamente, sino alla fine del mese, la temperatura sale in modo deciso, soprattutto grazie agli elevati valori delle temperature minime. La media della terza decade di giugno è di 24,3 °C, ovvero di ben 5,9 °C superiore rispetto alla seconda. Nel complesso, Giugno si rivela così un mese piuttosto caldo (21,7 °C contro una media di 20,2 °C) ma caratterizzato da precipitazioni assolutamente nella norma (115,8 mm), le quali, almeno nella prima parte del mese, sono nevose sino a 2000 m di quota. Temperature minime piuttosto basse, e massime nella norma, caratterizzano la prima decade di luglio (21,7 °C contro una media mensile di 22,8 °C), mentre la seconda è normale (22,7°).

PRECIPITAZIONI (totale dei mm di acqua)					
Mese	1998				Media 1958-96 Tot. mese
	I decade	II decade	III decade	Tot. mese	
Giugno	41,8	59,2	14,8	115,8	118,5
Luglio	43,8	13,6	16,0	89,4	102,0
Agosto	10,2	29,8	0,0	40,0	124,4
Settembre	66,8	47,6	46,4	160,8	108,1
Totale periodo Giugno-Settembre				406,0	452,9

TEMPERATURE (media dei °C di calore)					
Mese	1998				Media mensile 1958-1996
	I decade	II decade	III decade	Media mese	
Giugno	22,4	18,4	24,3	21,7	20,2
Luglio	21,7	22,7	26,2	23,5	22,8
Agosto	24,9	25,8	21,7	24,1	22,2
Settembre	21,2	17,1	17,1	18,5	18,7
Media periodo Giugno.-Settembre				22,0	21

Tab. 5: stazione meteorologica di Bergamo, m 218 s.l.m., estate 1998 (da Marco Bertolini, Istituto Sperimentale Cerealicoltura, Bergamo. Serie storica di 40 anni)

Il caldo si fa sentire a partire dal 20 luglio, tanto che a Bergamo, tra i giorni 20 e il 25, la temperatura massima non è mai inferiore a 32 °C (sino a 34,4 °C). La media mensile di luglio risulta pertanto di 23,5 °C contro una media di 22,8 °C. Temperature decisamente elevate vengono registrate anche ad agosto, fino alla seconda decade del mese, con un picco veramente notevole tra il giorno 8 e il giorno 17. In questi dieci giorni si resta sempre al di sopra dei 25,8 °C (contro una media mensile di 22,2°). Addirittura, tra i giorni 9 e 13 le temperature massime fanno registrare valori elevatissimi per il periodo (rispettivamente 34,2, 35,2, 36,0, 34,4, 33,4 °C). Verso la fine della seconda decade, l'arrivo di perturbazioni atlantiche interrompe questa fase, riportando il regime termico a valori normali per il periodo. Il mese di agosto registra comunque una media mensile di ben 1,9 °C superiore alla media storica (24,1 °C contro 22,2 °C). Nel bimestre luglio-agosto le precipitazioni ammontano a solo il 41% del valore medio del periodo. La neve torna a cadere sulle Alpi Orobie il giorno 4 settembre, però solo a quote elevate (sopra i 2700 m). Fortunatamente non si ripete l'andamento climatico che caratterizzò il settembre del 1997: le temperature, dopo una prima decade ancora piuttosto calda (21,2 C°), scendono in modo deciso e, tra l'11 e il 13 settembre, nevica anche a quote basse (1800-2000 m).

In sostanza si può dire che la fase cruciale dell'ablazione, intensissima, abbia avuto termine intorno all'inizio della terza decade di agosto, mentre l'estate vera e propria si è conclusa, sui monti, alla fine della prima decade di settembre. Le precipitazioni settembrine registrate presso la Stazione di Bergamo risultano piuttosto abbondanti (160,8 mm di pioggia, contro una media di 108,1 mm) mentre il regime termico risulta normale (18,5 °C; la media è di 18,7 °C).



Foto 2: il Ghiacciaio del Lupo ripreso dal Bivacco Corti. L'indagine nivologica viene svolta nel settore centro-destro-idrografico della colata, in una zona che si presume non venga raggiunta, se non eccezionalmente, dalle valanghe che provengono dal contorno roccioso, soprattutto dalla sinistra idrografica (a destra nella foto). Si nota l'esiguità del manto nevoso. (S. D'Adda, 22 agosto 1998).

I rilievi nivologici (vedi tab. 6, 7 e 8)

Primo controllo: 14 giugno 1998

La salita avviene dal versante Sud, lungo la Valle di Coca. Nei giorni precedenti l'uscita si verificano alcune nevicate, che scendono sino a bassa quota. La mattina del 14 troviamo una spruzzata di neve già al Rifugio Coca, a 1891 metri. L'innnevamento del vallone che precede il Lago di Coca è simile a quello del 1996, con il tratto superiore del torrente totalmente coperto da neve. Notevoli depositi nevosi anche tutt'intorno al lago. Oltre alle perforazioni con la sonda da neve, in corrispondenza del punto n° 2 è stata scavata una trincea, finalizzata allo studio nivologico e al prelievo di campioni per lo studio degli inquinanti atmosferici.

Secondo controllo: 19 luglio 1998

Lungo il versante Sud (Valle di Coca) la copertura nevosa evidenzia il consueto ritiro rispetto alla situazione di metà giugno. A valle del Lago di Coca, essa è confinata ai piedi dei canali valanghivi; lungo il torrente, il 14 giugno completamente coperto nel tratto superiore, permane sotto forma di due piccole chiazze molto dure, anch'esse di origine valanghiva. A monte dell'invaso i quantitativi paiono simili a quelli degli anni scorsi. Sul versante valtellinese, la copertura nevosa del ghiacciaio è ancora pressoché totale.

Fa difetto la seraccata frontale, molto ripida, dove la neve era già in buona parte scomparsa a metà giugno. Si può situare il limite della neve attorno ai 2490-2500 metri di quota.

Terzo controllo: 22 agosto 1998:

La salita al ghiacciaio avviene da Nord, lungo la Val d'Arigna. I ghiacciai della valle, osservati a diversa distanza, evidenziano condizioni d'innnevamento molto diversificate: negative o molto negative appaiono le condizioni dei ghiacciai di Druet, Fascere, Costa d'Arigna e dei due Pioda. Discrete o buone si presentano invece quelle di Val Sena, Marovin, Dente di Coca e Scotès.

Profondità e lenti di ghiaccio	Limite inferiore dello strato	Aspetti nivologici degli strati	in cm
	0		0
Fino a cm 15	P 15	neve molle, dell'evento dell'11-12 giugno.	15
	R 27	neve dura, pallottolare, imbevuta d'acqua; cristalli mm 5	30
	I		45
	M		60
	A	neve dura, pallottolare, da gelo e rigelo. Densità 450 Kg/m ³	75
tre piccole lenti di ghiaccio	V 90		90
lente di ghiaccio di 0,5 cm	E 106	neve molto dura, pallottolare, da gelo e rigelo. Densità 530 Kg/m ³	105
	R		120
lente di ghiaccio di 0,5 cm	A 137	tre strati, con lenti di 0.5-1 cm; neve da molto dura a compatta	135
lente di ghiaccio di 0,5 cm	159	neve molto dura. Densità 550 Kg/m ³	150
			165
		cinque strati, con lenti di 0.5-1,5 cm; neve da molto dura a compatta	180
	A		195
lente di ghiaccio di 5 cm	U 205		210
lente di ghiaccio di 1 cm	T 220	neve molto dura, trasformata senza percolazione. Dens.: 520 Kg/m ³	225
lente di ghiaccio di 1 cm	U 240	neve molto dura, cristalli piccoli, non ramificati. Densità 500 Kg/m ³	240
	N		255
	N		260
	O		275
	-	neve molto dura. Densità 540 Kg/m ³	290
	I		305
	N		320
	V		335
	E		350
lente di ghiaccio di 1 cm	R 365		365
	N		380
	O		395
			410
		quattro strati, con lenti di ½-1 cm; neve da molto dura a compatta;	425
			440
			455
superficie del ghiacciaio	470		470

Fig. 3: trincea in manto nevoso: Ghiacciaio del Lupo, 14 giugno 1998

Tale situazione è, nel complesso, meno grave di quanto l'eccezionale caldo estivo potesse far pensare. Il Ghiacciaio del Lupo presenta un innevamento residuo scarsissimo, simile per estensione complessiva, ma non per disposizione, a quello riscontrato nel 1996. Il limite della neve (*snow-line*) non è delineabile, dato che sul *plateau* centrale essa permane con due grandi chiazze nel settore medio-inferiore, mentre è praticamente assente in quello superiore.

Discussione

La tab. 6 evidenzia le differenze di spessore del manto nevoso, per punto di indagine e per data mensile, tra il 1998 e le due annate precedenti. La tab. 7 sottolinea gli elevati processi ablativi che hanno caratterizzato tutta l'estate 1998. In particolare, sono significativi i dati relativi al ritmo medio di scioglimento giornaliero della neve (tab. 8), che in alcuni periodi ha raggiunto livelli elevatissimi e, speriamo, eccezionali. Già durante la prima parte dell'estate, presso il punto n° 1 si registra un valore di 6,9 cm/die di neve sciolta (livello questo mai raggiunto nel corso delle due precedenti annate), che successivamente sale ancora, sino a 7,0. In corrispondenza del punto n° 2 l'ablazione media giornaliera è stata meno violenta, mentre presso il punto n° 3, caratterizzato dai maggiori apporti nevosi, a un valore iniziale contenuto (4,9 cm/die), ha fatto seguito l'eccezionale 7,9 cm/die della seconda parte dell'estate, che rappresenta il record locale assoluto.

GIUGNO

Punto n°	Quota (m s.l.m.)	1996 (02 giugno)	1997 (15 giugno)	1998 (14 giugno)	Differenza rispetto al 1996 in cm	Differenza Rispetto al 1997 in cm
1	2.625	cm 410	cm 430	cm 460	+50	+30
2	2.580	cm 385	cm 375	cm 470	+85	+95
3	2.520	cm 340	cm 340	cm 475	+135	+135

LUGLIO

Punto n°	Quota (m s.l.m.)	1996 (07 luglio)	1997 (13 luglio)	1998 (19 luglio)	Differenza rispetto al 1996 in cm	Differenza Rispetto al 1997 in cm
1	2.625	cm 235	cm 415	cm 220	- 15	- 195
2	2.580	cm 220	cm 300	cm 260	+ 40	- 40
3	2.520	cm 150	cm 295	cm 305	+ 155	+ 10

AGOSTO

Punto n°	Quota (m s.l.m.)	1996 (15 agosto)	1997 (23 agosto)	1998 (22 agosto)	Differenza rispetto al 1996 in cm	Differenza Rispetto al 1997 in cm
1	2.625	cm 40	cm 170	cm 0	- 40	- 170
2	2.580	cm 15	cm 50	cm 40	+ 25	- 10
3	2.520	cm 0	cm 30	cm 30	+ 30	0

Tab. 6: Confronto diacronico 1996-1998: le variazioni di spessore del manto nevoso alle tre date di rilievo mensile e il confronto tra il 1998 e le annate precedenti

Punto di Lettura	Spessore della neve residua (cm)			Δ spessore 15/06 - 19/07	Riduzione media/die 15/06 - 19/07	Δ spessore 20/07 - 22/08	Riduzione media/die 20/07 - 22/08
	14 giugno	19 luglio	22 agosto				
Punto 1	460	220	0	-240	6,9	-220 (e oltre)	7,0
Punto 2	470	260	40	-210	6,0	-220	6,3
Punto 3	475	305	35	-170	4,9	-270	7,9

Tab.7: Confronto diacronico della fusione della neve nell'estate 1998

	Anno 1996			Anno 1997			Anno 1998		
	Giorno 02/06	periodo 3/6 - 7/7	periodo 8/7 - 15/8	giorno 15/6	Periodo 16/6 - 13/7	periodo 14/7 - 23/8	giorno 14/6	periodo 15/6 - 19/7	Periodo 20/7 - 22/8
P. 1	410	5,0	5,0	430	0,5	6,0	460	6,9	7,0
P. 2	385	4,7	5,3	375	2,7	6,1	470	6,0	6,3
P. 3	340	5,4	6,0	340	1,6	6,5	475	4,9	7,9

Tab. 8: spessore della neve alla data del primo rilevamento e valori medi teorici di decremento giornaliero, per intervallo di rilievo, negli anni 1996-1997-1998.

Questi dati si possono semplicemente spiegare con l'elevato regime termico dell'estate 1998. I depositi nevosi presentavano infatti, il giorno 14 giugno, uno spessore medio superiore a quello registrato nei due anni precedenti. Sappiamo che, in condizioni climatiche normali, sul Ghiacciaio del Lupo un manto nevoso tardo-primaverile d'origine diretta di circa 400 cm non è sufficiente a garantire residui nevosi a fine estate. Pertanto l'aver rilevato spessori variabili tra i 460 e i 475 cm, seppur caratterizzati da buoni valori di densità (sotto il primo metro di neve: tra 500 e 550 Kg/m³), non consentiva di ipotizzare scenari particolarmente favorevoli, a meno di un'estate fresca e asciutta o, se perturbata, almeno in parte nevosa. E' invece avvenuto l'esatto contrario: essa si è rivelata tra le più calde degli ultimi anni e, nonostante il piccolo surplus iniziale, la neve vecchia si fusa quasi del tutto.

All'osservazione del 19 luglio il ghiacciaio era ancora pressoché totalmente innevato. Solo la seraccata, molto ripida, risultava scoperta. Il 22 agosto il ghiacciaio presentava un innevamento residuo scarsissimo, simile a quello riscontrato nel 1996. La neve, a chiazze, era presente nella parte medio-inferiore dei tragitti valanghivi e nelle porzioni pianeggianti, dove più abbondante si presentava anche all'inizio dell'estate. Buona parte dei settori superiori, alla base delle pareti rocciose, lasciavano affiorare il firn valanghivo del 1997.

Le fasi più intense dell'ablazione si sono verificate nella terza decade di giugno e, in particolare, tra la terza decade di luglio e la seconda decade di agosto, quando presso la stazione meteorologica di Bergamo si sono registrate temperature medie e massime elevatissime. Pertanto non meraviglia constatare che agli elevati valori medi giornalieri di ablazione della prima parte dell'estate ne succedano poi di ancora maggiori.

I processi ablativi hanno avuto definitivamente termine nella prima decade di settembre. Fortunatamente non si è ripetuto l'anomalo episodio climatico dello scorso anno, che prolungò la fase estiva sin quasi a metà ottobre, altrimenti avremmo assistito alla più intensa fase ablativa del secolo. Settembre si è infatti rivelato un mese piovoso, con frequenti nevicate in montagna.

A differenza degli anni passati lo scenario evolutivo del deposito nevoso residuo si è presentato abbastanza chiaro: infatti le precipitazioni sono risultate assolutamente nella norma nel mese di giugno, di poco inferiori alla media a luglio e decisamente scarse ad agosto. Pertanto le piogge, con la loro azione battente e dilavante, hanno concorso solo minimamente, e comunque in misura minore rispetto alle stagioni precedenti, alla fusione della neve. E' chiaro che l'intensità dei processi ablativi, ovvero la maggiore intensità rispetto ai due anni scorsi, è da attribuirsi esclusivamente alle più elevate temperature. E' infine interessante sottolineare come, alla luce dell'esperienza maturata e conoscendo la consistenza del deposito nevoso iniziale (giugno 1998), nonché l'andamento climatico del periodo, già prima di salire sul ghiacciaio per la seconda e la terza rilevazione si fosse in possesso di un'idea abbastanza precisa di quanto si sarebbe visto e rilevato. Idea che, purtroppo, è stata puntualmente confermata.

3 - CONCLUSIONI

La stagione di accumulo 1997-1998 (tab. 9) sulle Alpi Lombarde ha avuto un tardivo e stentato inizio solo nella seconda metà di ottobre, essendosi oltremodo prolungato sino a quel momento il lunghissimo periodo di ablazione dell'estate 1997. Nel sito-campione del Monte Sobretta lo spessore totale della neve fresca caduta ammonta a circa 840-930 cm. Il 6 giugno, sulla lingua del Ghiacciaio di Dosegù (Valle del Gavia) l'altezza del manto nevoso è risultata di 150 cm, contro i 195 dello scorso anno e i 100 cm del 1996. L'iniziale crisi di apporti nevosi è stata quindi compensata dalla generosità delle precipitazioni medio-primaverili (del mese di aprile in particolare), dopo che un mese di novembre prodigo di contributi e una prima frazione dell'inverno moderatamente umida avevano concorso a risollevarne le sorti di una situazione principialmente critica. Quanto sopra suggerisce che le precipitazioni della stagione di accumulo ottobre 1997-giugno 1998 possono essere giudicate "normali" (fig. 1) se raffrontate all'andamento meteoroclimatico dell'ultimo decennio, mentre è assai dubbio che lo siano in assoluto: presso la

stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva, i valori pluviometrici (428.4 mm) risultano solo di poco inferiori ai valori medi (467 mm) ma non sembrano in grado di definire un'annata di apporti davvero favorevole.

Scarso significato assume invece l'andamento delle temperature dei mesi freddi, quest'anno lievemente superiori alla media (3.9 °C contro 3.6 °C), stante la localizzazione altimetrica delle masse glaciali: alle quote ove queste giacciono, infatti, lievi variazioni termiche non comportano mutamenti nella qualità delle precipitazioni. Di maggior rilievo appaiono i valori della sintesi termo-pluviometrica del mese di giugno. I considerevoli apporti tipici di questo mese, infatti, possono assumere caratteri differenti a seconda del regime termico, almeno nei bacini meno elevati (ove generalmente risiedono le fronti), trasformando ad esempio quelli che possono essere rilevanti, benchè tardivi, apporti solidi in disastrose piogge dilavanti. Nel 1998, come già lo scorso anno, questi hanno assunto caratteri significativamente positivi solo fino al giorno 17, producendo cospicui depositi nevosi, per poi virare decisamente verso la negatività a partire dal giorno 20. La temperatura media del mese risulta infatti di ben 14.7 °C, circa 2.5 °C superiore alla media decennale, e le precipitazioni deficitarie di un buon 30%, essendo risultate assenti nell'intera terza decade. L'esordio precoce della fase conclamata dell'ablazione e il caldo della parte centrale dell'estate hanno demolito la copertura nevosa dell'anno. In particolare, l'accumulo ha subito una vera devastazione nella terza decade di luglio. I ghiacciai si sono quindi presentati privi di copertura nevosa, su buona parte della loro superficie, per l'intera stagione calda.

<i>Fase perturbata</i>	<i>Spessore neve fresca caduta (in cm)</i>
Ottobre 1997	20 – 30
Novembre 1997	220 – 240
Dicembre 1997 – gennaio 1988	150 – 160
10 gennaio – 20 marzo 1998	70 – 80
Aprile 1998	240 – 260
Maggio 1998	50 – 60
11-15 Giugno 1998	90 – 100
	Totale annuo: 840 – 930 cm

Tab. 9: riepilogo quantitativo delle precipitazioni nevose presso il sito del Monte Sobretta (3180 m) nel corso della stagione di accumulo 1997-98.

In definitiva, le conclusioni sono purtroppo facili e univoche: l'anno idrologico 1997-1998 è stato gravemente negativo per il glacialismo regionale, tra i peggiori degli ultimi venticinque anni. Le cause del fenomeno sono da acriverci all'andamento meteorologico estivo e solo secondariamente a una stagione di accumulo poco generosa ma non certo deficitaria in assoluto. Dai dati raccolti emerge quindi con evidenza, ancora una volta, l'assoluta centralità del regime termico della stagione calda nel definire il bilancio nivo-glaciale alpino.

ABSTRACT

Nelle Alpi Centrali italiane, l'anno idrologico 1997-1998 ha avuto un andamento nivo-meteorologico fortemente sfavorevole al glacialismo. Nella stagione di accumulo, gli apporti nevosi si sono concentrati in due periodi principali, nel mese di novembre 1997 e in quello di aprile del 1998. Il primo ha interrotto l'anomala fase calda verificatasi all'inizio dell'autunno, il secondo è stato seguito da una parte finale della primavera poco umida. La stagione di ablazione è cominciata alla metà del mese di giugno, in netto anticipo rispetto alla norma. L'effetto combinato tra apporti nevosi non abbondanti ed esordio precoce della fusione nivale ha comportato il rapido dissolvimento della copertura nevosa, avvenuto in tempi brevissimi nella terza decade di luglio. I ghiacciai sono quindi rimasti in gran parte scoperti per l'intero mese di agosto, quando temperature molto alte anche in quota hanno prodotto una eccezionale fusione. Il periodo cruciale dell'ablazione è terminato alla fine del mese di agosto, come di norma. Nel sito di indagine del Monte Sobretta, a 3180 m di quota, è andato perduto uno strato di 172,5 cm di ghiaccio; più in generale, al di sotto dei 3200 m di quota, i ghiacciai lombardi hanno subito una grave erosione, che ha annullato in un solo anno gli accumuli di numerose stagioni precedenti. Parole chiave: *andamento nivo-meteorologico, Alpi Centrali italiane*

The 1997 hydrological year registered an extremely negative snow and weather course with regards to glaciation on the Italian Central Alps. In the accumulation season, the snow supplies were confined to two main periods, i.e. November 1997 and April 1998. The first one interrupted the uncommon warm phase at the beginning of autumn, the second one was followed by a little humid phase of late spring. The ablation season started in the middle of June, which was definitely earlier than usual. The combined effect between poor snow supplies and an early start of snow melting caused a very quick melting process of the snow blanket during the third decade of July. The glaciers, therefore, were mostly uncovered for the entire month of August, when very high temperatures triggered off an extraordinary melting process even at high altitude. The crucial time for the ablation finished, as usual, at the end of August. At the research station of Monte Sobretta (3180 m) the glacier lost a 172,5 cm-high ice layer; in general, glaciers under 3200 metres in Lombardy underwent a severe erosion which cancelled the accumulation of numerous previous seasons in just one year.

Key words: *snow and weather course – Italian Central Alps*

Dans les Alpes italiennes, l'année hydrologique 1997-1998 a eu un cours nival-météorologique très défavorable aux glaciers. Dans la saison de cumul, les apports neigeux se sont concentrés en deux périodes principales, en Novembre 1997 et en Avril 1998. Le premier a interrompu la phase de chaud anormal, qui a été vérifiée au début de l'automne, le deuxième a été suivi par une partie finale du printemps peu humide. La saison d'ablation a commencé vers la moitié du mois de Juin, beaucoup avant par rapport à la règle. L'effet assorti parmi les apports neigeux pas abondants et le début précoce de la fusion de la neige a entraîné la dissolution rapide du manteau neigeux, qui s'est produite en temps très courts pendant la troisième décennie du Juillet. Les glaciers sont restés découverts presque complètement pendant tout le mois d'Août, lorsque les températures très hautes même en altitude ont produites une fusion extraordinaire. La période cruciale de l'ablation a terminée à la fin du mois d'Août, suivant la règle. Dans la localité de recherche du Monte Sobretta, à 3180 m d'altitude, a été perdue une couche de 172,5 cm de glace; en général au dessous de 3200 m d'altitude, les glaciers de la Lombardie ont subies une grande érosion, qui a rendue inutiles en une seule année les cumules de nombreuses saisons précédentes.

Mots clé: *cours nival-meteorologique, Alpes Centrales italiennes*

Das hydrologische Jahr 1997-1998 verzeichnete einen sehr negativen Schnee- und Wetterablauf für die Vergletscherung in den Italienischen Zentralalpen. In der Nährsaison entfielen die Schneezufuhren auf zwei Zeiträume, November 1997 und April 1998. Der erste unterbrach die seltsame warme Phase am Herbstanfang, der zweite wurde von einem wenig feuchten Frühlingsende gefolgt. Die Zehrsaison fing in der Mitte Juni an, was entschieden früher als gewöhnlich war. Die Wirkung zwischen knappen Schneezufuhren und einem frühen Anfang der Schneeschmelzung verursachte das sehr schnelle Abschmelzen der Schneedecke in der dritten Dekade Juli. Deswegen blieben die Gletscher für den ganzen Monat August meistens unbedeckt, als sehr hohe Temperaturen eine außerordentliche Abschmelzung auch auf höchsten Höhen verursachte. Die kritische Zehrsaison beendete am Ende August wie gewöhnlich. Bei der Forschungsstation von Monte Sobretta (3180 m) verlor der Gletscher eine 172,5 cm-hohe Eisschicht; im allgemein, wurden die Gletscher unter 3200 m in der Lombardei einer starken Erosion unterworfen, die die Ablagerungen vieler vorherigen Saisons nach nur einem Jahr vernichtete.

Schlüsselwörter: *Schnee- und Wetterablauf, Italienische Zentralalpen*

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 1998

Settore Alpi Centrali Italiane

Coordinamento scientifico, elaborazione di testi e dati:

Antonio Galluccio, Luca Bonardi

Coordinamento logistico-operativo:

Giovanna Mainardi, Emanuele Congiu, Carlo Lonardo, Virgilio Mariani,
Stefano D'Adda, Stefano Ratti

Nivometeorologia:

Luigi Bonetti, Antonio Galluccio, Luca Bonardi, Stefano D'Adda, Eraldo Meraldi, Flavio
Berbenni, Giuseppe Cola, Mario Butti, Giordano Elli

ELENCO DEGLI OPERATORI CHE HANNO PARTECIPATO ALLA CAMPAGNA GLACIOLOGICA 1998

Settore **SPLUGA-LEI**: E. Congiu, M. Felisa, M. Lojacono, J. Palermo, G. Ghielmi, P. Piccini; settore **CODERA-MASINO**: C. Lonardo, G. Grazzi – Lonardo, M. Colzada, G. Elli, C. Gusmeroli, F. Ruggeri, L. Nocenti, F. Rossini, C. Scolari, Stefy Zocchetti, L. Tettamanti; settore **DISGRAZIA-MALLERO**: V. Mariani, M. Butti, M. Urso, G. Stella, A. Cavoza, A. Almasio, G. Panza, P. Panza, L. Ghidini, M. Parlato; settore **BERNINA**: L. Arzuffi, V. Paneri, G. Paneri, R. Peja, B. Rosa, S. Alberti, A. Maccagni, G. Catasta, L. Catasta, M. Butti, V. Mariani, Mascarelli; settore **SCALINO PAINALE**: M. Butti; settore **DOSDE'-LIVIGNO**: S. Ratti, G. Mainardi, F. Galluccio, A. Galluccio, E. Rezzonico, L. Bonetti, L. Bolognini, D. Fracchiolla, M. Marzorati, D. Salvatore; settore **ORTLES-CEVEDALE**: A. Galluccio, Ale Galluccio, I. Galluccio, P. Gorni, C. Migliorero, G. Casartelli (CGI e CSC del CAI), S. Confortola, G. Esposito, G. Catasta, L. Catasta, A. Pellegrini, P. Farioli, A. Grossi, B. Bonantoni, F. Righetti, G. Righetti, A. Papola, Stefy Zocchetti, L. Bolognini, L. Bonetti; settore **OROBIE**: S. D'Adda, P. Previtali, M. Butti, F. Mocci, A. Meani, C. Ciapparelli; settore **ADAMELLO**: L. Bonardi, P. Caprara, L. Caprara, F. Pelosato, M. Urso, P.E. Battaglia, A. Galluccio, A. Meani, C. Ciapparelli, V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, V. Mariani; M. Cozzi, G. Salvioni, M. Maggioni, A. Gigliuto, M. Monfredini, M. Pala, M. Merati.

AVVERTENZE PER LA LETTURA

a- PARTE GENERALE

-Cap. 1: *dati generali di campagna.*

-Cap. 2: *ghiacciai-campione:* elenco attuale, riepilogo delle unità controllate nel 1998 e confronto operativo con gli anni passati.

-Cap. 3: *analisi delle variazioni degli apparati controllati nell'anno.* La metodica adottata dal SGL prevede che il giudizio sulla fase dinamica annuale del singolo ghiacciaio venga espresso sulla base delle evidenze morfodinamiche riscontrate, frutto delle osservazioni svolte sia alla fronte sia nel bacino di accumulo. Per cui anche le misure frontali vengono assunte con questo criterio (vedi Nota 1, pag. 64). Nel paragrafo rimangono distinti il gruppo dei ghiacciai sottoposti a rilievo con metodo fotocartografico (3 - A) e quello dei ghiacciai che forniscono un dato di variazione frontale (3 - B);

-Cap. 4: *riepilogo generale delle variazioni dei ghiacciai lombardi nel periodo 1990-1998.* La Tab. 1 e la Fig. 1 contengono la popolazione complessiva dei ghiacciai osservati: la fase dinamica viene valutata con il metodo integrato del S.G.L., che tiene conto delle variazioni del corpo glaciale nel suo insieme, indipendentemente dalle misure frontali (3 - A + 3 - B). La Tab. 2 e la Fig. 2 illustrano, per lo stesso periodo, le variazioni dei ghiacciai sottoposti a misura frontale: la fase dinamica indicata dipende dal segno algebrico della variazione riscontrata.

-Cap. 5: *andamento del glacialismo lombardo nel 1998:* tratta l'argomento in una visione globale a livello regionale. Le modificazioni della copertura glaciale dei singoli settori montuosi (Spluga-Lei, Codera-Masino, Disgrazia-Mallero, Bernina, Scalino, Dosdè-Piazzì-Livigno, Ortles-Cevedale, Adamello, Orobic) vengono illustrate nella parte sistematica.

b- PARTE SISTEMATICA

Diversamente da quanto apparso sul n. 1 di Terra Glaciälis, le rilevazioni eseguite sono raccolte nelle tabelle di riepilogo (pag. 113-118) e quivi corredate da note succinte. Al testo esteso vengono affidati esclusivamente i rilievi di quei ghiacciai che hanno mostrato modificazioni o fenomeni di particolare interesse. Nella gran parte dei casi quanto illustrato nelle relazioni trova riscontro nelle immagini fotografiche di corredo. La trattazione avviene, come al solito, da Ovest a Est (dallo Spluga alle Orobic). Ogni settore è corredato da uno schema cartografico che raccoglie tutte le unità glaciali presenti nel suo territorio. Il singolo apparato viene indicato da un pallino nero pieno. I ghiacciai di superficie superiore ai 50 ha sono contrassegnati da un pallino cerchiato.

La scheda, oltre alle note descrittive, contiene: il numero di catasto e il nome del ghiacciaio; la data del rilievo (è quella cui si riferiscono le note); *Q.M.F.*: la quota minima frontale; la fase dinamica (con indicazione degli apparati di nuova identificazione); la variazione media annua, corredata, tra parentesi, dall'anno di riferimento; i nomi degli autori del rilievo: il primo nominativo è quello dell'operatore responsabile.

c- TAVOLE DI RIEPILOGO (pag. 113-118)

1- *numero di catasto:* indica sia i ghiacciai e glacionevati (numero come in "Catasto dei Ghiacciai Italiani", CGI - CNR, 1961, aggiornato da "Ghiacciai in Lombardia", SGL, 1992) sia le forme glaciali minori (serie 9000.0: *siti a potenzialità nivo-glaciale*; serie 8000.0: *masse glaciali non catastabili*; vedi Nota 2, pag. 65).

2- *data del rilievo:* è la data principale, cui si riferiscono le note. Per motivi di spazio, sono state omesse le date relative ai numerosi controlli accessori eseguiti nell'estate 1998.

3- *variazione fronte:* la variazione frontale indicata corrisponde alla media delle variazioni desunte dalla misura dei singoli segnali. Essa si riferisce all'anno precedente (1997). Nel caso di variazione pluriennale (tra parentesi compare l'anno di riferimento), cioè quando sia interposto un periodo di uno o più anni senza misure, si intenda la media annua. L'approssimazione è di 50 cm.

4- *fase dinamica:* vedi legenda a pag. 118.

5- *quota snow-line (Q.s.l.):* il limite medio inferiore della neve vecchia è indicato solo per quegli apparati in cui era identificabile; visto l'andamento meteo-nivologico dell'estate 1998, trattasi di evenienza rara;

6- *quota minima fronte:* desunta dalla cartografia o dal dato di campagna rilevato con l'altimetro.

7- *note:* contengono, in estrema sintesi, i principali eventi dinamici osservati.

8- *operatori:* l'elenco compare a pag. 61, mentre in tabella i nominativi sono stati omessi per motivi di spazio.

1 - DATI GENERALI

**Totale delle osservazioni
compiute: 304**

GHIACCIAI OSSERVATI:	250
Ghiacciai esistenti al 1997:	249
Ghiacciai di nuova identificazione (1998):	1
ALTRE OSSERVAZIONI:	
gruppo dei ghiacciai estinti al 1997:	22
forme glaciali minori:	27
effluenze del ghiacciaio dell'Adamello:	5

operatori impiegati:	77
numero delle giornate lavorative:	286
numero totale delle inquadrature fotografiche:	594

2 - GHIACCIAI CAMPIONE (AGGIORNAMENTO 1999)

I ghiacciai campione, quelli di maggior interesse scientifico, vengono suddivisi in gruppi in base all'importanza glaciologica (dimensioni, lunghezza della serie storica di misure ecc.): i Gruppi I e II contengono i ghiacciai principali. Tutti gli apparati possiedono almeno un segnale di misura alla fronte. A questa regola fa eccezione il Gruppo IV, che comprende ghiacciai non misurabili ma di indubbia importanza.

GRUPPO I (24 unità)

SPLUGA-LEI

01-Ferrè

CODERA-MASINO

02-Rasica Es

DISGRAZIA-MALLERO

03-Ventina

04-Vazzeda

BERNINA-SCALINO

05-Scerscen Inferiore

06-Caspoggio

07-Fellaria Ovest

08-Scalino

DOSDÈ-PIAZZI-LIVIGNO

09-Dosdè Est

10-Campo Nord

ORTLES-CEVEDALE

11-Vitelli

12-Castelli Ovest

13-Gran Zebrù

14-Cedec

15-Palon de la Mare

16-Forni

17-Tresero

18-Dosegù

19-Sforzellina

ADAMELLO

20-Pisgana Ovest

21-Venerocolo

22-Adamello (Effluenza Salarno)

OROBIE

23-Marovin

24-Trobio Ovest

GRUPPO II (24 unità)

01-Suretta Sud

02-Cima Lago Ovest

03-Passo di Bondo

04-Pioda Sud

05-Predarossa

06-Cassandra Est

07-Disgrazia

08-Sissone

09-Scerscen Superiore

10-Fellaria Est

11-Cardonnè

12-Val Viola Est

13-Val Viola Ovest

14-Zebrù

15-Castelli Est

16-Rosole

17-Col de la Mare I

18-Punta Pedranzini

19-Alpe Sud

20-Savoretta

21-Pisgana Est

22-Lupo

23-Porola

24-Trobio Est

GRUPPO III (41 unità)

01-Tambò Inferiore

02-Sivigia NE

03-Cassandra Ovest

04-Cassandra Centrale

05-Sassera

06-Punta Baroni

07-Passo di Chiareggio

08-Cima di Rosso SE

09-Cima di Rosso E

10-Cima Valbona N

11-Monte Rosso SE

12-Pizzo Tre Mogge

13-Marinelli

14-Campaccio

15-Sasso Torto

16-Verva Maggiore

17-Dosdè Ovest

21-Platigliole

22-Crapinellin

23-Cristallo Est

24-M. Vecchia II

25-Forà

26-San Giacomo Est

27-San Giacomo w

28-Cerena

29-Passo Dosegù I

30-Di Franco

31-Avio Est

32-Aviolo

33-Remulo

34-Miller

35-Bondone Inferiore

36-Druet

37-Fascere

38-Dente di Coca

18-Dosdè Centrale II

19-Mine

20-C. Capra Dentro

39-Scais

40-Podavista

41-Coca Superiore

GRUPPO IV (5 unità) 1-Ponciagna; 2-Val Lia; 3-Miniera; 4-Campo; 5-Avio Centrale

A - RIEPILOGO DEI GHIACCIAI CAMPIONE CONTROLLATI

(tra parentesi le dimensioni del campione specifico)

	1998	1997	1996	1995	1994	
<i>unità controllate:</i>	90 (94)		82 (96)	87 (96)	72 (96)	68 (98)
<i>ghiacciai misurati:</i>	64 (89)		60 (91)	54 (91)	53 (91)	60 (92)
- con variazione frontale:	61 (89)		56 (91)	51 (91)	45 (91)	47 (92)
- nuovi segnali	3		4	3	8	13
<i>ghiacciai osservati (metodo fotocart.)</i>	26		22	23	19	8

B - DETTAGLIO PER GRUPPO

		1998	Misurati	Con dato di var.	Nuovi segnali	Solo osservaz.
Gruppo I	(24)	24	22	22	-	2
Gruppo II	(24)	23	20	19	1	3
Gruppo III	(41)	38	22	20	2	16
Gruppo IV	(5)	5	0	0	-	5
totali	(94)	90	64	61	3	26

3- ANALISI DEI DATI DI VARIAZIONE

A - GHIACCIAI SOTTOPOSTI A RILIEVO FOTOCARTOGRAFICO (valutazione globale):

	1998	1997	1996	1995
<i>unità osservate:</i>	188	151	185	142
<i>Ghiacciai in decremento*:</i>	143 (76,0 %)	64 (42,4 %)	91 (49,2 %)	58 (40,8 %)
<i>Ghiacciai stazionari:</i>	24 (12,7 %)	57 (37,7 %)	57 (30,9 %)	58 (40,8 %)
<i>Ghiacciai in incremento:</i>	3 (1,7 %)	12 (8,0 %)	6 (3,2 %)	1 (0,7 %)
<i>Ghiacciai incerti:</i>	13 (6,9 %)	15 (9,9 %)	25 (13,5 %)	24 (17 %)
<i>Ghiacciai estinti**:</i>	5 (2,7 %)	3 (2,0 %)	6 (3,2 %)	1 (0,7 %)

* sono compresi i tre apparati, in fase di ritiro, per i quali sono stati posti per la prima volta segnali di misura

** dichiarati estinti nell'anno del rilievo.

B- GHIACCIAI SOTTOPOSTI A MISURA FRONTALE (con dato di variazione lineare):

	1998	1997	1996	1995
<i>unità misurate:</i>	61	55	51	45
<i>Ghiacciai in ritiro:</i>	57 (93,4 %)	36 (65,5 %)	47 (92,1 %)	40 (88,8 %)
<i>Ghiacciai stazionari:</i>	1 (1,6 %)	12 (21,8 %)	1 (2,0 %)	3 (6,7 %)
<i>Ghiacciai in avanzata:</i>	2 (3,4 %)	6 (10,9 %)	1 (2,0 %)	0
<i>Ghiacciai incerti:</i>	1 (1,6 %)	1 (1,8 %)	2 (3,9 %)	2 (4,5 %)

Nota 1: in sede di formulazione del giudizio sulla fase dinamica, le misure frontali raccolte vengono comunque vagliate criticamente, soprattutto nei casi in cui la variazione lineare non sia dello stesso segno rispetto alle concomitanti caratteristiche morfodinamiche dell'apparato, considerato nella sua globalità, o in occasione di eventi dinamici particolari della fronte, descritti nel dettaglio nella singola scheda (in questi casi, nelle tabelle di riepilogo l'indice della fase dinamica viene contrassegnato da un asterisco).

4 – RIEPILOGO DELLE VARIAZIONI DEI GHIACCIAI LOMBARDI NEL PERIODO 1990-1998 (Tab. 1 e 2, Fig. 1 e 2)

L'analisi retrospettiva delle variazioni dei ghiacciai lombardi negli ultimi 9 anni tiene conto di due differenti modalità di trattamento dei dati: la prima è quella fin qui illustrata (Tab 1 e Fig. 1), che prevede la ponderazione del dato di campagna, sia esso frutto di valutazione con metodo fotocartografico (3 - A) o di misura lineare (3 - B e Nota 1); l'altra si riferisce al semplice computo algebrico delle misure frontali (una variazione frontale di 0 m corrisponde a *stazionarietà*, il segno - a *ritiro*, il segno + ad *avanzata*; Tab. 2 e Fig. 2).

Tab. 1: LE VARIAZIONI DEI GHIACCIAI LOMBARDI NEL PERIODO 1990-1998: CAMPIONE GLOBALE (vedi fig. 1)

(comprende tutti i ghiacciai rilevati, sia quelli controllati con le misure frontali sia quelli valutati con la fotocartografia)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
anno	Ghiacc.i Osserv.	variaz. accertata	fase neg.	staz.	incerti	fase posit.	Est.	nuova Ident.	Est. prec	forme minori	effl. Adam.	totale osservaz.
1990	183	174	98	47	25	1	3	9	7	3	3	196
		%	56,3	27	14,4	0,6	1,7					
1991	163	158	91	41	24	0	2	5	11	9	5	188
		%	57,6	26	15,2	0	1,2					
1992	131	131	73	28	27	2	1	0	8	2	2	143
		%	55,7	21,4	20,6	1,5	0,8					
1993	162	160	84	51	22	2	1	2	10	2	1	175
		%	52,5	31,9	13,8	1,2	0,6					
1994	247	244	129	69	38	2	6	3	15	4	2	268
		%	52,9	28,3	15,6	0,8	2,4					
1995	190	186	99	59	26	1	1	4	5	2	4	202
		%	53,2	31,8	14	0,5	0,5					
1996	244	236	138	58	27	7	6	8	13	9 (28)	3	269
		%	58,4	24,6	11,5	3	2,5					
1997	211	206	99	70	16	18	3	5	14	16 (33)	5	246
		%	48	34	7,8	8,7	1,5					
1998	250	249	200	25	14	5	5	1	22	27 (54)	5	304
		%	80,3	10,1	5,6	2	2					

Legenda (per colonna): - 1: anno del rilievo; - 2: numero totale dei ghiacciai con fase dinamica accertata e di quelli osservati per la prima volta nell'anno in esame (colonne 3 e 9); - 3: numero dei ghiacciai con fase dinamica accertata; - 4, 5, 6, 7: per fase dinamica, con percentuale; - 8: estinti nell'anno in esame, rispetto alla stagione precedente; - 9: ghiacciai identificati per la prima volta nell'anno in esame; sono escluse le forme glaciali minori di nuova identificazione; - 10: ghiacciai estinti precedentemente all'anno in esame; - 11: "forme glaciali minori": comprende i "siti a potenzialità nivo-glaciale" e le "masse glaciali non catastabili" che non compaiono nelle colonne 8 e 10 (le unità di queste due colonne fanno in effetti parte delle forme glaciali minori; il numero aggregato viene posto tra parentesi); - 12: effluenze del Ghiacciaio dell'Adamello osservate; - 13: numero totale delle osservazioni compiute: è dato dalla somma dei valori contenuti nelle colonne 2, 10, 11 e 12.

NOTA 2: nel 1996 il Servizio Glaciologico Lombardo ha redatto un nuovo elenco delle unità glaciali regionali che comprende, accanto ai ghiacciai e ai glacionevati (dotati di numero di catasto), un indice particolare relativo alle *forme glaciali minori*, suddivise in *siti a potenzialità nivo-glaciale* (S.P.N.G., serie 9000.0) e in *masse glaciali non catastabili* (M.G.N.C., serie 8000.0). Si tratta di piccoli campi di ghiaccio e/o di nevato per i quali non è possibile un inquadramento classificativo certo sulla base dei criteri vigenti. Per effetto della attuale fase di regresso, il loro numero è andato progressivamente aumentando.

L'estate 1998 giunge a sancire lo stato di sofferenza dei ghiacciai lombardi, il cui ulteriore aggravamento, in parte previsto, è univoco e quasi senza eccezioni: l'annata resterà a lungo impressa nella memoria dello studioso e del frequentatore della montagna sia per l'intensità dei fenomeni di disgregazione glaciale che ha prodotto sia perché essa, con stridente confronto, viene dopo un quadriennio assai meno negativo (1994 – agosto 1997), in cui era stato possibile osservare un rallentamento dei ritmi di decremento delle masse glaciali e addirittura segni di ripresa in alcune unità, fatti non certo eclatanti ma forieri di nuove speranze. Ebbene, questi segnali positivi sono stati azzerati in poche settimane: è impossibile fornire una stima anche solo approssimata del danno subito dal patrimonio glaciale della nostra regione, ma è certo che è andato perduto quanto accumulato in numerose stagioni precedenti. L'anno idrologico 1997-1998 rivaleggia così solo con il 1988-89 e con il 1990-91 per il triste primato di peggiore degli ultimi 25 anni, e forse è il più penalizzante in assoluto addirittura dagli Anni Quaranta.

Ma cosa è successo veramente? Per primo, nel determinare una simile congiuntura, non va dimenticato il ruolo dell'autunno 1997, caratterizzato da un caldo eccezionale, che ha inferto un duro colpo soprattutto agli apparati esposti a meridione: è in tal senso che i fatti di quest'anno erano in qualche modo prevedibili. Si è poi avuta una sinergia micidiale fra tre elementi: le altissime temperature del periodo centrale dell'estate, l'andamento di un mese di giugno non certo favorevole, e l'inconsistenza del manto nevoso in quota (le sommatorie annuali delle precipitazioni solide non raggiungono la metà di quelle tipiche degli anni favorevoli al glacialismo). Cruciale è stata la terza decade di luglio, quando lo strato di neve, in quei giorni interessato da *metamorfismo da fusione* a tutto spessore, non ha potuto beneficiare di rigelo notturno, stanti le temperature elevate anche in quota: in sole due settimane, l'innevamento è ovunque scomparso, in campo aperto, al di sotto dei 3200 m. Per quattro decenni (dal 20 luglio a fine agosto) le grigie superfici dei ghiacciai si sono offerte all'azione demolitrice dei raggi solari. Se l'andamento termico fosse stato, in questa fase, quello normale (anche se diviene ora difficile stabilire cosa si intenda con questo termine), le gelate notturne avrebbero compattato l'accumulo nevoso, creando ghiaccio interstiziale sulle traiettorie di percolazione: così trasformata, la neve avrebbe offerto una resistenza molto maggiore alla fusione estiva, differendo l'inizio della stagione di ablazione. E' noto come i mesi di giugno e luglio siano molto importanti, in quanto il loro andamento meteorologico, nel periodo dell'anno in cui la radiazione solare è più prolungata e zenitale, condiziona notevolmente l'entità della copertura nevosa e quindi il bilancio glaciale annuale: infatti, finché l'innevamento è totale, le onde corte vengono in gran parte riflesse (oltre il 90 %) e le masse glaciali si scaldano poco o nulla; se, viceversa, la neve si ritira precocemente, i ghiacciai assorbono una gran quantità di calore (sino al 60 % della radiazione giornaliera), con conseguente fusione concentrata. Senza trascurare l'ablazione che, comunque, si verifica al contatto tra massa glaciale e rocce, per effetto del riscaldamento dell'ambito peri-glaciale privato della copertura nevosa (aumento della temperatura locale).

Già dai primi giorni dell'agosto 1998 la situazione è apparsa drammatica, sia per i ghiacciai sia per l'appassionato che ne ha a cuore le sorti: le condizioni di innnevamento erano quelle tipiche del mese di settembre, mentre gli apparati erano ancora attesi dalla fase più cruenta dell'ablazione. Gli effetti sono stati puntualmente devastanti. E dire che, nei bacini di accumulo dei ghiacciai rivolti a Nord, il danno poteva essere ancora maggiore se il firn residuale della stagione precedente non avesse un poco ridotto la fusione del ghiaccio sottostante. Al di là di cifre e dati, del resto mai come oggi significativi, non si può negare la variazione climatica in atto, ormai semplice da connotare in ambiente alpino: il limite stagionale della neve è salito molto in alto, forse attorno ai 3300 m di quota o anche più sui versanti esposti a meridione, e vicino ai 3100 – 3150 sui pendii volti a Nord. In media, di circa 500 m rispetto al recente passato.

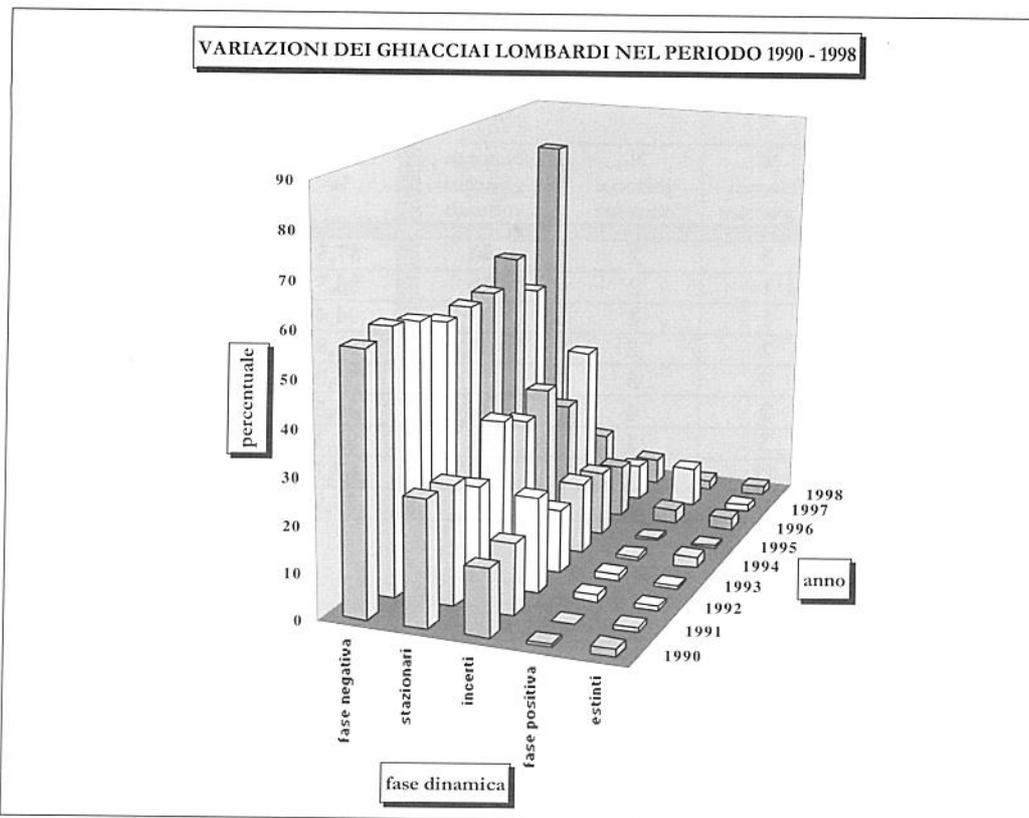


Fig. 1: quadro complessivo delle variazioni dei ghiacciai lombardi nel periodo 1990-1998. Il campione globale comprende sia gli apparati sottoposti a misura frontale sia quelli la cui fase dinamica è stata valutata con il metodo fotocartografico (dati della Tab. 1)

Ed è così che la fusione, per fortuna ancora solo parziale, raggiunge la calotta dell'Ortles, il settore sommitale del Bernina e, a quanto abbiamo potuto verificare, anche gli altri "4000" delle Alpi Occidentali.

Fatte salve le condizioni microclimatiche generate dall'orografia favorevole, che producono il piccolo campione glaciale meno penalizzato, si può dire che attualmente la maggior parte dei ghiacciai lombardi giace in un ambito altimetrico-climatico che più non gli compete: si tratta di masse glaciali evolute in una fase climatica ormai passata, della quale esse costituiscono la popolazione fossile. E' quanto ha ben evidenziato il sito di indagine del Ghiacciaio di Alpe Sud (Monte Sobretta; vedi pag. 50): neppure a 3200 m di quota si è avuto un accumulo residuo - è anzi andato perduto, su base annua, uno strato di ghiaccio di 172 cm - segno che l'intero apparato è posto ben al di sotto del limite nivale. Impressionante è stato anche osservare l'immenso bacino di alimentazione del Ghiacciaio dell'Adamello completamente spoglio di neve.

Indipendentemente dall'eventuale mutarsi della situazione meteo-climatica, i ghiacciai lombardi proseguiranno nel loro ritiro per almeno un quinquennio, tenuto conto del *tempo di risposta* medio che è possibile ipotizzare per le masse di medie e piccole dimensioni, costituenti la gran parte degli apparati regionali. Ciò porterà con certezza alla scomparsa di alcuni di loro, anche se in termini numerici tale perdita verrà bilanciata dall'identificazione di nuove unità frutto dello smembramento delle colate, fenomeno che si produce per effetto del loro assottigliamento.

Tab. 2: LE VARIAZIONI FRONTALI DEI GHIACCIAI LOMBARDI: PERIODO 1990-1998
 (comprende esclusivamente i ghiacciai sottoposti a misura frontale; la fase dinamica è desunta dal segno algebrico della variazione lineare; fig. 2)

anno	N. ghiacciai in ritiro	N. ghiacciai in avanzata	N. ghiacciai stazionari	N. totale ghiacciai misurati	Ritiro %	Avanzata %	Stazionari %
1990	35	3	2	40	87,5	7,5	5,0
1991	23	1	2	26	88,5	7,7	3,8
1992	33	1	1	35	94,4	2,8	2,8
1993	32	2	2	36	88,8	5,6	5,6
1994	39	3	5	47	83,0	6,4	10,6
1995	38	2	4	44	86,5	4,5	9,0
1996	48	3	1	52	92,3	5,8	1,9
1997	37	17	1	55	67,2	31,0	1,8
1998	53	6	2	61	86,9	9,8	3,3

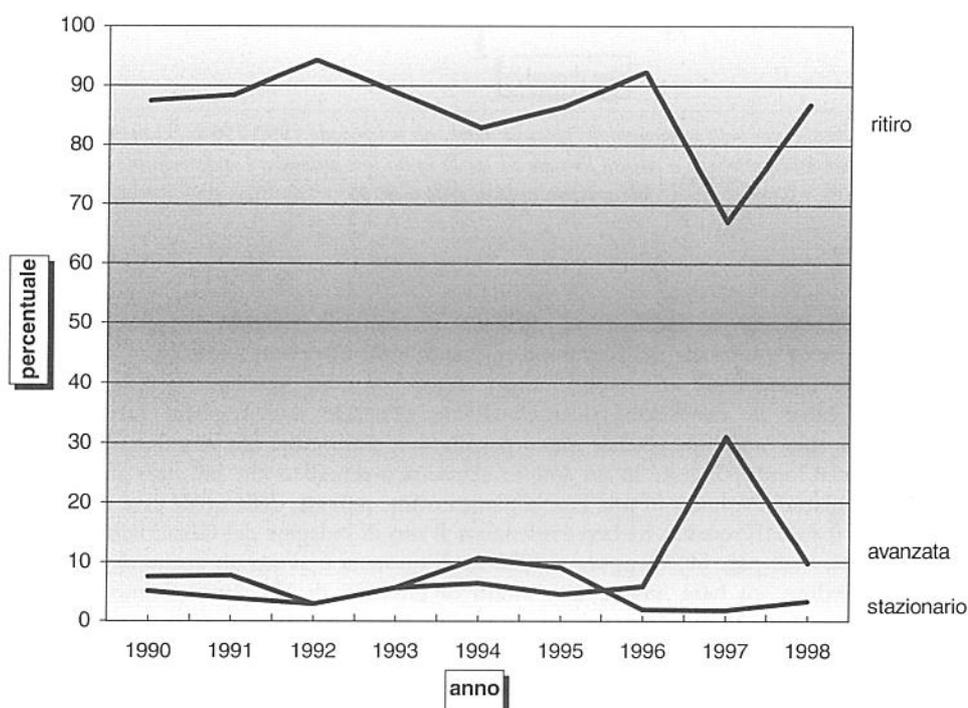


Fig. 2: grafico delle variazioni lineari dei ghiacciai lombardi sottoposti a misura frontale nel periodo 1990-1998. Si noti la netta inversione di tendenza verificatasi nel 1997.

Il dato statistico rivela che dopo la netta, e purtroppo isolata, inversione di tendenza del 1997, l'80% dei ghiacciai lombardi è in fase di ritiro, percentuale mai raggiunta nel recente passato e che raccoglie punti nel campione stazionario e incerto (16 %), in forte erosione rispetto alla media degli ultimi 8 anni (42,2 %), fatto che definisce il radicalizzarsi del fenomeno.

Questo sconcertante panorama trova, come detto, poche eccezioni. Per una breve indagine di dettaglio si rimanda alle note introduttive dei diversi settori montuosi e alle singole schede di campagna. Qui possono essere ricordati il versante valtellinese delle Alpi Orobie, i cui ghiacciai "tascabili", in gran parte generati dalle valanghe, resistono protetti dall'orografia e, per il medesimo motivo, alcuni apparati siti negli altri massicci. Va detto che 5 unità si sono estinte nell'anno in corso (Mine Ovest, Vago Sud, Redorta Inferiore, Cima del Coster, Passo di Poia), entrando così a far parte dell'elenco delle forme glaciali minori, mentre sono stati "scoperti" altrettanti nuovi apparati (il Ghiacciaio del Pizzo Torrone Est Superiore, frutto dello smembramento dell'omonima precedente unità, e le quattro forme glaciali minori: Valle del Ferro (o Ferro VIII), Bocchetta Roma Ovest, Corno Dosdè Superiore, Placca di Salimmo). Un piccolo glacionevato (Pizzo del Ferro Inferiore) ha meritato la reintegrazione nel catasto per effetto di un sopralluogo che ne ha accertato l'effettiva consistenza.

In effetti, il biennio di osservazioni 1997-1998 ha prodotto una completa rivisitazione del patrimonio glaciale lombardo, costituito attualmente da 306 tra ghiacciai e glacionevati e da 89 forme glaciali minori (61 siti a potenzialità nivo-glaciale e 28 masse glaciali non catastabili) per un totale di 395 unità che coprono una superficie stimata di circa 100 kmq.

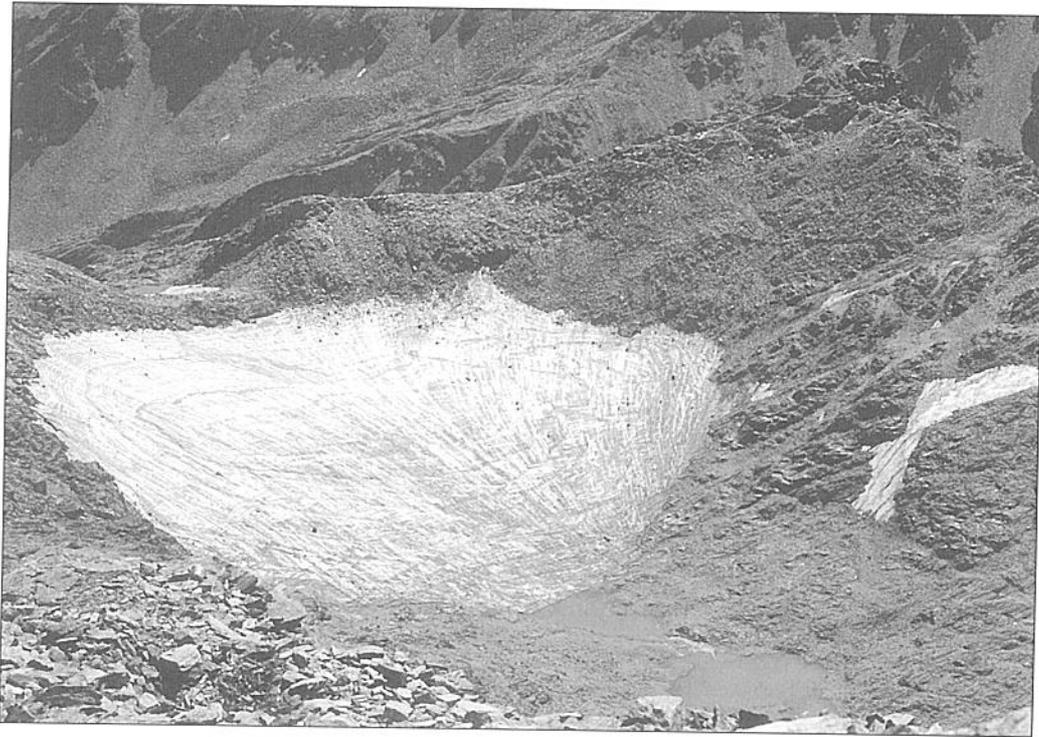


Foto 1: il piccolo ghiacciaio del Passo di Dosdè I, a fine estate si presenta privo di accumulo nevoso residuo da oltre dieci anni: nonostante ciò, la sua progressiva riduzione avviene con un ritmo sorprendentemente lento. E' possibile che venga in parte alimentato da ghiaccio di sovrainposizione: possiede le caratteristiche morfologiche ideali per il verificarsi del fenomeno (vedi pag. 51). (A. Grossi, 23 agosto 1998).

ABSTRACT

Nel corso dell'anno idrologico 1997-1998, i ghiacciai lombardi hanno subito un pesante ridimensionamento, iniziato con l'anomala fase calda della prima parte dell'autunno 1997, che ha dissolto un notevole accumulo nevoso annuale e ha intaccato anche i buoni depositi della 5 stagioni precedenti, e proseguito nel corso dell'estate 1998, caratterizzata da un esordio precoce e da temperature altissime. Tra i 250 apparati osservati, oltre l'80% delle unità risulta in ritiro, il 10 % è stazionario, il 5,6 % è in fase incerta, mentre 5 ghiacciai sono in incremento (2 %), per effetto di favorevoli condizioni locali. 5 unità si sono estinte. Alla fine dell'estate, gran parte della superficie glacializzata regionale si presenta priva di innevamento residuo, in quanto il limite climatico stagionale della neve vecchia si situa oltre i 3300 m di quota; solo in pochi casi, grazie a fattori orografici (coni d'ombra, valanghe), questa può essere rinvenuta anche più in basso. In termini di bilancio di massa, l'anno trascorso è tra i peggiori degli ultimi decenni.

Parole chiave: *snow-line, ritiro glaciale*

During the hydrological year 1997-98 glaciers in Lombardy underwent a severe redimensioning: it started with the uncommon warm phase of the first part of autumn 1997, which melted a large annual snow accumulation affecting the good deposits of 5 previous seasons, and it carried on during summer 1998, which was characterized by an early start and by very high temperatures. Among the 250 units that have been observed, more than 80% were retreating, 10% were unchanged, 5.6% were uncertain, while 5 glaciers registered a 2% increase thanks to positive local conditions. 5 units disappeared. At the end of summer, most of the regional ice zone appeared without residual snow, because the seasonal climatic snow line lied above 3300 metres; only in rare cases it could be observed also at a lower altitude because of orographic elements (conical-shaped shadow, avalanches). With regards to mass balance, last year has been amongst the worst in the past decades.

Key words: *snow line – glacier retreat*

Au cours de l'année hydrologique 1997-1998 les glaciers de la Lombardie ont subis une grosse diminution, qui est commencée par la phase chaude, pas normale pendant de la première partie de l'automne 1997, qui a dissoute un nombreu cumul neigeux de l'année et a aussi attaqué les considerables dépôts des cinq saisons précédentes, et a poursuivie pendant l'été 1998, caractérisée par un débout précoce et par des températures très hautes. Parmi les 250 glaciers observés, plus que 80% se révèle en recul, 10% est stationnaire, 5,6% est en phase incertaine, tandis que 5 glaciers sont en augmentation (2%), par suite de favorables conditions locales. A la fin de l'été, beaucoup de la surface des glaciers in Lombardie n'a plus d'enneigement restant, parce que la limite climatique de la saison de la neige vieille se place au-delà de 3300 m d'altitude, seulement en certains cas, grâce à des facteurs orographiques (cônes d'ombre, avalanches), on peut la revenir aussi plus en bas. Le bilan de masse, l'année passée, a été le pire entre les derniers dix ans.

Mots clés: *snow-line, recul du glacier*

Im Laufe des hydrologischen Jahres 1997-1998 wurden die Gletscher in der Lombardei einer neuen starken Dimensionierung unterworfen: sie fing mit der seltsamen warmen Phase im ersten Teil von Herbst 1997 an, die eine beträchtliche jährliche Schneablagerung schmolz und auch die gute Ablagerungen von 5 vorherigen Saisons schädigte, und sie schritt im Laufe des Sommers 1998 fort, der von einem frühen Anfang und sehr hohen Temperaturen gekennzeichnet wurde. Unter den 250 betrachteten Einheiten war mehr als 80% der Gletscher in einer Rückzugsphase, 10% war unverändert, 5,6% war unbestimmt, während 5 Gletscher dank positiven Wetterlagen in einer Vorstoßphase waren. 5 Einheiten verschwanden. Am Sommerende war der Großteil der regionalen Eisoberfläche ohne Schneedecke, weil die klimatische saisonale Schneegrenze über 3300 m lag; nur selten konnte sie auch bei niedrigerer Höhe dank orographischer Faktoren (Schattenkegeln, Lawinen) beobachtet. In Bezug auf Massenbilanz war letztes Jahr unter den Schlechtesten in den letzten Jahren.

Schlüsselwörter: *Schneegrenze, Gletscherrückzug*

5- PARTE SISTEMATICA

SETTORE SPLUGA-LEI

ANDAMENTO LOCALE DEL GLACIALISMO

Emanuele Congiu

Sono state controllate 12 unità glaciali (11 apparati catastati e 1 forma glaciale minore). Solo il Ghiacciaio di Passo Zoccone mostra una sostanziale stazionarietà rispetto ai rilievi precedenti; tutti gli altri sono in fase di decisa contrazione. Il Settore Spluga-Lei si allinea quindi all'andamento negativo del glacialismo regionale in questo 1998, anche se il ritmo dei ritiri attuali pare qui un poco meno incalzante che altrove. Come noto, questo angolo di Lombardia gode di una situazione climato-orografica che determina sia più consistenti precipitazioni nevose sia un più prolungato periodo di permanenza della neve al suolo, motivi che, tra l'altro, sono la spiegazione della stessa presenza del glacialismo all'interno di un gruppo montuoso non certo elevato: l'altitudine mediana media dei ghiacciai del settore (2762 m) è infatti la più bassa del versante meridionale delle Alpi Centrali, con l'esclusione delle "microclimatiche" Alpi Orobie. E' quindi possibile che l'eccezionale innevamento della parte iniziale dell'estate 1997 abbia prodotto tra questi monti un risparmio di massa maggiore rispetto alle zone limitrofe.

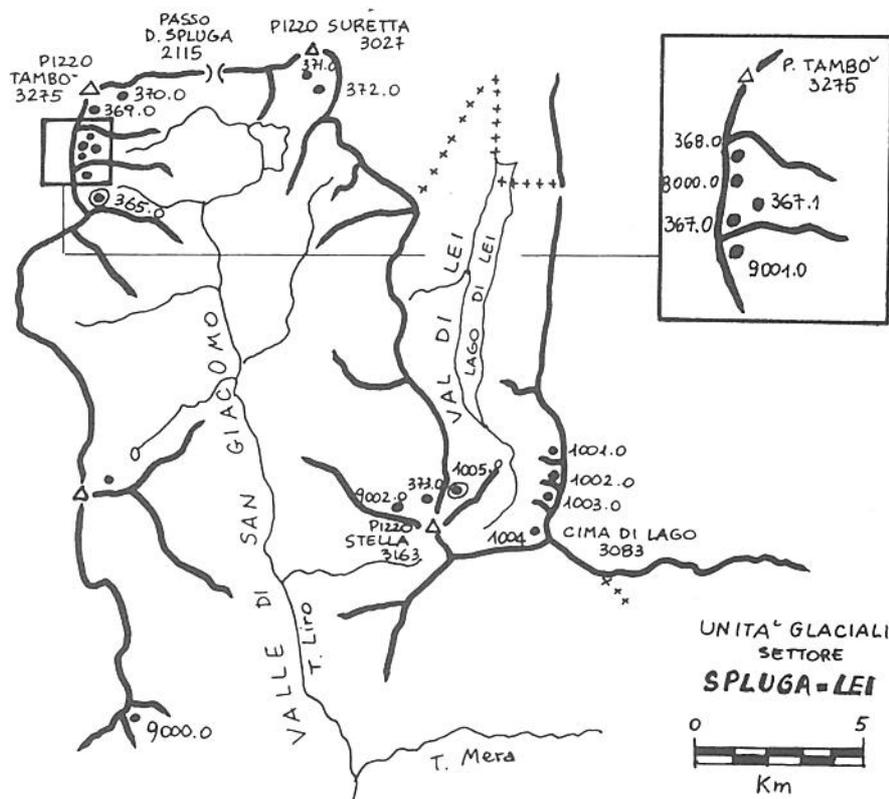


Fig. 3: unità glaciali del Settore Spluga-Lei

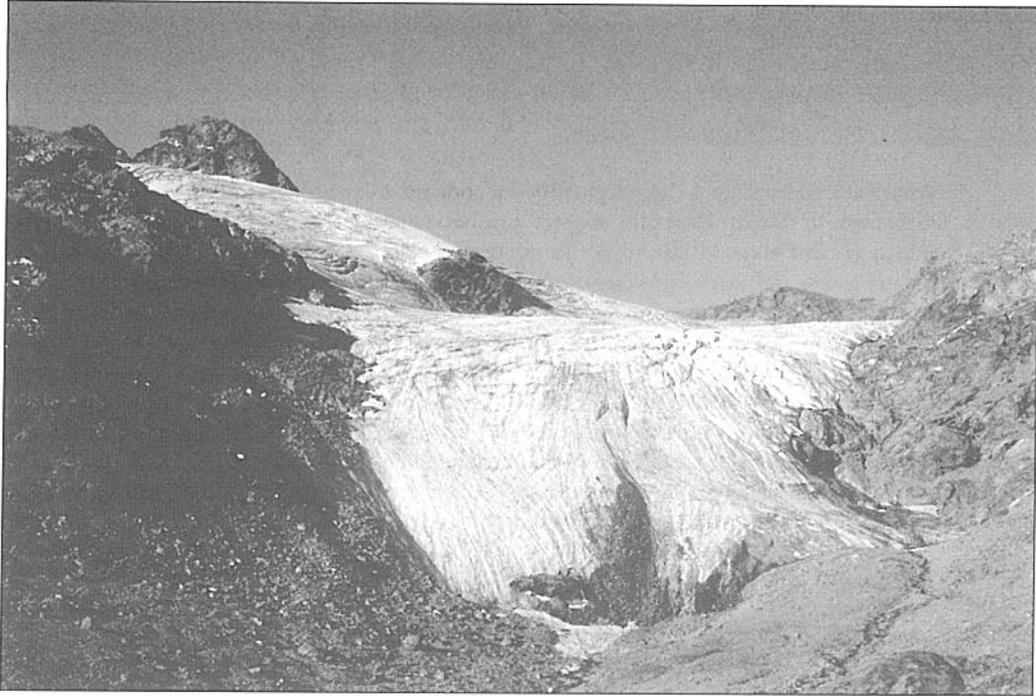
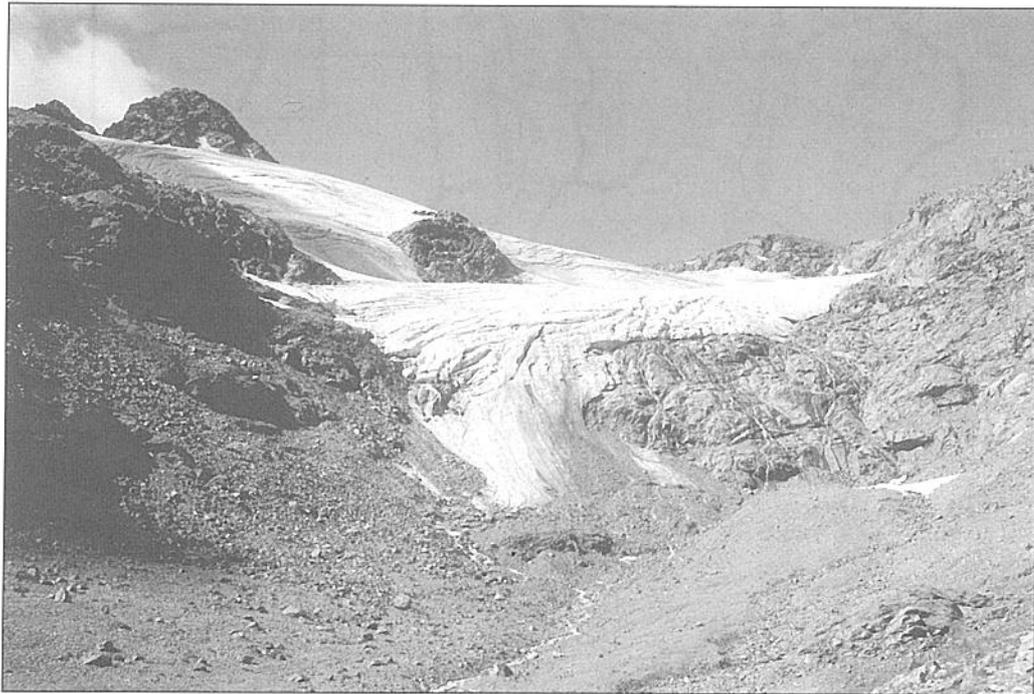


Foto 2 e 3: la fronte del Ghiacciaio di Pizzo Ferrè nel 1991 (in alto) e il 27 agosto del 1998 (in basso): si nota il fortissimo smagrimento della lingua prodottosi in 7 anni, soprattutto in sinistra idrografica (a destra). E' possibile che, in un futuro molto prossimo, la colata divenga pensile, abbandonando del tutto il fondo del vallone (E. Congiu).



Il ritiro glaciale è comunque fenomeno univoco: si va dalle fasi francamente dissolutive (ghiacciai di Cima Sovrana Ovest e Mortè) a contrazioni ancora marcate ma in via di lento assestamento (Ghiacciai di Tambò e Pizzo Ferrè, tutti i ghiacciai della Val di Lei). Proseguono quindi le vistose modificazioni paesaggistiche che hanno contraddistinto gli ultimi anni: in particolare, il Ghiacciaio di Pizzo Ferrè ha quasi del tutto perso la lingua valliva, mentre non è lontano il momento in cui il Ghiacciaio di Ponciagna non si adagerà più nelle acque del suo lago. Infine, sotto il profilo operativo, va segnalato che è stato posto il primo segnale di misura a un ghiacciaio della Val di Lei (Ghiacciaio di Cima di Lago Ovest).

365.0 PIZZO FERRE' 1998.08.23 QMF.: 2515 Ritiro moderato
Anche quest'anno il settore frontale del ghiacciaio è soggetto a variazioni morfologiche di notevole interesse: la porzione terminale della lingua ha subito infatti una forte perdita di spessore che ha portato all'isolamento, in sinistra idrografica, di alcuni lembi di ghiaccio morto, e si è anche ulteriormente ristretta. Alla base della seraccata, in destra idrografica, è venuto alla luce un potente torrente subglaciale, la cui azione erosiva contribuisce a rendere instabile la colata, con conseguente distacco di blocchi di ghiaccio di dimensioni metriche che rendono difficoltose le operazioni di misura. La neve vecchia è confinata oltre i 2900 m. di quota; alcune grandi placche di nevato, poste sul plateau centrale tra i 2740 e i 2820 m, sono residui degli apporti dello scorso anno. (E. Congiu, J. Palermo, G. Ghielmi, M. Felisa e P. Piccini). Variaz. media annua: - 7 m (1997)

1005.0 PONCIAGNA 1998.08.27 QMF.: 2471 Decremento forte
Il ghiacciaio, tuttora vasto e imponente, mostra rilevanti segni di contrazione. Per effetto dell'emersione del substrato roccioso, la metà sinistro-idrografica della colata terminale si è dissolta, arretrando di circa 200 m in 4 anni e risalendo di 110 m di quota. L'altra parte, destra, raggiunge ancora le rive del lago proglaciale, ma si allunga ora in forma di stretta striscia di esile spessore. Perdurando la fase negativa attuale, anche questa propaggine è destinata a scomparire in poco tempo. Più in alto, tra i 2850 e i 2900 m di quota, dove il plateau superiore continua nel ripido pendio glaciale di testata, è in corso di ingrandimento la finestra roccioso-detritica apertasi nel 1995. Sulla superficie del ghiacciaio risulta ben visibile il firn del 1997, al quale si sovrappone parzialmente il modestissimo contributo nevoso di quest'anno. A tutte le quote la superficie presenta vasti crepacci. (G. Ghielmi, J. Palermo e M. Lojacono).

SETTORE CODERA-MASINO

ANDAMENTO LOCALE DEL GLACIALISMO

Carlo Lonardo e Antonio Galluccio

Con la visita di 50 apparati, è stata completata quest'anno quella riesplorazione del glacialismo del settore che, iniziata nel 1995, ha tra l'altro consentito l'individuazione di 3 nuovi ghiacciai (2 di questi sono frutto dello smembramento dei ghiacciai di Rasica Ovest e del Pizzo Torrone Est), ma soprattutto di ben 12 forme glaciali minori, alcune delle quali di grande interesse. E' il caso della placca denominata Valle del Ferro o Ferro VIII, rinvenuta quest'anno alla testata della valle omonima, nei pressi della cresta di confine: si tratta di un piccolo corpo glaciale di sicura permanenza pluriennale, formatosi probabilmente negli Anni Ottanta (in una precedente immagine della fine degli Anni Cinquanta, infatti, lo spalto roccioso che lo ospita appare vuoto). Essendo sita in posizione sommitale (la sua quota minima frontale è di 3160 m) ed esposta a meridione (SW), questa unità si presta a precise valutazioni sul regime degli apporti diretti e sulla loro permanenza nel corso della stagione calda (andamento "climatico" del glacialismo locale).

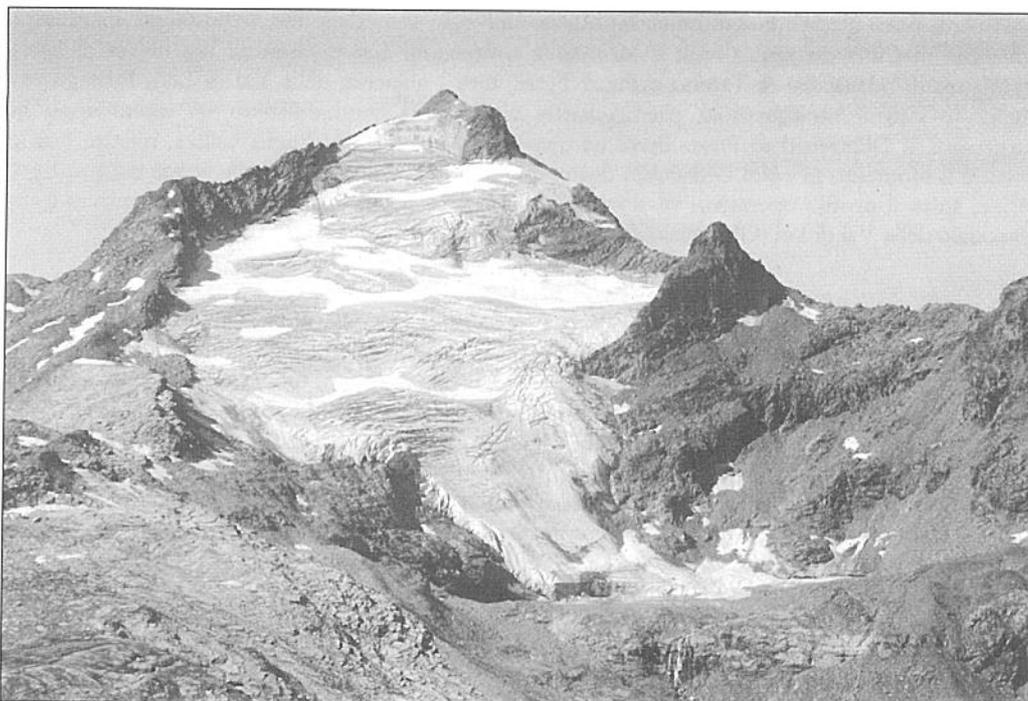


Foto 4 e 5: le linee armoniose del Ghiacciaio di Ponciagna, il maggiore della Val di Lei, che ammantava il versante settentrionale del Pizzo Stella. Nel 1991 (A. Tedoldi, in alto) la colata raggiungeva il lago di neoformazione con un lobo potente. Nel 1998 (27 agosto; G. Ghielmi e J. Palermo, in basso) una sottile lingua sfiora ancora le acque del lago ma è prossima a dissolversi: esempio evidente di come il ghiacciaio tenda, ritirandosi, a porsi in equilibrio con l'attuale fase climatica.



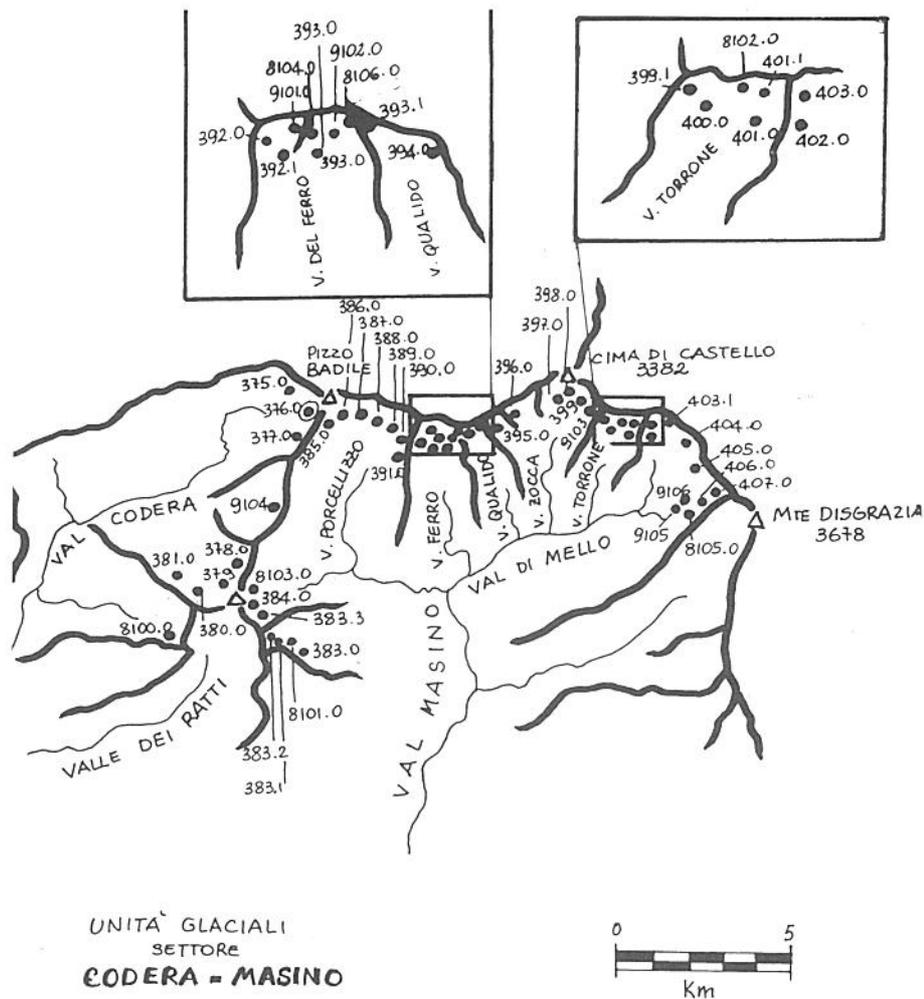


Fig. 4: unità glaciali del Settore Codera-Masino

L'attualità dinamica dei ghiacciai del settore è quella di un franco ritiro, che appare comunque un poco meno vistoso rispetto ad altri massicci montuosi lombardi, in quanto in gran parte imputabile all'andamento del bilancio di massa glaciale delle sole due ultime stagioni. In precedenza, invece, alcuni apparati avevano mostrato un comportamento improntato all'equilibrio se non alla ricostituzione o all'ampliamento (si ricordi la piccola ma significativa avanzata del Ghiacciaio del Passo di Bondo nel 1997). Così la percentuale degli apparati in fase di decremento è "solo" del 71%, contro l'80 della media regionale che questo dato locale contribuisce significativamente ad abbassare. Il 18,5% del campione appare stazionario e il 10,5% incerto.

Va detto, però, che l'ablazione verificatasi nell'estate di quest'anno, assommata a quella anomala dell'autunno 1997, ha prodotto guasti notevoli: in alcuni casi, nell'anno idrologico 1997-1998 si sono azzerati in un colpo solo gli accumuli delle ultime quattro stagioni precedenti (glacionevato di Monte Sissone Ovest, ghiacciai del Pizzo Cengalo SW e dei Gemelli), mentre ovunque appare evidente la riduzione di spessore delle masse glaciali, evento che ha prodotto l'affioramento del substrato in più punti, con distacco di segmenti e smembramenti. Tra questi ultimi, i due citati in precedenza costituiscono gli eventi di maggior rilevanza morfologica dell'intero settore in questo anno, visto che il Ghiacciaio di Rasica Est persiste nelle sue vistose e spettacolari trasformazioni e non è ancora giunto a una situazione di equilibrio con l'attuale fase meteoroclimatica. In tal senso, infine, è da rimarcare come anche i Ghiacciai di Rasica Ovest Superiore e di Pizzo Torrone Est abbiano mostrato negli ultimi due anni un comportamento dinamico simile a quello del limitrofo Rasica Est, le cui intime caratteristiche (instabilizzazione della massa con crolli glaciali concentrati) sono ancora oggetto di osservazione e approfondimento.

383.1 CALVO 1998.09.06 QMF.: 2590 Decremento lieve
Nonostante una estesa copertura di neve residua, che interessa l'80% della superficie, è possibile apprezzare una ulteriore, lieve contrazione complessiva della massa ghiacciata, un poco più evidente sul bordo sinistro-idrografico e nella zona frontale. Il ghiacciaio continua ad avvalersi di buoni contributi da valanga, in questa fase climatica però non sufficienti a mantenere una situazione di equilibrio del bilancio di massa. Vale la pena ricordare che, ancora negli Anni Cinquanta, l'apparato era costituito da una colata assai turgida e crepacciata. (F. Rossini, L. Nocenti e Stefania Zocchetti).

383.2 CALVO NORD-OVEST 1998.09.06 QMF.: 2750 Decremento moderato
Negli ultimi 10 anni, la superficie del ghiacciaio si è ridotta di circa un terzo; tale contrazione si deve principalmente all'avvenuto affioramento di un vasto banco di rocce nel settore superiore e mediano sinistro-idrografico. Qui la protezione orografica è assai scarsa e minimo il contributo delle valanghe, che tendono invece ad accumularsi solo nella zona frontale. In effetti, l'intero corpo-glaciale gode di condizioni orografico-nivologiche non favorevoli: questo aspetto risulta evidente qualora si confrontino i suoi accumuli nevosi residui con quelli che interessano il limitrofo Ghiacciaio del Calvo, beneficiato invece da posizione umbratile e giacitura perfetta per il contributo valanghivo. Tale comparazione risulta quindi significativa in quanto consente di apprezzare, in una zona ristretta e quindi con caratteristiche nivometeorologiche unitarie, la contrazione glaciale attualmente in atto per gli apparati che si giovano in gran parte di apporti diretti e gli effetti molto meno negativi che questa congiuntura sfavorevole produce su unità che beneficiano di fattori orografici di genesi e conservazione dell'accumulo nevoso. Rispetto al 1997 si nota una consistente riduzione dello spessore, divenuto ora esiguo: la prosecuzione del trend odierno può portare a una rapida dissoluzione dell'apparato. (L. Nocenti).

8101.0 CALVO INFERIORE 1998.09.06 QMF.: 2500 M.G.N.C.
Esposta favorevolmente (Nord) e ben alimentata dalle valanghe provenienti dalla soprastante Parete Nord della Cima Calvo Est (2875 m), questa placca turgida e compatta mantiene le abituali dimensioni. (F. Rossini).

8106.0 Valle del FERRO O FERRO VIII 1998.08.22 QMF.: 3160 Unità di nuova identif.
Una piccola placca di firn pluriennale e ghiaccio occupa, nei pressi dello spartiacque, il pianorino sospeso sito immediatamente a Ovest del Ghiacciaio del Pizzo del Ferro Est: le stratificazioni visibili sulla superficie e la altitudine mediana elevata (3160 m circa) ne suggeriscono i caratteri di persistenza. Viene inserita nell'elenco delle *forme glaciali minori (massa glaciale non catastabile)*. (L. Nocenti e C. Gusmeroli).



Foto 6: il Monte Calvo e i piccoli ghiacciai del suo versante NE. Da sinistra: Calvo Est, Calvo Inferiore, Calvo e Calvo Nord-Ovest. Gli ultimi due suggeriscono come, nell'attuale fase climatica, l'orografia rivesta una importanza notevole nella sopravvivenza delle masse glaciali: il Ghiacciaio del Calvo, ad alimentazione prevalentemente valanghiva, si mantiene assai meglio del Calvo NW, non protetto dal rilievo e alimentato in gran parte da apporti diretti. (F. Rossini, 6 settembre 1998)
Foto 7: la forma glaciale minore denominata Valle del Ferro o Ferro VIII, (L. Nocenti, 22 agosto 1998).

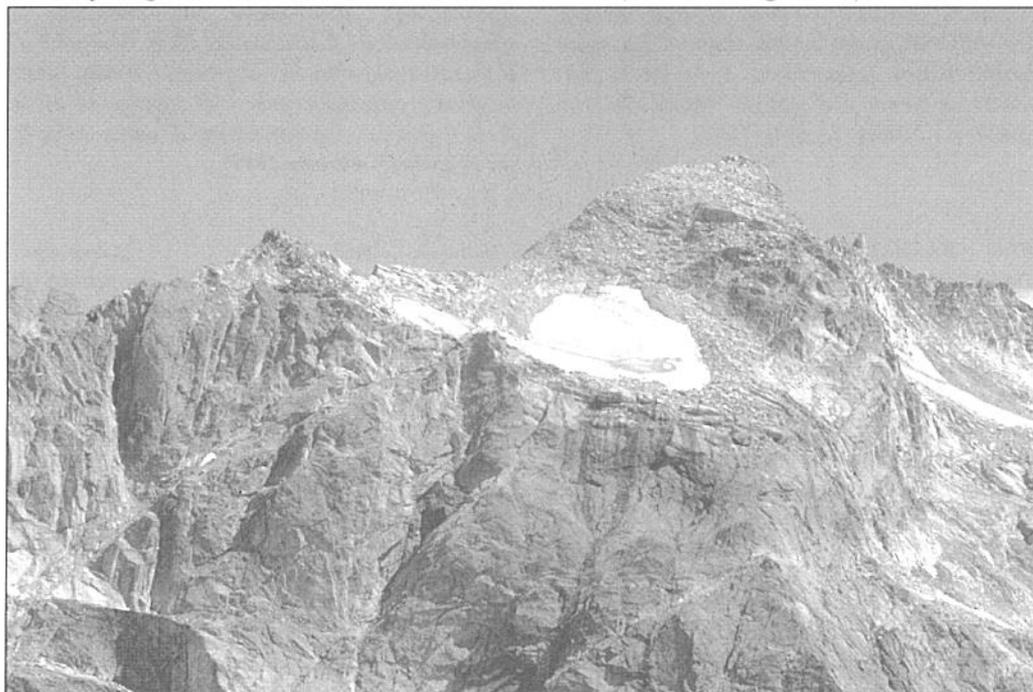




Foto 8: il Ghiacciaio di Rasica Ovest Superiore si è staccato dal sottostante omonimo apparato inferiore, poco visibile in quanto coperto di detriti. La massa glaciale, tuttora ragguardevole, è posata su lisci gradoni: la perdita dell'appoggio frontale l'ha resa instabile (L. Nocenti, 23 agosto 1998).

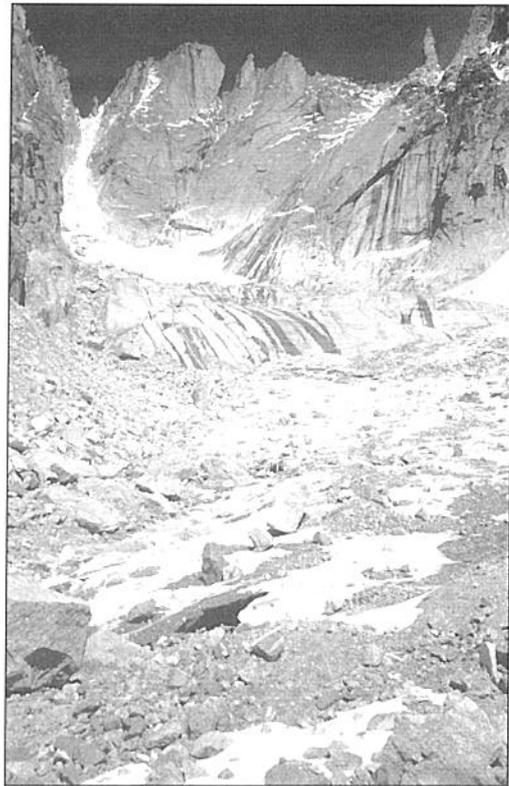


Foto 9: il banco di rocce montonate visibile al centro, è affiorato negli ultimi cinque anni, provocando lo smembramento del Ghiacciaio del Pizzo Torrone Est. Il ghiacciaio Superiore (in alto) possiede l'unico canale di ghiaccio permanente della Val Masino. In primo piano il ghiacciaio Inferiore, coperto di detrito morenico. (F. Ruggeri, 19 settembre 1998).

397.0 RASICA OVEST INFERIORE

1998.09.06

QMF.: 2650

Stazionario

L'apparato è completamente separato dal sovrastante 398.0. Il sopralluogo ha consentito di apprezzarne la notevole estensione: le sue propaggini inferiori, ricoperte da detriti, si spingono infatti sino al cordone morenico più recente, dove è visibile una cavità glaciale di discrete dimensioni. Il ghiacciaio si sviluppa principalmente in destra idrografica: qui, potenti conoidi di ghiaccio coalescenti si addossano alle ripide pareti del versante meridionale della cresta che unisce la Cima di Castello alla Punta Allievi. L'alimentazione valanghiva si verifica comunque su entrambi i lati: anche in sinistra idrografica è copiosa, favorita dalla presenza dell'apparato superiore. L'innevamento residuo è discreto. Vasta e di notevole spessore la copertura morenica. (G. Grazzi-Lonardo, C. Lonardo, G. Elli, L. Nocenti e C. Gusmeroli).

398.0 RASICA OVEST SUPERIORE

1998.09.06

QMF.: 2950

Decremento moderato

Il ghiacciaio si è staccato dall'omonimo apparato inferiore, mentre anche i suoi confini laterali appaiono ora più ristretti: in effetti, l'intero bacino glaciale va riducendosi. Lo stiramento plastico, dovuto alla perdita dell'appoggio sulla massa glaciale sottostante, sta producendo fratture e discontinuità, con una modificazione rilevante dei caratteri della superficie. La zona frontale è

sempre più appiattita e sulla destra si presenta sollevata rispetto al fondo roccioso, con l'apertura di bocche glaciali. Ad agosto, l'innnevamento residuo è già assai ridotto, limitato ad una ristretta fascia sommitale che definisce attualmente il pianoro di accumulo. Ciò che appare più evidente è l'involuzione dei settori mediano e frontale destri, penalizzati da minori apporti. (L. Nocenti).

401.0 PIZZO TORRONE EST 1998.09.20 QMF.: 2680 Decremento forte

401.1 PIZZO TORRONE EST SUPER. 1998.09.20 QMF.: 2930 Unità di nuova identif. Il sopralluogo ravvicinato conferma la divisione in due parti del ghiacciaio. Quella inferiore occupa una vasta area compresa tra il potente conoide che si origina dalla parete Sud del Pizzo Torrone Est e l'argine morenico terminale. La copertura detritica è estesa e la fronte appiattita si colloca a circa 2680 m. Il settore superiore poggia sulla barra rocciosa mediana (2850-2900 m) e si è ritirato sino ad arrestarsi a 2930 m di quota. Al centro è assai crepacciato e mostra rilevante spessore; si prolunga verso l'alto in un canale ghiacciato, forma glaciale di raro riscontro nell'attuale fase climatica, che raggiunge la sella tra il Pizzo Torrone centrale e la Punta Melzi. La separazione tra i due settori è consolidata e non sono visibili crolli recenti o materiale glaciale rimaneggiato. Innnevamento parziale di origine recente. (G. Elli, C. Gusmeroli e F. Ruggeri).

SETTORE DISGRAZIA-MALLERO

METEOROLOGIA LOCALE E ANDAMENTO DEL GLACIALISMO

Virgilio Mariani

L'andamento meteorologico 1997-98 in questo settore delle Alpi Lombarde conferma quella tendenza all'innalzamento delle temperature medie e all'accentuarsi dei fenomeni meteorici molto intensi che è stato possibile osservare negli anni passati. L'estate è stata qui certamente calda ma non torrida. Si è però assistito a un inusitato riscaldamento anche in quota (oltre i 2500 m) e questo rilievo, per gli effetti negativi che ha sulla copertura glaciale, costituisce il fenomeno più eclatante dell'ultima stagione. Quindi forte e prolungata è stata l'ablazione, sia diurna che notturna. In tale situazione termica, le brevi precipitazioni estive hanno quasi sempre portato pioggia, e non neve, sino alle cime più alte, con ulteriore incremento termodinamico e meccanico della fusione nivo-glaciale. Tra gli eventi perturbati, vanno ricordati quelli del 2-3 agosto (limite inferiore della nevicata: 3700 m) del 17-18 agosto (oltre i 3700 m), del 5-6 settembre (2800 m) del 12-13 settembre (2500 m). Il termine della fase conclamata dell'ablazione può essere fatto coincidere con quest'ultima data. La neve copre definitivamente anche i settori inferiori dei ghiacciai nella prima decade di ottobre.

Nel corso dell'estate sono state visitate 34 unità glaciali, tra cui 32 tra ghiacciai e glacionevati e 2 forme glaciali minori: 26 sono risultate in regresso (81,2%), 4 stazionarie (12,5%) e 2 in fase incerta (6,3%). Prosegue così la fase di marcata riduzione della superficie glacializzata del settore, in atto da molte stagioni e solo un poco rallentatasi lo scorso anno. L'aspetto più significativo di questa contrazione è costituito dalla marcata perdita di spessore delle colate, tale da assumere, in qualche caso, i caratteri del collasso (come per i Ghiacciai del Sissone e di Punta Baroni), raggiungendo valori di 3-5 m nel corso della stagione calda.

Le fronti reagiscono, per ora, con arretramenti moderati che, se la situazione climatica non si modificherà, sono destinati ad accentuarsi nei prossimi anni. L'innnevamento residuo è risultato assai scarso nell'intero settore, a volte nullo. Ciò ha consentito l'erosione degli strati di firn o di ghiaccio sottostanti. In tal modo, e sono esempi estremi, i glacionevati di Sassa d'Entova e di Cassandra Superiore hanno perso in pochi mesi quanto avevano accumulato negli ultimi 5 anni.

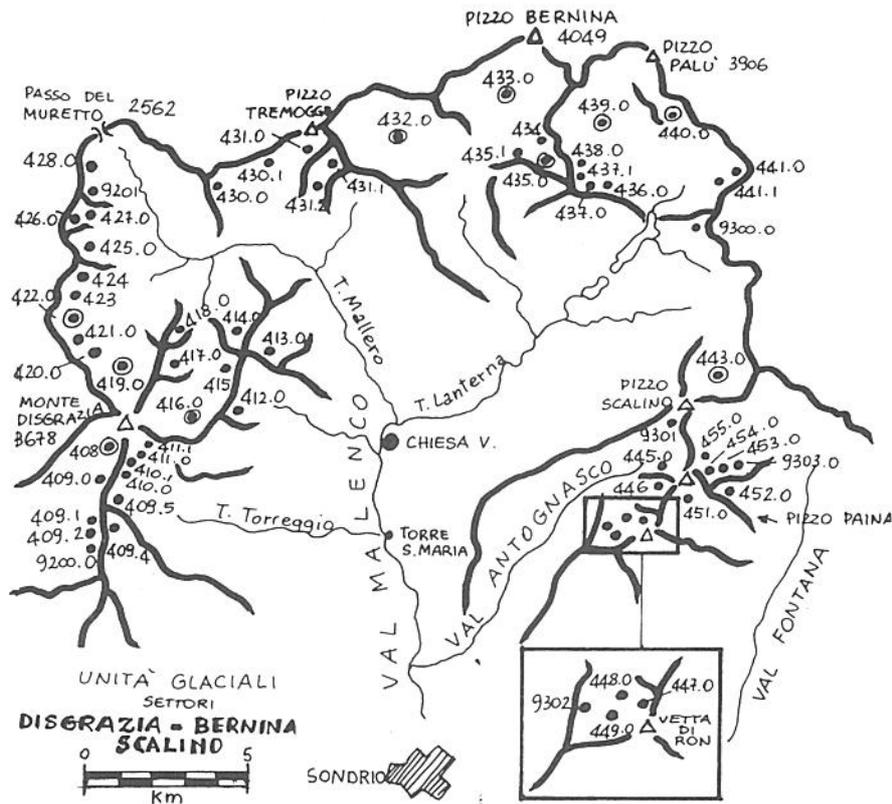


Fig. 5: da sinistra a destra, le unità glaciali dei settori Disgrazia-Mallero, Bernina e Scalino-Painale

411.0 CASSANDRA EST

1998.08.22

QMF.: 2710

Ritiro forte

La porzione principale del ghiacciaio, vasta e potente, si collega ancora con il settore terminale orientale, adagiato nella sottostante vallecola. Quest'ultimo è interamente coperto di detriti e pare essere sempre meno alimentato dalla sottile lingua di ghiaccio proveniente dai campi superiori. Inoltre, negli ultimi anni, ha perso alcune placche periferiche, in precedenza utilizzate per le misure frontali (a questo proposito, il segnale LF 94, nel 1996 e nel 1997, ha fornito dati che vanno considerati dubbi). Anche la porzione occidentale di questa propaggine inferiore, quella che sino a pochi anni or sono si collegava con i Ghiacciai Centrale (410.1) e Ovest (410.0), appare gravemente assottigliata, ed è ora formata da ghiaccio morto punteggiato da affioramenti del substrato. Complessivamente, al di sotto dei 3000 m il ghiacciaio appare in fase di dissoluzione, e non è lontano il momento in cui esso si ritirerà all'interno del circo-vallone di testata, al di sopra del gradino roccioso. Il nevato, presente solo oltre i 3150 m di quota, è certamente scarso ma non trascurabile. (V. Mariani, Paolo e Gildo Panza).

Variaz. media annua: - 22,5 m (1997)



Foto 10 e 11: il Ghiacciaio di Cassandra, nella sua versione unitaria precedente (in alto, Zocchi A.I.S.M., il 5 agosto 1946) e al giorno d'oggi (in basso: Ghiacciaio di Cassandra Est, V. Mariani, 23 agosto 1998). Il ritiro cinquantennale che separa le due immagini rende assai bene l'idea della variazione climatica intercorsa.

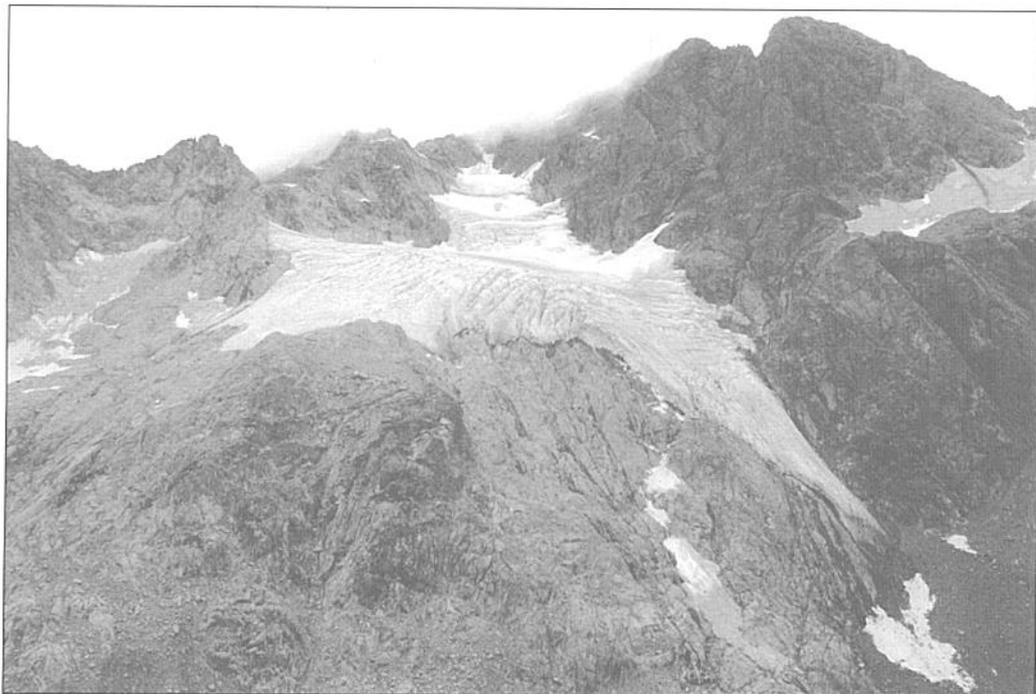




Foto 12: il piccolo Ghiacciaio di Pizzo Ventina, classico esempio di "ghiacciaio di valanga", sopravvive, e in buona salute, 700 metri più in basso dell'attuale limite climatico delle nevi (V. Mariani, 19 agosto 1998).



Foto 13: il "ghiacciaio dei ghiacciai" della Lombardia. Per gli appassionati dell'ambiente glaciale delle Alpi Centrali italiane, quello del Disgrazia è il più bello, quantunque non certo il più vasto. All'armonia inimitabile delle forme, unisce infatti una straordinaria reattività agli eventi climatici, favorita dalla giacitura su rocce lisce e ripide abbinata a una massa imponente, alimentata dalle valanghe che percorrono gli appicchi del versante settentrionale della montagna. (V. Mariani, 28 agosto 1998)

416.0 DELLA VENTINA 1998.09.26 QMF.: 2192 Ritiro lieve
Da alcuni anni, l'evento dinamico caratterizzante l'attuale fase di contrazione del ghiacciaio è costituito dal progressivo ritiro della colata sinistra, proveniente dalla zona cacuminale del Monte Disgrazia. Già buona parte di questa porzione non confluisce più nella sottostante lingua valliva: rimangono due strette apofisi di collegamento, site a circa 2700 m di quota. L'ulteriore perdita di spessore e l'apertura di nuove, piccole finestre rocciose attestano la prosecuzione del processo, anche se il suo ritmo pare essersi un poco affievolito rispetto all'ultimo quadriennio: la colata è infatti ancora potente e può contare sulla buona alimentazione offerta, anche in questi anni di intensa ablazione, dal pianoro sommitale, sito interamente al di sopra dei 3150 m. In una visione globale, più che le modificazioni frontali della lingua valliva, sempre improntate al ritiro e a una lenta diminuzione di spessore ma complessivamente modeste, preoccupa ora l'intensa fase di deglaciazione dei ripidi appicchi superiori del versante orientale della montagna, che risentono dell'effetto combinato dell'innalzamento progressivo del limite stagionale della neve e della esposizione sfavorevole: alcune placche pensili sono già scomparse, altre si sono gravemente ridotte, come accaduto, nella parte mediana e superiore della parete, a molti degli spalti nivoglaciali utilizzati dagli alpinisti per salire verso la vetta. Gli accumuli nevosi residui sono complessivamente modesti e si dispongono nelle sedi abituali: alla base del versante nord del Pizzo Cassandra e della lunga cresta che unisce quest'ultimo al Monte Disgrazia; nel citato bacino di raccolta superiore. Il primo contingente giunge sino a 2600 m di quota, in destra orografica, originato dalle valanghe e protetto verso meridione dalle bastionate rocciose; il secondo, formato da accumulo diretto, sfiora i 3000 m. Questo limite inferiore della neve vecchia, va assunto, per i motivi suddetti, come quello intrinsecamente "climatico". Ovunque tale residuo nevoso appare un poco più scarso che nel 1997. (G. Stella e Virgilio Mariani. Variaz. media annua: - 8 m (1997)

418.0 PIZZO VENTINA 1998.09.01 QMF.: 2450 Decremento lieve
Situazione molto simile allo scorso anno, con copertura nevosa residua leggermente inferiore ma sempre ragguardevole. Le placche di ghiaccio site ai margini del ghiacciaio sono invece completamente scoperte. Nella parte sinistra della fronte si nota un piccolo crollo: in toto, i suoi settori laterali perdono potenza e spessore. Il glacionevato posto a valle della colata non sembra più alimentato dai crolli del soprastante ghiacciaio. La grande frana che galleggia sulla superficie glaciale, in destra idrografica, migra lentamente verso il basso. (V. Mariani).

419.0 DISGRAZIA 1998.08.29 QMF.: 2330 Decremento moderato
Prosegue la fase di assottigliamento e di ritiro lineare della larga fronte pensile. Si rileva inoltre un discreto abbassamento della superficie anche nelle zone più elevate. Questa perdita di massa consente di delineare con buona approssimazione le traiettorie di flusso del ghiaccio verso valle. Tutte le placche poste sulle pareti rocciose circostanti sono prive di neve residua; questa risulta globalmente molto inferiore rispetto all'anno scorso (l'innevamento è simile a quello del 1993). La *snow-line* è sita a 2870 m di quota nel settore centrale e si abbassa sino ai 2650 m nella porzione sinistra idrografica, dove però appare evidente il contributo delle valanghe. Va detto che, al di sopra dei limiti indicati, la copertura nevosa è discontinua. (V. Mariani e M. Butti).

SETTORE BERNINA

ANDAMENTO LOCALE DEL GLACIALISMO

Antonio Galluccio

A causa delle avverse condizioni atmosferiche, i ghiacciai Marinelli e Fellaria Centrale non hanno potuto essere compiutamente osservati. Tutti gli altri apparati sono stati visitati: 14 tra ghiacciai e glacionevati e 1 *forma glaciale minore*. 12 unità (85,7%) risultano in fase di decremento, mentre 2 sono gli individui stazionari (14,3%). Questi dati annunciano chiaramente l'accentuazione ulteriore di quella fase di ritiro che interessa i ghiacciai del settore da circa 15 anni.

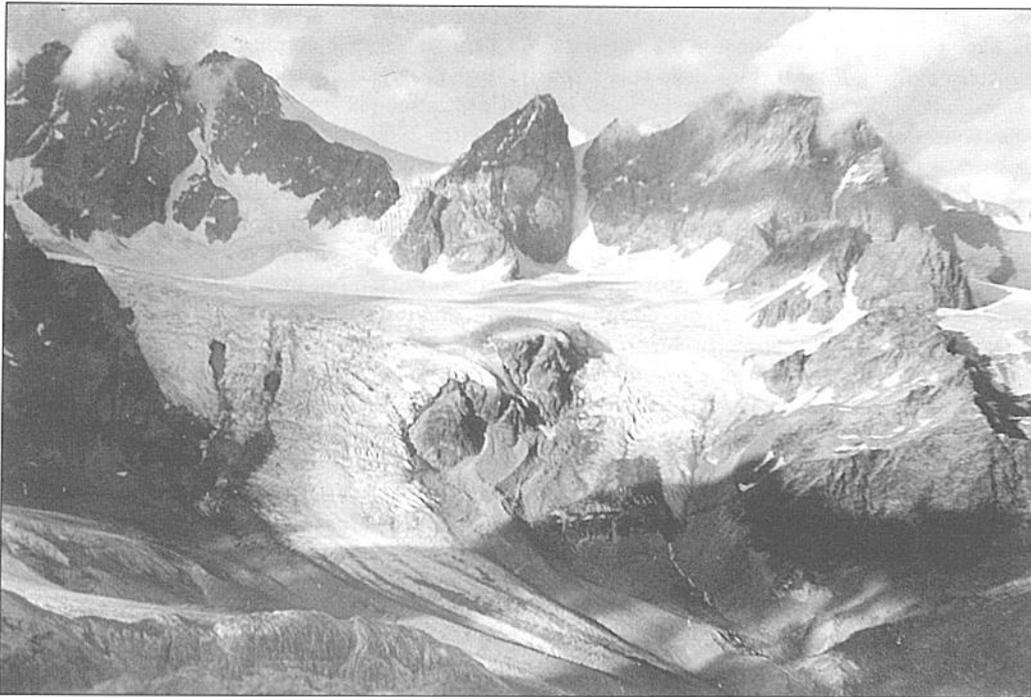


Foto 14 e 15: negli Anni Venti i ghiacciai alpini conobbero un "massimo" significativo, le cui cause sono ancora motivo di discussione. Il Ghiacciaio di Scerscen era all'epoca unitario, raccogliendo in una grande lingua valliva il suo settore superiore orientale (attuale Ghiacciaio di Scerscen Superiore, in alto, Casati, 1921) e quello inferiore (in alto, visibile di scorcio a sinistra). Il confronto con l'attualità (in basso, M. Butti, 11 agosto 1998) suggerisce l'entità del ritiro avvenuto in questo secolo.



L'elemento di maggior interesse è l'assoluta mancanza di una *snow-line* stagionale visibile, nonostante l'elevata altitudine mediana media della copertura glaciale (3021 m): a questo proposito, va detto che la conformazione del versante meridionale valtellinese del massiccio, con alte pareti rocciose che sovrastano le colate, soprattutto nella sua porzione più occidentale, rende tale quota nettamente più bassa di quanto ipotizzabile per un "quattromila", ma dovrebbe anche garantire accumuli di valanga di notevoli proporzioni.

Negli ultimi anni, nulla di tutto ciò: sia il limite climatico degli accumuli diretti, sia l'entità degli apporti da crollo nevoso risultano assai penalizzanti per la copertura glaciale. Non a caso, dove questa giunge nei pressi delle sommità, il bilancio glaciale pare meno deficitario: il Ghiacciaio di Fellaria Est, che tocca i 3850 m di quota massima, è l'unico a mostrare variazioni negative contenute. La scarsità degli apporti nevosi si associa quindi alle alte temperature estive nello spiegare l'attuale, grave involuzione degli apparati del settore.

433.0 SCERSCEN SUPERIORE 1998.08.29 QMF.: 2525 Ritiro forte
 Il controllo distanziometrico del lobo orientale evidenzia un arretramento di circa 120 m negli ultimi quattro anni, in accordo con le notevoli modificazioni morfologiche descritte in passato. La fronte della colata è ora pensile al di sopra di una bozza rocciosa, che percorre parzialmente sui lati dividendosi in due brevi apofisi seraccate, di cui quella destra, cui è diretta la misura, è formata da un blocco pericolante; il banco di ghiaccio morto, abbandonato dopo il 1995 alla base del risalto, si è in gran parte dissolto. Il lobo occidentale è anch'esso in ritiro: tale fase dinamica si appalesa maggiormente in destra idrografica, dove la colata termina appiattita al di sotto di un vasto campo di detriti. Anche qui, perdurando la contrazione della lingua, si formerà presto una placca staccata di ghiaccio morto. Sul lato opposto le modificazioni sono minori, probabilmente perché le direttrici di flusso vi fanno affluire ancora un buon apporto. I piccoli lobi secondari mostrano impercettibili variazioni lineari. Il dato forse più rilevante è comunque fornito dalla scarsità dell'accumulo nevoso stagionale: nonostante possa contare su apporti valanghivi di portata straordinaria, proporzionale alle dimensioni delle grandiose pareti rocciose di testata, è possibile situare un abbozzo di *snow-line* "non climatica" attorno ai 3150 m di quota: solo il 10-15% della superficie risulta così interessata da copertura nevosa dell'anno. E' stato posto un nuovo segnale di misura provvisorio (PPR98) atto a indagare le variazioni della fronte occidentale, in sinergia con il precedente LA95, il cui azimut pare non più attivo (è stata effettuata comunque una misura con az. 40°). (V. Paneri, G. Paneri, Roberto Peja, B. Rosa e M. Butti).
 Variaz. media segnali: - 120 m (1994) Variaz. media annua: - 30 m

435.0 CASPOGGIO 1998.09.04 QMF.: 2640 Ritiro forte
 La penuria di neve dell'anno ha prodotto notevoli modificazioni nel bacino di alimentazione del ghiacciaio: lungo l'intero suo margine superiore, infatti, è visibile una discreta riduzione di spessore, mentre la crepaccia terminale si presenta molto aperta; altri crepacci solcano inoltre la porzione sud-occidentale. Nella parte inferiore della colata, non si osservano variazioni di rilievo in destra idrografica, mentre sulla sinistra prosegue la crescita delle finestre rocciose già segnalate in precedenza e compaiono altri affioramenti del substrato, con emersione di detrito di fondo. Si va così a delineare un corpo roccioso, a fianco del quale scorre la colata principale, che sorreggerà, nei prossimi anni, una seconda fronte pensile sinistra. La colata tende quindi a restringersi notevolmente. Non è possibile situare una *snow-line*; si distinguono invece chiaramente gli strati di neve vecchia di tre annate diverse. Non varia, per ora, la quota minima frontale, nonostante il ragguardevole ritiro lineare. Sono stati posti 2 nuovi segnali di misura. (A. Maccagni, L. Arzuffi, V. e G. Paneri, B. Rosa, R. Peja).
 Variaz. media annua: - 27,5 m (1997)

440.0 FELLARIA EST 1998.09.20 QMF.: 2550 Ritiro lieve
 La vasta lingua terminale non presenta modificazioni significative, mantenendo ritmi di regresso assai modesti, come avvenuto negli ultimi quarant'anni. Tale comportamento trova spiegazione

nella perdurante alimentazione da crollo glaciale che si genera dalla fronte pensile superiore. L'enorme conoide di rimpasto che questa produce appare attualmente un poco meno esteso che nel 1997, segno indiretto di una diminuzione dell'attività. Anche la porzione orientale del bordo superiore di tale ammasso si è abbassata, con conseguente maggior esposizione delle rocce del gradino in questo punto, e ciò sottolinea la tendenza a una riduzione della spinta in sinistra idrografica, del resto evidenziata anche dal lieve coricamento della potente colata di collegamento tra i campi alti e la lingua di ablazione. Globalmente, comunque, il grande ghiacciaio resiste molto bene, per ora, al grave deficit di apporti e alla forte ablazione estiva: anche quest'anno, infatti, la neve vecchia si incontra solo sul *plateau* sommitale, oltre i 3300 m di quota. (G. Catasta, L. Catasta, M. Butti e A. Galluccio).
 Variaz. media annua: - 9 m (1997)

441.0 PIZZO VARUNA

1998.08.14

QMF.: 2925

Decremento forte

Il ghiacciaio attuale, residuo del grande apparato che riempiva sino agli Anni Trenta l'intero vallone con i circa 130 ha della sua superficie, è una vasta placca semipianeggiante addossata alla cresta di confine, attorno alla cima denominata Segnale di Pizzo Varuna (3080.2 m su CTR). E' questa in effetti solo la subunità principale tra quelle che si sono individualizzate con lo smembramento avvenuto alla fine degli Anni Ottanta (l'altra porzione importante è il ghiacciaietto di Cima Fontana Nord Est, n. 441.1): essa ha recentemente perduto il contributo laterale di una terza placca sita alla base del versante meridionale del Pizzo Varuna, ora ridotta ad un campo di ghiaccio fortemente morenizzato e ormai a sé stante. Verso Nord, il ghiacciaio passa la linea di demarcazione politica, estendendosi per alcune centinaia di metri in territorio elvetico e terminando con una fronte corta e sottile. All'estremo opposto, la massa glaciale raggiunge l'apice di un valloncetto aperto verso la Val Poschiavina. Si tratta quindi, anche se con caratteristiche un poco atipiche, di un ghiacciaio di calotta dotato di minime apofisi affacciate su tre valloni diversi, disposti a raggiera. La superficie è del tutto spoglia di copertura nevosa stagionale, evidenzia le consuete striature del firn pluriennale e appare in fase di vistosa contrazione.



Foto 16: ciò che resta del Ghiacciaio di Pizzo Varuna, fino agli Anni Trenta poderoso apparato vallivo di oltre 130 ha di superficie. (M. Butti, 14 agosto 1998)

E' inoltre cessato il collegamento con il Ghiacciaio di Cima Fontana Nord Est, sino a pochi anni or sono ancora in essere nei pressi della modesta elevazione rocciosa del Pizzo della Vedretta. Il margine glaciale, ampio e frastagliato, reca a contatto alcune pozze d'acqua, di cui la maggiore è quella sita in posizione centrale (Lago di Varuna Superiore). Il Vallone di Varuna è certamente uno degli ambiti montani lombardi dove, nell'ultimo secolo, più intensa è risultata la deglaciazione successiva al termine della Piccola Età Glaciale. (M. Butti e Virgilio Mariani).

SETTORE SCALINO-PAINALE

443.0 SCALINO 1998.09.20 QMF.: 2585 Ritiro lieve
Le utili osservazioni eseguite alla metà e alla fine del mese di agosto hanno consentito di individuare la quota media della *snow-line* (3050 m circa), invece mascherata da abbondante neve fresca al momento del rilievo finale di settembre: l'innevamento residuo appare complessivamente scarso e di poco inferiore a quello del 1997, le cui tracce sono chiaramente visibili. In prossimità del confine politico con la Confederazione Elvetica, alla base del Pizzo di Canciano, il ghiacciaio si è ritirato scoprendo una marcata cengia che ospita ora un ristagno d'acqua allungato. In questo punto è stato posto il nuovo segnale MB98. Nel valloncetto situato a monte della fronte principale, è stata ripresa una vecchia stazione di misura (CG93). Nella parte superiore della lingua "del Cornetto" si è formata nel ghiaccio una cavità di alcuni metri di diametro. In una valutazione globale, va detto che il ghiacciaio appalesa un lento e progressivo ritiro ma non mostra per ora quei segni di involuzione profonda che sono comuni alla maggior parte degli apparati lombardi di grandi dimensioni. (M. Butti) Variaz. media annua: - 7 m (1997)

SETTORE DOSDE'-PLAZZI

ANDAMENTO LOCALE DEL GLACIALISMO

Stefano Ratti e Antonio Galluccio

Al termine di un altro anno idrologico non certo favorevole, questo settore denota i segni di un generale e ulteriore decremento della copertura glaciale. Questi appaiono però un poco meno penalizzanti rispetto al passato: dopo i grandi ritiri delle scorse stagioni, infatti, i ghiacciai della Val Viola Bormina e della Val Grosina mostrano qualche indizio di maggior tenuta, forse ascrivibile al raggiungimento di un miglior rapporto tra la consistenza delle masse glaciali e le attuali condizioni climatiche. Il regresso lineare delle fronti misurate rimane imponente, ma gli spessori di molte colate si assottigliano più lentamente che in passato o sono rimasti invariati (ghiacciai di Redasco, di Verva Maggiore e di Passo dei Sassi Rossi Ovest), anche se non mancano le contrazioni marcate, più simili a vere dissoluzioni (Ghiacciaio di Campaccio).

Gli apparati in ritiro raggiungono il 79,1% (19 unità su 24), mentre quelli in fase incerta sono 3 (12,5%) e 1 appare stazionario (4,2%). Un glacionevato è descritto in ripresa (4,2%), anche se tale giudizio è stato redatto computando l'insieme delle variazioni avvenute nel quadriennio precedente (Glacionevato di Lago Calosso: gran parte del nevato rinvenuto è riferibile al 1997). E' stato infine catastata, tra le *forme glaciali minori*, la placca di Corno di Dosdè Superiore, di piccole dimensioni ma persistente ormai da circa 15 anni.

459.0 LAGO CALOSSO 1998.08.26 QMF.: 2610 Incremento lieve
Il ghiacciaio non veniva visitato dal 1994. Nel 1990, grazie a una annata del tutto priva di accumuli nevosi residui, esso poté essere osservato con precisione: appariva composto da due placche semisepolte nel morenico, di cui quella destro-idrografica, favorita dell'esposizione settentrionale, era di gran lunga la più potente ed estesa. Al rilievo odierno, le due formazioni sono coperte da altrettanti nevai, estesi come non era dato di osservare dagli Anni Ottanta. La subunità destra raggiunge ancora, con il suo bordo superiore di aspetto apparentemente detritico

(ghiaccio morenzizzato), le rocce di testata. Nulla si può dire di quella limitrofa, giacente al di sotto del mantello nevoso. In definitiva, l'apparato non è certamente estinto e anzi, rispetto al 1994, fa registrare una ripresa degli accumuli, la gran parte dei quali va forse ascritta all'anno idrologico 1996-1997. E' stato rinvenuto il segnale N2 I, posto ora a 6 m dal limite della placca principale (misura riferita a nevato). Un lago proglaciale orla la porzione sinistra (30x20 m, profondità max 1,5 m circa). (E. Rezzonico).

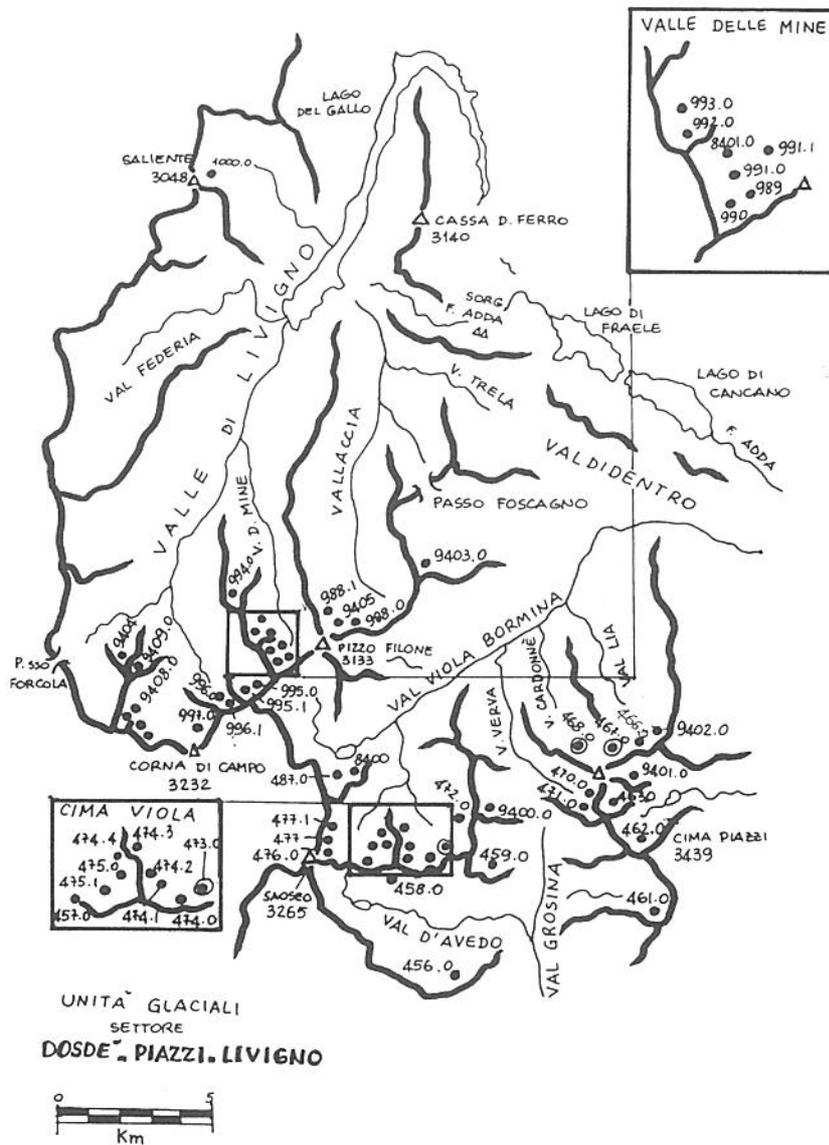


Fig. 6: le unità glaciali del Settore Dosdè-Piazzì e del Sottosettore di Livigno



Foto 17: una ampia finestra rocciosa è emersa al centro della seraccata orientale del Ghiacciaio di Cardonnet, segno indiretto dell'assottigliamento della colata. (A. Galluccio, 28 agosto 1998).

468.0 CARDONNE' 1998.08.28 QMF.: 2480 Decremento moderato
 Si è di molto ingrandita la finestra rocciosa emersa nel 1995 al centro della seraccata orientale, segno di una riduzione di spessore della stessa che altrimenti sarebbe stato arduo riconoscere dal solo confronto fotografico. Sul bordo superiore dell'affioramento vanno evolvendo fenomeni di crollo glaciale, per ora di portata modesta. La sottostante fronte di questo lobo mostra una sostanziale stazionarietà rispetto al 1997, forse in quanto raggiunta da quella onda cinematica favorevole di cui si era fatto cenno negli anni passati. La colata occidentale evidenzia invece un lieve ritiro, di pochi metri, pur mantenendo la struttura abituale, protetta dal cono d'ombra dei contrafforti NW dei Corni di Verva. Scarsissimo l'accumulo residuo, paragonabile a quello delle annate peggiori (1989-1991). Ovunque è visibile l'estensione del firn deposto in precedenza; anche i conoidi di valanga siti sul bordo sinistro-idrografico sono quest'anno di consistenza ridotta. Alla base della parete nord della Cima Piazzi, a circa 3100 m di quota, va emergendo un piccolo banco roccioso, all'apice del quale vi è ora un seracco di notevole spessore. (A. Galluccio)

473.0 DOSDE' EST 1998.09.06 QMF.: 2550 Ritiro moderato
 Prosegue ininterrotta la fase di ritiro del ghiacciaio, in particolare nel settore terminale destro-idrografico dove trova sbocco il grande crepaccio-bèdière (oltre 200 m di lunghezza) scavatosi sulla superficie glaciale nel corso degli ultimi tre anni: tale formazione è divenuta ora di dimensioni tali da rendere possibile, nel prossimo futuro, il distacco della intera porzione laterale della lingua. Nel suo costante retrocedere, la colata ha del tutto perso la lobatura che ne caratterizzava il contorno sino a pochi anni fa. La parte sinistra della fronte, coperta di detriti e alimentata più a monte dalle valanghe, evolve più lentamente: la sua superficie appare solcata da una morena mediana in via di formazione. Il segnale GG4, deputato all'indagine di questo

settore, presenta due letture distinte dovute al dubbio distacco dal corpo principale della apofisi di ghiaccio terminale. Per tale motivo la misura viene raccolta ma qui non indicata in attesa degli eventi futuri. La neve vecchia è scarsa ma non assente: i recenti apporti freschi ne impediscono la precisa valutazione. (F. Galluccio, G. Mainardi e D. Salvatore). Variaz. media annua: - 16 m (1997)

478.0 CORNO DI DOSDE' 1998.08.05 QMF.: 2720 Decremento lieve
L'esile corpo glaciale, a forma di punta di lancia, mostra ancora i segni della recente fase ricostitutiva che fu descritta nelle annate precedenti. All'atto del rilievo odierno la superficie appare però in gran parte spoglia da copertura nevosa. Tenendo conto che il controllo è stato eseguito in data precoce, l'annata in corso è da valutarsi come negativa. La nuova posizione della SF 425 permette di osservare nel dettaglio altre due placche nivo-glaciali ospitate dal versante settentrionale della imponente montagna omonima: la più occidentale costituiva la subunità sinistra del ghiacciaio, rimanendone comunque sempre un poco discosta, come dimostrano le belle morene storiche rivolte a NE; alimentata dalle valanghe che percorrono il soprastante canale nevoso, cela probabilmente, al di sotto della copertura morenica, un ammasso di ghiaccio morto. Sul lato opposto, circa 100 m a valle e ad Est del ghiacciaio, è visibile un vasto ammasso valanghivo pluriennale che si trova racchiuso all'interno di un antico argine morenico. (A. Galluccio).

SETTORE DOSDE'-PIAZZI
SOTTOSETTORE DI LIVIGNO

ANDAMENTO LOCALE DEL GLACIALISMO

Maurizio Marzorati

La Valle Mine è interessata da una fase attuale di rapida deglaciazione, che si manifesta con eventi vistosi: - appiattimento delle colate principali, sulla superficie delle quali è in aumento il detrito mobilizzato dalla pareti rocciose circostanti; - riduzione, fino alla scomparsa, delle numerose placche isolate frutto della fase positiva degli Anni Settanta e primi Ottanta *; - involuzione e collasso anche delle masse glaciali coperte di morenico, le cui fenditure vengono colmate dal detrito galleggiante in continuo movimento. Quest'anno l'innevamento residuo è assolutamente nullo. Gli stessi fenomeni involutivi possono essere osservati anche negli altri valloni del settore, con l'unica differenza di un minimo apporto di neve vecchia, limitato alle quote più elevate (Ghiacciaio di Campo Nord).

Alcuni apparati si sono così estinti (Mine Ovest e Vago Sud) o sono prossimi all'estinzione (Pizzo Zembrasca). Dei 12 ghiacciai visitati (cui vanno aggiunte 4 *forme glaciali minori*), 10 sono in decremento (83,3%: comprende le due unità estinte), 1 è stazionario (8,3%), 1 è in fase incerta (8,3%).

* La Valle delle Mine fu teatro di un evento dinamico locale che costituisce un'eccezione nell'ambito dell'andamento nivo-meteorologico regionale: il biennio 1985-1986 si rivelò infatti qui assai favorevole al glacialismo, con un conseguente incremento delle masse e con la neoformazione di placche di nevato di grandi dimensioni (Galluccio A., Bonardi L., ricerca in corso).

990.0 MINE SUPERIORE 1998.09.01 QMF.: 2930 Decremento forte
L'apparato è in fase di rapida involuzione: negli ultimi quattro anni, infatti, la perdita di spessore può essere stimata in almeno 10 m. Ciò ha prodotto vasti affioramenti rocciosi nella parte superiore e un incremento della copertura morenica. Da turgida e convessa, quale era ancora alla fine degli Anni Ottanta, la massa glaciale è divenuta svasata e depressa. Se non si modificherà l'attuale andamento climatico, il ghiacciaio è destinato a scomparire in pochi anni. (M. Marzorati)



Foto 18 e 19: nove anni separano queste due immagini (in alto: A. Galluccio, 25 settembre 1989; in basso F. Galluccio, 6 settembre 1998) che documentano il fortissimo ritiro della lingua del Ghiacciaio di Dosdè Est, apparato assai sensibile alle variazioni climatiche. La foto 19 mostra, nella parte destro-idrografica (sinistra), un profondo solco che percorre buona parte della colata: si tratta di una gigantesca *bédière*, chiara evidenza epiglaciale dell'intensa fusione verificatasi nell'estate del 1998.



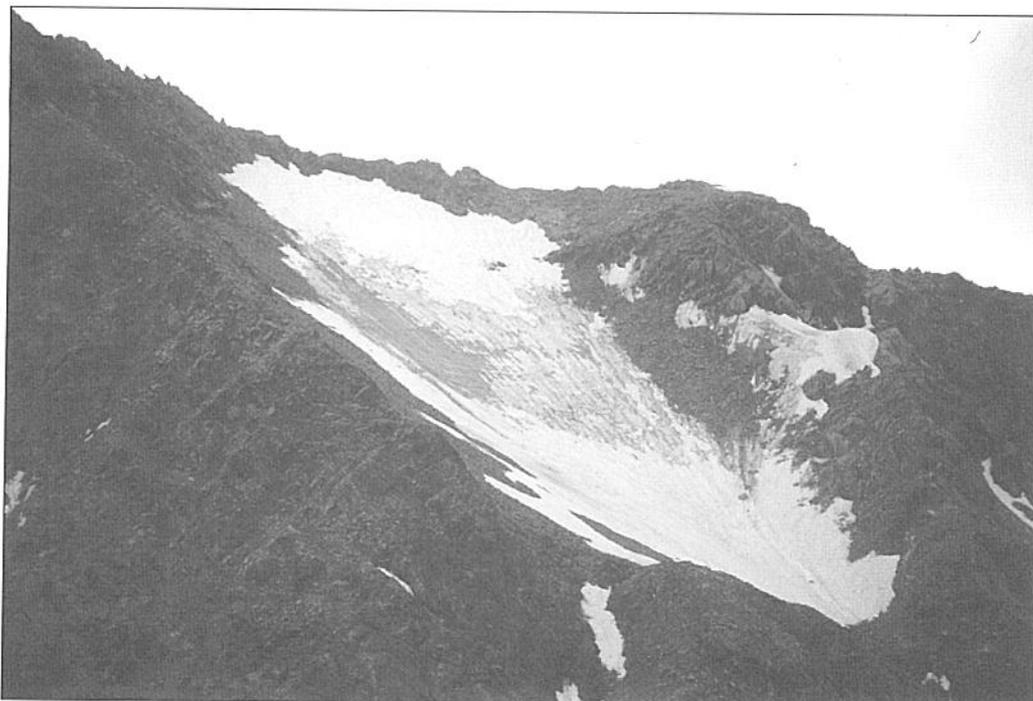


Foto 20 e 21: gli effetti combinati della abnorme ablazione verificatasi nell'autunno 1997 (in alto, 23 agosto, poco prima dell'inizio della fase calda di settembre) e nel corso dell'estate 1998 (in basso, 1 settembre): in un così breve intervallo temporale, il Ghiacciaio delle Mine Superiore ha perso circa 5 m di spessore.. Una stima attendibile suggerisce che oltre un terzo della massa si è dissolto, ponendo l'apparato in condizione di pre-estinzione. (M. Marzorati).



991.0 MINE 1998.09.01 QMF.: 2540 Ritiro moderato
Il ghiacciaio appare in decisa contrazione per effetto della grave penuria di alimentazione nevosa che ha caratterizzato, nell'ultimo quadriennio, l'andamento climato-nivologico locale della Valle delle Mine. Rispetto al 1997 si notano un vistoso incremento della copertura morenica, sia nel settore frontale sia sulle brevi pareti di ghiaccio sommitali, un appiattimento della colata a tutte le quote, e il grave ridimensionamento della porzione destro-idrografica pre-frontale che, come già descritto in passato, si avvale di un proprio apporto valanghivo, proveniente dal bacino del Ghiacciaio delle Mine Superiore. La neve vecchia è del tutto assente: oltre i 2900 m di quota sono ancora visibili tre placche di firn riferibili all'annata precedente. La misura frontale evidenzia un progresso non utilizzabile ai fini statistici in quanto opposto alla effettiva evoluzione della massa glaciale negli ultimi anni (possibile traslazione del segnale). In definitiva, appare evidente come il ghiacciaio, ancora cospicuo, sopravviva all'interno di una fascia altimetrica che non appartiene più, in questa fase, all'ambito glaciale. (M. Marzorati) Variaz. media annua: + 1,5 m (1997)

997.0 CAMPO NORD 1998.09.20 QMF.: 2810 Ritiro lieve
E' possibile osservare una lieve riduzione di spessore della colata rispetto allo scorso anno, evento che appare assai più evidente se il confronto viene fatto con il 1994. Nonostante ciò, il corpo glaciale rimane compatto e potente, mostrando segni rilevanti di contrazione solo sul bordo destro-idrografico, dove va assumendo maggior salienza la barra rocciosa trasversale che sorregge l'espansione laterale mediana sottostante l'aguzza piramide della quota 3203.0 m (CTR). E' questo il settore che, esposto a occidente, subisce la maggiore ablazione, al punto che la sua parte più esterna, addossata alle falde della cima citata, ripida e del tutto coperta di morenico, è ora probabilmente isolata dalle linee di flusso dell'apparato. Il largo margine frontale arretra invece molto lentamente, anche se la caratteristica convessità del suo profilo va sempre più coricandosi. Sulla superficie sono in fase di incremento le due morene mediane di origine endoglaciale: quella destra, la maggiore, raggiunge la fronte e vi si allarga a ventaglio, mentre quella sinistra si sviluppa per ora solo tra i 2900 e i 2970 m di quota. La neve vecchia occupa interamente il plateau superiore (*snow line* a 3070), mentre una larga chiazza è distesa anche un poco più in basso. Se i brevi pendii ghiacciati che risalgono le rocce di contorno in sinistra-idrografica appaiono ben conservati, altrettanto non si può dire della parete di ghiaccio della Corna di Campo, ormai l'unica del Livignasco, che si mostra consunta, annerita dal detrito di crollo e solcata da rocce affioranti. Infine si constata che il lago proglaciale si è quasi del tutto svuotato. (S. Ratti, D. Salvatore e L. Bolognini).
Variaz. media annua: - 6,5 m (1997)

SETTORE ORTLES-CEVEDALE

ANDAMENTO LOCALE DEL GLACIALISMO

Antonio Galluccio

Nella tarda estate del 1998 sono state visitate, in questo settore, 62 unità glaciali, di cui 52 tra ghiacciai e glacionevati e 10 *forme glaciali minori*. Tra i primi, ben 49 apparati (94,2 %) sono risultati in fase dinamica negativa (ritiro e decremento), 2 in fase incerta (3,8 %) e uno solo stazionario (2 %): non vi sono dubbi sul fatto che l'annata in esame sia stata sfavorevole come mai in passato. Le cause sono purtroppo di semplice indicazione: a quanto esposto nell'introduzione circa l'andamento nivo-meteorologico, va aggiunto che il versante valtellino del Ortles-Cevedale costituisce il settore meno umido dell'intero panorama montuoso lombardo e risulta così maggiormente penalizzato da una stagione di accumulo già di per se stessa insufficiente su scala regionale. Inoltre, con poche eccezioni, il rilievo non consente quelle situazioni protette dall'orografia che, altrove (vedi il settore orobico), hanno generato il ristretto campione di apparati ben conservati alla fine della calda estate di quest'anno.

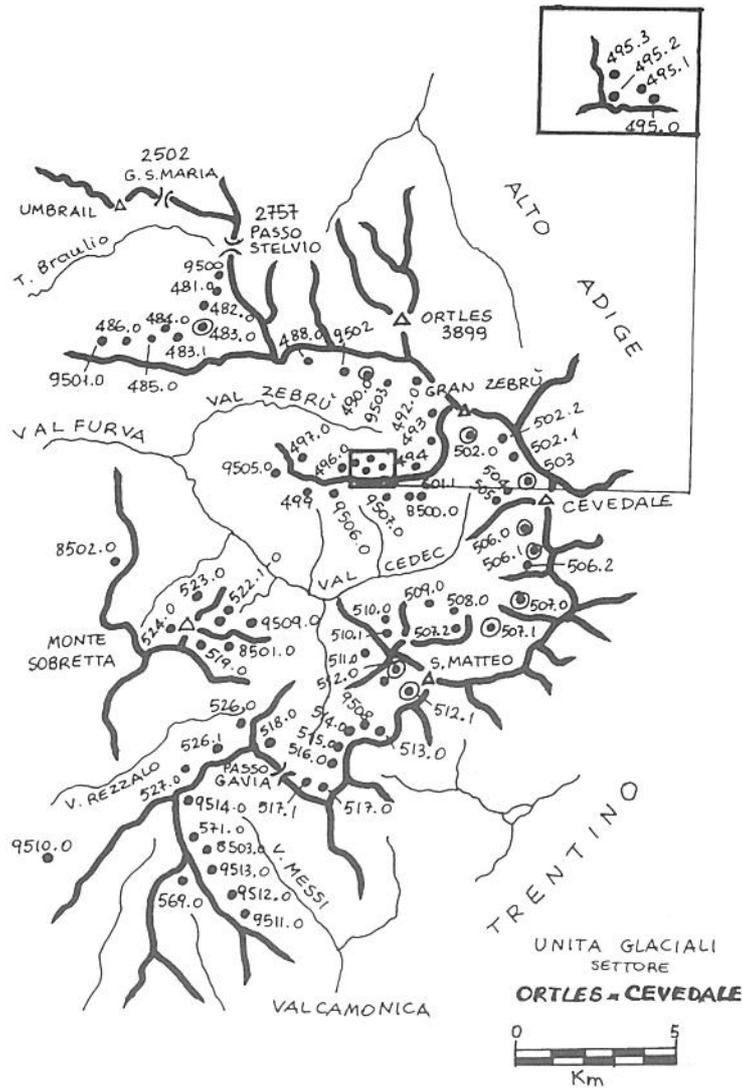


Fig. 7: le unità glaciali del Settore Ortles-Cevedale (versante lombardo).

Il dato più significativo è offerto dalla quota della *snow-line*: nei pochi casi in cui è stato possibile definirla, essa si è attestata mediamente oltre i 3200 m di quota anche sugli apparati esposti a Nord, raggiungendo i 3350-3400 m su quelli che toccano tali altitudini pur essendo rivolti a meridione. Una stima più attendibile fissa sui 3300-3350 m la quota media del limite della neve vecchia nell'intero massiccio.

Di conseguenza, oltre la metà della copertura glaciale locale è rimasta al di sotto del limite stagionale degli apporti. Durissimo quindi il colpo inferto al bilancio di massa dei corpi glaciali: una fusione eccezionale, come ben attestato dalla portata dei torrenti ablatori, alcuni di dimensioni mai osservate prima nello stesso periodo dell'anno. Anche i modesti effetti positivi del 1997, limitati ai soli apparati esposti favorevolmente, sono stati spazzati via quasi per intero: il bacino orientale del Ghiacciaio dei Forni, il settore sommitale del Ghiacciaio della Miniera e, in

parte, quello dei ghiacciai di Dosegù, di Cedec e di Sobretta Nord-Ovest sono gli unici siti dove si può rinvenire, in buona quantità, il firn riferibile alla stagione passata.

In definitiva, l'annata appena trascorsa ha certamente comportato la perdita di gran parte della massa accumulata dopo il 1992, quando era agli esordi un quadriennio non certo favorevole ma, forse, almeno parzialmente conservativo, che aveva innescato timidi segnali di una inversione di tendenza rispetto all'imperante fase di regresso glaciale.

482.0 VITELLI

1998.08.24

QMF.: 2556

Ritiro moderato

Al momento dell'osservazione, la copertura nevosa è del tutto assente al di sotto dei 3 100 m di quota e anche oltre appare sottile e discontinua. Nel bacino che ospita il ghiacciaio non è presente alcuna traccia di neve residua al di fuori dei limiti glaciali. Prosegue lo smagrimento della seraccata centrale ed è evidente l'incremento di estensione degli affioramenti rocciosi preesistenti, segno indiretto di una marcata riduzione di spessore della massa ghiacciata. Il maggiore di questi alimenta la morena mediana, sempre più rilevata, che ormai delinea chiaramente le due colate di cui è composta la lingua valliva. Quella destro-idrografica trae origine dalla porzione centrale del vasto bacino di accumulo e raccoglie, per trasfluenza, anche un apporto laterale dalla atesina Vedretta Piana. Nel suo settore inferiore mostra una nuova finestra rocciosa e il vasto affioramento di detrito endoglaciale. La colata sinistra, largamente coperta da un mantello detritico sulla metà esterna, riceve l'apporto principale dal pianoro sottostante il versante settentrionale del Monte Cristallo. Proprio la porzione terminale di questa manifesta gli eventi dinamici più importanti: la grotta glaciale presente lo scorso anno è crollata, lasciando in posto una suggestiva volta di ghiaccio che, come un ponte, realizza ancora un collegamento con la grande apofisi esterna sinistra, ormai divenuta una lente di ghiaccio morto coperta di morenico.

Variáz. media segnali: - 5 m



Foto 22: arco di ghiaccio presso la fronte del Ghiacciaio dei Vitelli. Si tratta del residuo della copertura di un tunnel subglaciale, scavato dal torrente ablatore in una porzione della lingua che ora è stata abbandonata dalle linee di flusso (ghiaccio morto). Strutture simili sono tipiche delle fasi di rapida e profonda involuzione del glacialismo. (F. Rigbetti, 24 agosto 1998).

L'esile struttura, caratteristica delle fasi di grave involuzione dei ghiacciai vallivi (una analoga formazione, da poco scomparsa, era presente sino al 1997 nei pressi della fronte del Ghiacciaio di Scerscen Inferiore), è destinata a una precoce demolizione. L'insieme di questi eventi è stato prodotto dall'erosione del torrente ablatore che ha scavato la massa glaciale dal basso. Sul lato opposto della fronte le variazioni sono di minore entità, come evidenziato dai valori di ritiro misurati. Ha collaborato Giuseppe Righetti.

492.0 MINIERA

1998.08.27

QMF.: 2970

Decremento forte

La lingua glaciale presenta un apprezzabile ritiro lineare rispetto al 1997, anno in cui fu invece riscontrato un lieve progresso. La fronte è interessata da crolli parcellari e dal distacco di piccole apofisi. Il suo limite non è identificabile in sinistra idrografica, dove il morenico di copertura cela probabilmente un esteso lobo di ghiaccio morto. La quota minima frontale risale così di circa 50 m; in toto, il corpo glaciale appare notevolmente smagrito. La neve vecchia è del tutto assente lungo il tratto di colata che solca il vallone, al di sotto dei 3 200 m di quota. Il grande conoide di alimentazione laterale, sottostante la Cima delle Pale Rosse, fondamentale contributo dinamico al settore distale del ghiacciaio, è stato quasi interamente ricoperto da detrito, convogliatovi dalle frequenti piogge temporalesche dell'estate 1998. Si segnala che il corpo di frana, caduto sulla superficie glaciale nel 1992 in corrispondenza del bordo destro pre-frontale, ha ora raggiunto il limite inferiore del ghiacciaio e giace in posizione precaria. Essendo costituito da frammenti di grandi dimensioni (un blocco misura frontalmente 10 x 5 m circa), minaccia seriamente il sottostante percorso escursionistico del Sentiero Italia (traversata del Passo Zebrù Nord, tra i rifugi Pizzini- Frattola e V Alpini-Bertarelli) nel tratto compreso tra le due morene storiche laterali del ghiacciaio. Di tale fenomeno si è data comunicazione (con foto e cartografia) al Corpo Forestale dello Stato (A. Galluccio, St. Zocchetti).



Foto 23: la fronte del Ghiacciaio della Miniera il 27 agosto 1998. Sul bordo destro-idrografico (sinistra) è visibile la frana superficiale del 1992 che, per effetto del ritiro della lingua, ha raggiunto ora il limite glaciale e giace quindi in posizione instabile. E' costituita da blocchi di grandi dimensioni, mentre il terreno a valle è molto ripido e non presenta siti di arresto: l'eventuale crollo minaccia direttamente il sottostante percorso del Sentiero Italia, in alta V al Zebrù. (A. Galluccio).

Si riscontrano notevoli variazioni morfologiche che coinvolgono l'intera lingua di ablazione. Come più volte descritto in passato, questa è suddivisibile in due metà quasi simmetriche, di cui quella sinistra idrografica è completamente occultata da morenico mentre l'altra è scoperta. La prima, per effetto della protezione offerta dal mantello detritico, si riduce molto più lentamente della porzione libera. Tale fenomeno di ablazione differenziale, di entità davvero eccezionale, risulta ora ancora più evidente per il notevolissimo ritiro accusato negli ultimi 5 anni dal settore destro, contrattosi per almeno 150 m di lunghezza e circa 90 di larghezza. Quest'ultimo costituisce comunque l'effettiva propaggine dinamica terminale del ghiacciaio; il settore sinistro, attualmente ancora ben collegato, potrebbe infatti rimanere isolato dalle linee di flusso della colata qualora il ritmo del regresso odierno dovesse permanere nei prossimi anni. La descritta involuzione della lingua, nell'ambito del gruppo dei ghiacciai di medie dimensioni (circa 100 ha) dell'Ortles-Cevedale, è un fenomeno di proporzioni tali da non riconoscere alcun precedente negli ultimi 40 anni. Valga il dato della misura frontale, riferita alla falesia di ghiaccio del settore morenizzato, porzione che, negli ultimi anni, aveva fatto sempre registrare valori di ritiro assai contenuti: gli odierni 20 metri di variazione negativa costituiscono un evento dinamico ragguardevole, sul quale ha certamente influito l'eccezionale regime termico dell'estate. Nel bacino di accumulo il nevato è quasi del tutto assente. La cascata di seracchi posta sul bordo sinistro, a quota 3300 metri circa, si è mobilitata, con crolli recenti e isolamento di seracchi turriti: si tratta di una modesta onda di piena, riferibile al periodo 1992-1996, limitata però solo al settore sommitale del ghiacciaio. (A. Galluccio, C. Migliorero). Variaz. media annua: - 20 m (1997)



Foto 24: i ghiacciai di Col de la Mare I (a sinistra) e II (a destra). I due apparati mostrano un innevamento residuo scarsissimo, nonostante l'elevata quota sommitale (oltre 3500 m). La porzione sinistro-idrografica del primo (al centro) è inturgidita da una modesta onda di piena, riferibile al periodo 1992-1996, destinata a esaurirsi prima di raggiungere la sottostante lingua valliva. In primo piano la morena di neoformazione degli Anni Ottanta. (A. Grossi, 23 agosto 1998).

507.1 FORNI

1998.08.30

QMF.: 2450

Ritiro forte

Prosegue la fase di involuzione del ghiacciaio, caratterizzata da un vistoso regresso, e smagrimento, della lingua e da una riduzione dello spessore della massa ghiacciata a tutte le quote. In questo 1998, l'irruzione di temperature elevate già agli inizi di giugno, che con fasi alterne si protrarrà sino alla prima decade di settembre, ha dissolto quasi completamente la neve vecchia, intaccando largamente anche il nevato delle annate precedenti. La *snow-line* ha così subito un innalzamento abnorme, posizionandosi, a fine stagione, attorno ai 3 250 m di quota. Inoltre essa non va intesa come una netta linea di demarcazione tra il settore innevato e quello scoperto: infatti, al di sopra della quota indicata, la distribuzione della neve presenta alcune zone elettive, caratterizzate da buoni accumuli (bacino orientale, tra il Monte Vioz e la Rocca S. Caterina; bacino centrale, nel settore del Colle degli Orsi; bacino occidentale, alla base del versante nord del S. Matteo e della Cima Dosegù), e vasti settori in cui essa è discontinua. Nel settore frontale, le acque di fusione vengono alla luce da due aperture, situate ai lati estremi della fronte e da una terza in corrispondenza della colata dell'Isola Persa. Nel corso dell'estate, il rapporto di portata tra i due torrenti principali è mutato più volte, con l'alternato prevalere di uno o dell'altro, comportamento che indica le notevoli modificazioni in atto nell'ambito subglaciale. E' forse per questi motivi che il torrente dell'Isola Persa, di dimensioni normali a luglio, è successivamente divenuto un rigagnolo e tale è rimasto anche nella fase più calda del mese di agosto. I lobi frontali, di spessore ridotto e assai consunti, tendono a perdere progressivamente ogni individualità, soprattutto quello orientale. A causa della fortissima fusione, e quindi anche dei fenomeni di ablazione differenziale, le morene mediane hanno raggiunto dimensioni impressionanti. In una valutazione globale, l'anno idrologico 1997-98 si pone tra i più negativi per il bilancio di massa del ghiacciaio negli ultimi 20 anni: ciò vale soprattutto per le colate centrale e occidentale, mentre per quella orientale la congiuntura è un poco meno sfavorevole. (G. Cola, G. Casartelli, A. Galluccio e Ale Galluccio).
Variaz. media annua: - 28 m (1997)

510.1 PIZZO TRESERO NORD

1998.09.06

QMF.: 3080

Decremento lieve

Il sopralluogo ravvicinato eseguito da G. Cola, che ha risalito allo scopo la Cresta Nord-Ovest del Pizzo Tresero, ha evidenziato la profonda instabilità dei versanti rocciosi della montagna, non più adeguatamente sorretti dalla contropinta della copertura glaciale. Di conseguenza, il settore sommitale dell'apparato va progressivamente coprendosi di detriti di crollo. Più in basso, dove il pianoro pensile produce la seraccata sinistra e, sul lato opposto, la ripida lingua terminale, non si notano invece variazioni significative. L'accumulo nevoso residuo è minimo e di difficile delimitazione a causa delle colate di fanghiglia che lo percorrono in più punti. Il ghiacciaio è stato osservato anche nei giorni 23 agosto e 6 settembre. (Ale Galluccio)

512.2 PIZZO TRESERO SUD-OVEST

1998.08.29

QMF.: 3140

Decremento forte

Questo peculiare ghiacciaio costituisce l'antico settore destro-idrografico estremo del Ghiacciaio di Punta Pedranzini, cui è ancora collegato lateralmente per un breve tratto occultato da morenico. A forma di cono regolare, trae origine dalla forcilla di q. 3220.8 CTR, caratteristico intaglio basale della cresta SW del Pizzo Tresero, rispetto al quale rimane sottovento per le correnti perturbate da NW. Presenta una superficie regolare su cui sono visibili le stratificazioni del firn e del ghiaccio, le cui linee divisorie disegnano un complicato intreccio, di osservazione non comune. Il margine proglaciale è pianeggiante, imbibito dalle acque di fusione e solcato da alcuni splendidi *eskers*. Il limite tra ghiaccio e morenico del substrato è nettissimo: in destra idrografica il corpo glaciale, comunque unitario, si assottiglia sino a spessori assolutamente esigui (50 cm). Tutti rilievi che confermano l'attuale fase di grave involuzione dell'apparato che, se non fosse per l'elevata altitudine mediana (3180 m), sarebbe già scomparso da tempo. Su roccia montonata antistante la fronte viene posto il nuovo segnale GBB, contraddistinto da un grande ometto. La precedente denominazione di Ghiacciaio del Passo dell'Angelo va sostituita con la nuova "di Pizzo Tresero Sud Ovest". (B. Bonantoni, A. Grossi, A. Galluccio e L. Bolognini).



Foto 25: il Ghiacciaio di Pizzo Tresero Sud-Ovest, antico settore destro del Ghiacciaio di Punta Pedrangini. La forma dell'apparato ne suggerisce l'origine nivo-eolica: il colletto visibile al centro, infatti, può determinare un'accelerazione delle correnti perturbate provenienti da NW, rispetto alle quali la massa glaciale rimane sottovento, con conseguente accumulo locale concentrato. (A. Grossi, 27 agosto 1998).

512.1 DOSEGU'

1998.08.26

QMF.: 2850

Ritiro forte

Il ghiacciaio è stato osservato anche in data 13 e 22 agosto. All'atto del rilievo alla fronte, la fase di ablazione estiva è al suo culmine, nonostante il netto abbassamento delle temperature verificatosi nei due giorni precedenti, segno che la massa glaciale possiede una notevole inerzia termica. Il terreno proglaciale è solcato da impetuosi torrenti che scorrono su ripidi "liscioni" di rocce montonate, il che rende le operazioni di misura lunghe e pericolose. In sinistra idrografica, una grande massa di ghiaccio coperto di morenico si allunga alla base del versante NW della Cima di Vallombrina: essa appare in netto rilievo, per ablazione differenziale, rispetto al ghiaccio scoperto, che inoltre sopravanza oramai per parecchie decine di metri. Qui è la quota minima del ghiacciaio, anche se iniziano a sussistere dubbi sul mantenimento di un collegamento dinamico tra questa apofisi e le linee di flusso della lingua. E' inoltre questo l'ambito dove il terreno appare più sconvolto dal ritiro della colata: una vasta pozza d'acqua, formatasi quest'anno, rende inutilizzabile il segnale 1. Procedendo verso Nord, il limite frontale appare sempre meno netto e lineare: esso presenta profonde anse inframmezzate da sfrangiature strette e allungate, sollevate dal substrato e grondanti acqua di fusione. Numerosi piccoli lobi si sono frantumati, come in corrispondenza del segnale 4, isolandosi così dalla massa unitaria retrostante. Il dato medio di ritiro lineare indicato (-19 m) sottostima largamente l'entità del fenomeno, in effetti assai più marcato presso i due caposaldi temporaneamente abbandonati. L'innevamento residuo è il più scarso degli ultimi 15 anni, di poco inferiore a quello del 1991, anno del minimo precedente: a fine estate esso è confinato al settore sinistro-idrografico del bacino di accumulo, dove le pareti del Monte Mantello e della sua lunga Cresta SW delineano la situazione di alimentazione più favorevole. Il vasto pianoro di testata appare così privo di neve vecchia, i cui minimi residui si

sovrappongono al firn delle annate precedenti, anch'esso largamente eroso dall'ablazione. A tutte le quote i pendii ghiacciati laterali appaiono smagriti, mentre le finestre rocciose, da quelle "classiche" del grande gradino intermedio a quella recente più meridionale, sono in fase di ampliamento. Nel corso dell'annata 1997-98, questo grande ghiacciaio ha quindi subito un bilancio di massa gravemente negativo, i cui effetti sono solo in parte mitigati, e limitatamente alle quote superiori ai 3000 m, dai consistenti apporti nevosi del precedente quinquennio. (B. Bonantoni, A. Grossi, S. Zocchetti e A. Galluccio).
 Variaz. media annua: - 19 m (1997)



Foto 26: sino dalla metà del mese di agosto, il bacino di accumulo del Ghiacciaio di Dosegù mostra un innevamento residuo assai scarso, confinato nei pressi della cresta S. Matteo – Mantello (a destra), che andrà a ridursi ulteriormente nelle successive due settimane. Questa situazione delinea un bilancio glaciale annuale fortemente negativo. (A. Galluccio, 13 agosto 1998).

527.0 SAVORETTA

1998.08.28

QMF.: 2665

Ritiro lieve

L'ammasso di neve vecchia, che nel 1997 vanificò la misura frontale in quanto ricopriva il segnale 1-110, si è ora molto ridotto e permette l'accesso al limite glaciale. Tale nevato è di consistenza assai simile al ghiaccio della fronte: il suo strato superficiale (10 cm) mostra un notevole contenuto in limo di percolazione e una cristallizzazione a grani grossi e compatti, mentre lo strato basale (20-40 cm) è costituito da ghiaccio. Dove la placca incontra la massa glaciale, le due formazioni presentano una granulometria quasi identica. Quanto sopra può essere utilizzato per avvalorare quella tesi, da noi espressa in altre occasioni (vedi Ghiacciaio di Verva Maggiore), secondo cui è possibile ammettere una modalità di avanzata glaciale "per sovrapposizione frontale di placche di nevato", argomento che necessita comunque di approfondimenti ulteriori. Il grande glacionevato che occupa il settore destro-idrografico inferiore del bacino si è completamente coperto di morenico e appare scarsamente o per nulla attivo. La neve vecchia è quasi del tutto assente sulla superficie glaciale (visibile una modesta placca oltre i 3000 m di quota), mentre è raccolta, poco a valle della fronte, in due campi di valanga, di cui quello destro-idrografico giunge a immergersi nel laghetto proglaciale di q. 2450 m, che ne risulta così alimentato e oggi anche ingrandito. (L. Bolognini)
 Variaz. media annua: - 3,5 m (1996)

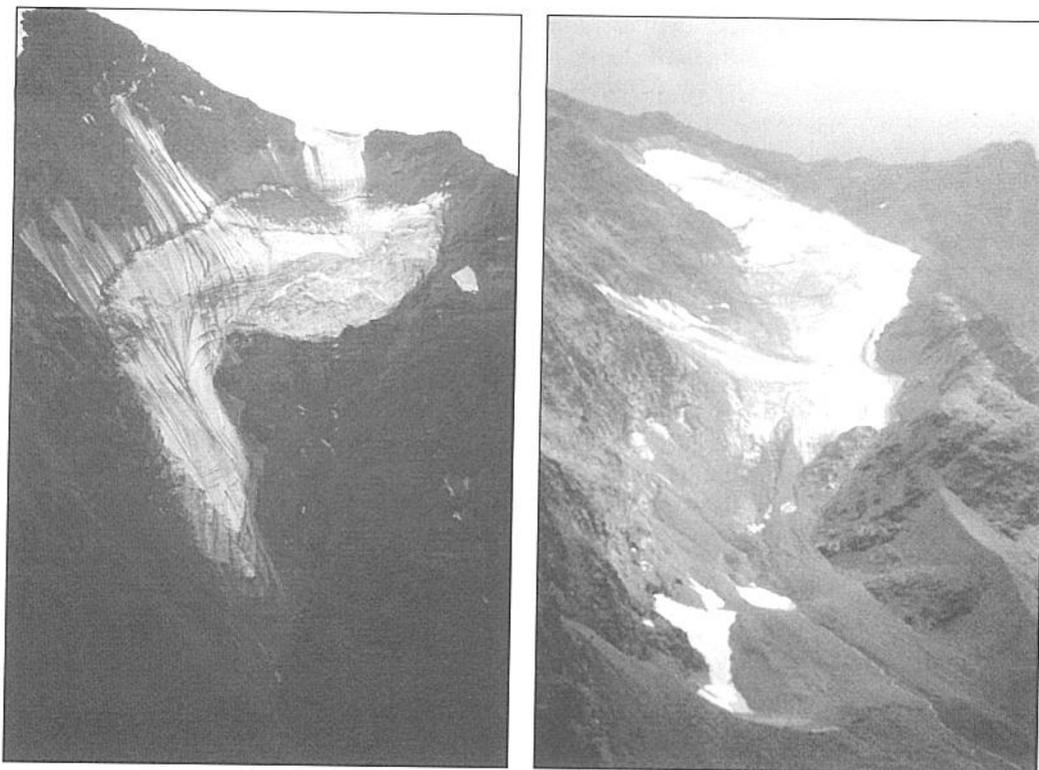


Foto 27 (a sinistra): vaste colate di fanghiglia e detrito solcano il settore superiore del Ghiacciaio di Pizzo Tresero Nord. Le creste sono rese instabili dalla riduzione delle masse glaciali a esse adese (G. Cola, 20 agosto 1998).

Foto 28 (a destra): la colata del Ghiacciaio di Savoretta, che occupa un caratteristico spalto roccioso disposto in diagonale: anche qui, come per la maggior parte dei ghiacciai lombardi nel 1998, l'accumulo nevoso residuo è pressochè assente. (L. Bolognini, 28 agosto 1998).

SETTORE ADAMELLO

ANDAMENTO LOCALE DEL GLACIALISMO

Luca Bonardi

Nel corso della campagna 1998, nel gruppo dell'Adamello sono stati effettuati rilievi su 42 apparati: in questo computo sono comprese le *forme glaciali minori*, una *massa glaciale non catastabile* di nuova identificazione (Placca di Salimmo, n.° 8607.0) mentre vengono escluse le quattro effluenze del Ghiacciaio dell'Adamello visitate. Il glacionevato del Passo di Poia, viste le minime dimensioni raggiunte, si colloca ora nel novero delle forme glaciali minori (n.° 9612.0), così come quello di Cima del Coster (9613.0). Entrambi vanno considerati estinti nell'anno in corso. Quattro fronti sono state sottoposte alle operazioni di misura (Pisgana Est, Venerocolo, Miller Inferiore, Conoide di Salarno): gli unici dati lineari significativi li offre il Ghiacciaio di Pisgana Est, mentre gli altri, per le particolari condizioni morfodinamiche in cui versano, forniscono variazioni che vanno interpretate come l'espressione di fattori locali, disgiunti, almeno parzialmente, dall'effettivo andamento del ghiacciaio. Infine, la presenza di un lago di neoformazione alla fronte del Ghiacciaio di Pisgana Ovest e l'ormai impossibile avvicinamento a quella dell'Aviolo hanno reso vani, almeno in tal senso, i sopralluoghi effettuati.

L'andamento annuale del glacialismo nel settore appare improntato a tendenze dinamiche di moderato o forte decremento, raggiungendo il poco invidiabile primato del 100% del campione osservato. Queste si esprimono nell'evidente ritiro frontale e areale che ha riguardato alcuni apparati (Pisgana Est, Pisgana Ovest, Calotta, Avio Centrale, Effluenza di Adamè) e, ancor più, nella generale perdita di spessore rilevata, pressoché a ogni quota, su tutte le unità glaciali. Accanto a ciò si osserva una accentuazione degli altri processi tipici di una fase di regresso: l'apparizione o l'ampliarsi di finestre e inserti rocciosi (Venerocolo, Miller Inferiore, Effluenza di Salarno); il progressivo aumento di superficie e di spessore della copertura detritica (Payer Superiore, Avio Ovest, Plem e gran parte delle placche di piccole dimensioni), che in molti casi impedisce l'identificazione della quota minima frontale; la formazione di laghi proglaciali, fenomeno geomorfologico di precedente, assai raro riscontro in Adamello. Alla base di tale involuzione sta la ben nota, pluriennale penuria di accumuli residui, talora manifestatasi come assoluta assenza: a riprova della congiuntura in atto, gli apporti nevosi d'annata trovano posto anche quest'anno, in rari casi e con spessori peraltro esigui, solo oltre i 3100-3150 metri di quota. Particolarmente sintomatica di questo orientamento è l'evoluzione del Ghiacciaio dell'Adamello, le cui effluenze lombarde fanno registrare la perdita di estesi settori glacializzati, ponendo altresì le premesse per future, importanti variazioni morfologiche.

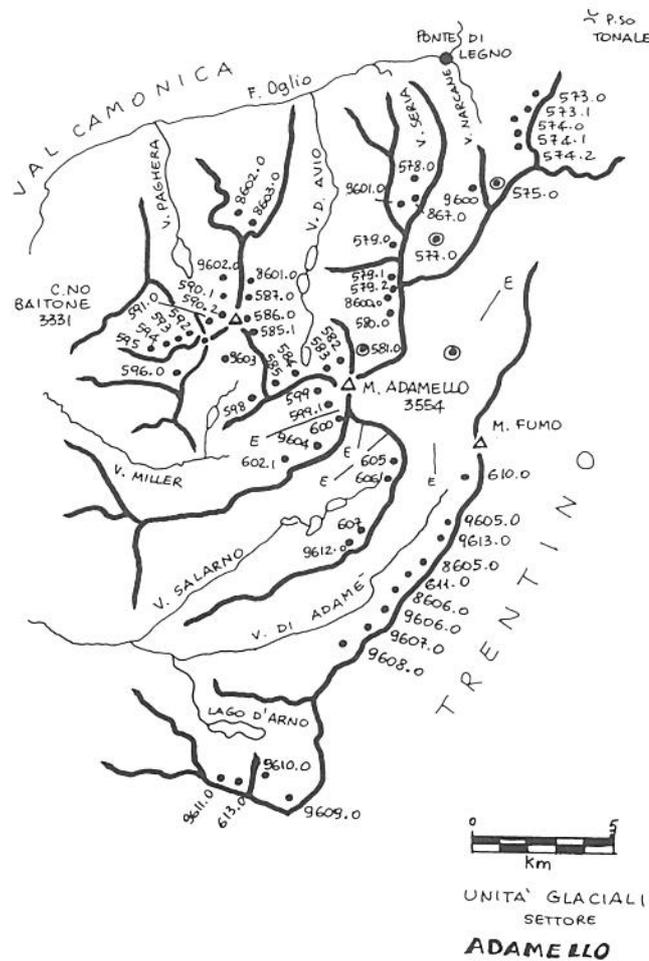


Fig. 8: unità glaciali del Settore Adamello (versante lombardo).

575.0 PISGANA EST

1998.09.21

QMF.: 2535

Ritiro lieve

Per effetto dei caratteri morfologici dell'unghia terminale, compatta e ben protetta nello stretto solco che la accoglie, il dato relativo alla variazione lineare rende solo parzialmente l'importanza della fase negativa, sottostimandola. E tuttavia la perdita di spessore è ben evidente, come la contrazione subita dall'apparato lungo il margine inferiore destro dove appare in aumento la copertura morenica di deiezione. Anteriormente alla lingua, tra le quote 2320 e 2380, è presente ghiaccio morto, coperto da morenico di buon spessore, originatosi per distacco durante la fase di regresso. Neve residua confinata alla base dei Corni di Bedole. (M. Monfredini, M. Pala, G. Salvioni e A. Galluccio).

Variaz. media annua: - 6 m (1994)



Foto 29: il grande Ghiacciaio di Pisgana Ovest, ripreso dalla classica postazione del Castellaccio. Risulta evidente l'esiguità dell'innevamento residuo. (M. Pala, 29 agosto 1998).

577.0 PISGANA OVEST

1998.09.21

QMF.: 2530

Decremento moderato

Significative variazioni morfologiche hanno interessato quest'anno il grande ghiacciaio. Il persistere della pluriennale fase negativa ha innanzitutto condotto, per effetto di un evidente ritiro lineare, alla comparsa di un ampio lago proglaciale che ha reso vano ogni tentativo di misurazione. Accanto a ciò, la riduzione a tutto perimetro della porzione frontale ha condotto al distacco di limitati corpi di ghiaccio lungo il lato destro idrografico e, più in generale, all'esposizione di nuove parti del letto glaciale lungo i due versanti. Persistono, anteriormente alla fronte, i noti *coni di ghiaccio*. Nel settore mediano i mutamenti più significativi hanno avuto luogo lungo il margine occidentale e in particolare all'altezza del gradino che collega il bacino di raccolta con la lingua valliva, soggetto a un più evidente processo di deglaciazione. Scarsa la copertura di neve residua che, al 1 settembre, trova posto irregolarmente oltre i 3180-3200 m di quota, con andamento un poco più omogeneo nella porzione orientale. Anche le aree più elevate mostrano i segni della congiuntura negativa, manifesta, in particolare, nella progressiva emersione

di nuovi segmenti rocciosi a contatto con il limite superiore dell'apparato e nell'ampliarsi dei caratteristici *nunatak*. Dalla più bassa di queste salienze rocciose ha origine la lunga morena galleggiante che giunge sino al margine sinistro del contorno frontale. L'abbassamento dello spessore dei ghiacci va vieppiù mostrando l'esistenza di due distinti bacini collettori (orientale e occidentale), separati da una linea rocciosa subglaciale, i cui flussi si fondono nella spettacolare colata mediana. (M. Pala, M. Monfredini e G. Salvioni).



Foto 30: il terreno antistante la fronte del Ghiacciaio di Pisgana Ovest ospita un vasto lago proglaciale, formatosi negli ultimi quattro anni in conseguenza del ritiro della lingua valliva. (M. Monfredini, 21 settembre 1998).

8607.0 PLACCA DI SALIMMO 1998.08.22 QMF.: 2850 unità di nuova identif.
Questa piccola massa glaciale, sempre presente nell'iconografia degli anni precedenti relativa al Ghiacciaio di Salimmo, è oggi ben osservabile nelle sue reali dimensioni (almeno della porzione non morenizzata), per assenza di ogni residuo nevoso. La placca di ghiaccio, inscritta in un modesto circo pensile lungo la dorsale che separa i bacini di Salimmo e di Val Seria, gode di alimentazione prevalentemente valanghiva, presenta una superficie di 0,5 ha circa e raggiunge la quota massima a 2895 m. (A. Galluccio).

579.0 CALOTTA 1998.09.01 QMF.: 2920 Decremento moderato
Il 22 agosto gli unici accumuli nevosi residui, peraltro non d'annata, apparivano di modestissima entità e localizzati immediatamente a ridosso del margine inferiore della caratteristica linea di crepacci sita in posizione centrale. Prosegue la fase di contrazione lineare e di abbassamento di spessore della porzione cupoliforme del ghiacciaio che raggiunge, seppur in minor misura, anche la sommità. Più evidente l'erosione perimetrale, massimamente manifesta lungo il margine frontale. In fase di disfaccimento le estese placche di ghiaccio poste al di sotto dei ripidi salti rocciosi siti lateralmente all'apparato. (P.E. Battaglia).

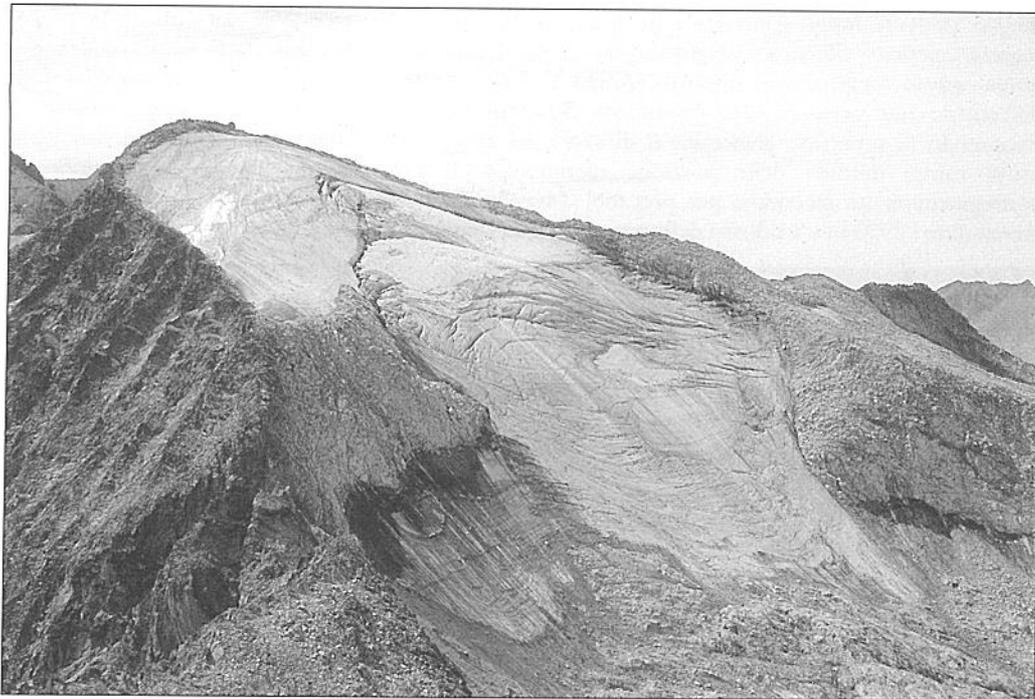


Foto 31: all'osservazione del 1 settembre, il caratteristico Ghiacciaio della Calotta mostra un aspetto miserevole: alla totale assenza di neve vecchia si associa l'evidente erosione del firn, di cui rimane un piccolo residuo (al centro, poco sotto la vetta), fatti che attestano di un bilancio annuale gravemente negativo (P.E. Battaglia, 1998).

581.0 VENEROCOLO

1998.09.06

QMF.: 2560

Ritiro moderato

La fronte, a falesia, non fa registrare sostanziali mutamenti di posizione rispetto all'ultima osservazione (1995), anche se permane qualche dubbio sulla confrontabilità con i rilievi precedenti. Difficile definire con precisione il corso delle dinamiche che interessano il settore mediano-frontale, come sempre soggetto a estesa e imponente copertura detritica e dove ancora si osserva la presenza di potenti *coni di ghiaccio*. Anche quest'area sembra mostrare comunque segni di involuzione (perdita di spessore). Il settore del "Venerocolo" non presenta accumuli residui, e i campi più elevati mostrano, in superficie, compatti affioramenti di firn relativi alle scorse stagioni. Variazioni più importanti sono andate manifestandosi nella zona di contatto tra la colata principale e la "Vedretta dei Frati". Per effetto dell'allargamento della barra rocciosa longitudinale, divisoria tra le due parti, il collegamento appare infatti oggi ben più esile e incerto che non in passato, essendo oggi ridottosi al solo corridoio a essa sottostante: i segmenti ghiacciati posti poco più in alto appaiono così solo giustapposti. Tale emersione rende peraltro evidente anche l'origine della morena mediana che, in destra idrografica, solca la porzione medio-superiore della lingua, per poi confondersi, più a valle, nel caos detritico frontale. Spingendosi a quote più elevate, la Vedretta dei Frati presenta, oltre i 3100 metri, una fascia omogenea di innevamento residuo. Al centro della massa ghiacciata, ha fatto la sua apparizione una morena galleggiante, probabile avvisaglia di ulteriori, importanti variazioni morfologiche. (A. Gigliuto, M. Cozzi, A. Meani, M. Merati e M. Maggioni).

Variatz. media annua: 0 m (1995)

583.0 AVIO CENTRALE

1998.09.09

QMF.: 2623

Decremento forte

Il processo involutivo della massa glaciale ha quest'anno subito una rapida accelerazione. Al netto appiattimento della lunga estremità frontale si associa la perdita di significative porzioni areali,

meglio evidente lungo il margine più avanzato del settore settentrionale del ghiacciaio. Qui il regresso, rispetto alla scorsa stagione, può essere stimato nell'ordine dei 15-20 metri, mentre più tenue appare lungo il lato opposto. Anche su quest'ultimo, tuttavia, si manifestano gli effetti dell'attuale fase negativa, con l'estendersi delle coltri moreniche che stanno progressivamente ricoprendo la superficie ghiacciata al di sotto dei 2850 m e tendono quasi a saldarsi con i più estesi campi detritici della porzione meridionale. Il collegamento fra le due sezioni va conseguentemente facendosi più precario. *Snow-line* non identificabile per la presenza di neve fresca oltre i 2930 m e a ridosso della parete nord di Punta Prina. (A. Gigliuto)



Foto 32: il Ghiacciaio di Avio Centrale, uno dei più classici esempi lombardi di ghiacciaio di pendio. Nonostante sia sovrastato dalla mole protettiva e alimentatrice del Monte Adamello, questo apparato va rapidamente riducendosi. (A. Gigliuto, 9 settembre 1998).

608.0 ADAMELLO 1998.08.25 QMF.: 2670 Decremento forte

Conoide di rimpasto e Effluenza del Corno di Salarno (ex-603) 1998.08.25. – 1998.10.14

Il potente cuneo ghiacciato pensile di Corno di Salarno ha visto quest'anno mantenersi quei processi involutivi che ne hanno contraddistinto le più recenti vicende. Evidente appare infatti la perdita di spessore lungo tutto il profilo superiore, come pure la scomparsa di limitati settori glacializzati, in particolare in corrispondenza del margine roccioso in destra idrografica. Pressoché inesistenti i residui di eventuali crolli lungo il conoide di rimpasto sottostante. (F. Pelosato).

Effluenza di Salarno (ex-604) 1998.08.25. – 1998.10.14

Veemente, prosegue la fase di forte decremento della Effluenza di Salarno. Aspetto e dinamica del settore frontale, in lenta involuzione ma dotato di spessore ancora cospicuo, vanno rapidamente assumendo caratteri di sostanziale marginalità rispetto all'imponenza degli eventi in

corso lungo il settore mediano della colata. In questo tratto, viepiù si palesano gli effetti di una decennale crisi dei residui nevosi che, in ben altra congiuntura climatica, competerebbero all'esteso bacino collettore. Il collegamento tra quest'ultimo e la porzione frontale appare oggi precario e, proseguendo l'attuale fase, destinato a rapida dissoluzione. Tanto l'inserito roccioso in destra idrografica sottostante le isoipse 2840/2850, quanto soprattutto la finestra apertasi lo scorso anno lungo il corridoio opposto, presentano dimensioni nettamente più estese. Del tutto scomparso il segmento ghiacciato laterale sinistro, lo scorso anno ancora aggettante sul piccolo ripiano centrale. La fronte risulta così alimentata dal solo, ormai stretto, canale ghiacciato centrale. E' quindi facile prevederne il distacco, che avverrà con ogni probabilità nel corso del prossimo biennio. Lo spessore della massa ghiacciata appare in diminuzione anche nei campi superiori dove vanno liberandosi dal ghiaccio limitati settori marginali. La porzione frontale, a ridosso dell'inserito roccioso di recente emersione, presenta limitati accumuli di ghiaccio, residuo dei consistenti crolli avvenuti lo scorso anno dal fronte pensile sovrastante. Stante ciò, scarso valore mantiene il dato relativo la quota minima, invariata rispetto alla scorsa stagione, a 2670 metri. La dinamica descritta va rapidamente riducendo la "distanza temporale", ancor'oggi esistente, tra aspetto areale, volumetrico e altimetrico della massa ghiacciata e odierno stadio climatico. (F. Pelosato).

QMF.: 2730

Effluenza di Adamè (ex-609)

1998.08.25

Improntata a chiaro regresso, questa effluenza subisce la progressiva e consistente perdita di segmenti frontali e laterali, più estesi in destra idrografica. Quest'ultimo settore, come ripetuto in passato, trae infatti alimento dagli estesi ma relativamente meno elevati pianori sud-orientali del Pian di Neve immediatamente sovrastanti, dove più evidente si è manifestata negli ultimi anni la carenza di accumulo nevoso. Per contro, il settore orientale può godere di un bacino di raccolta più elevato e meglio esposto, costituito anche dai ripidi pendii occidentali di M.te Fumo, che ne ha garantita, sino ad ora, una maggiore persistenza areale. Più in generale si osserva la complessiva perdita di spessore della seraccata, lungo la quale si osservano limitati fenomeni di dislocazione. Del tutto svanito quel fenomeno di ispessimento della colata a monte della porzione laterale sinistra che, ancorché contenuto, aveva lasciato presumere l'avvento di una limitata, locale fase di progresso lineare. (V. Mariani).

Campi Alti (Pian di Neve e settore sup. dell'Effl. Mandrone)

1998.08.29

Prosegue incessante la perdita di spessore dell'immenso mare di ghiaccio dell'Adamello, dove accumuli di limitato spessore si mantengono solo lungo la favorevole dorsale del Dosson di Genova, oltre i 3250-3300 metri, facendosi via via più compatti nel settore meridionale. Prosegue, in ogni caso, la deglacializzazione dei pendii più ripidi, e in particolare, sul versante opposto, del Corno Bianco, lungo il cui scivolo settentrionale permangono residui di neve vecchia a partire dai 3150 m di quota. La consistente perdita di spessore nel *plateau* sottostante il Passo Brizio è anche quest'anno facilmente stimabile (mediamente attorno ai 150 cm) dall'evidenza offerta dalla progressiva emersione del Dosso Siber-Gysi (vedi campagna 1997). (A. Meani e M.Cozzi).

GLACIONEVATI DEL COSTER DI SINISTRA DI VAL ADAMÈ

1998.08.25

Nessuna delle masse ghiacciate presenti lungo il versante sinistro della valle, fatto salvo il glacionevato di Buciaga (611.0), sembra possedere dimensioni che ne giustifichino la catastabilità. In genere esse residuano in forma di sottili strisce ghiacciate alla base delle pareti rocciose dei circhi che le accolgono, mentre difficile rimane la possibilità di esprimere giudizi sulla presenza, o meno, di ghiaccio sepolto sotto gli estesi campi detritici che le cingono verso valle. I residui nevosi dell'annata appaiono per lo più assenti, con l'eccezione di limitati apporti di origine valanghiva presenti nei circhi sottostanti le cime di Buciaga Nord e Sud. (V. Mariani)

Dei 36 corpi glaciali indagati, 32 costituiscono il gruppo dei ghiacciai e dei glacionevati, mentre 4 afferiscono all'elenco delle forme glaciali minori. Limitatamente ai primi, 19 (59,4%) risultano in fase di decremento o ritiro (un apparato si è estinto: il glacionevato di Redorta Inferiore). A questo proposito, si ricorda che, per apparati da tempo privi di osservazione, con l'indice sintetico della fase dinamica si sono voluti esprimere ipotetici processi evolutivi estesi a tutto il periodo non indagato (ghiacciai di Caronella Est e Cantunasc). L'indicazione, per altro frequente, di una fase di "decremento lieve" vuole quindi esprimere, in questi casi, un sicuro processo regressivo, che in realtà può però essere avvenuto a seguito di fasi altalenanti. Pertanto, in assenza di misura frontale o di un rilievo di dettaglio in grado di valutare le modificazioni di spessore o di estensione areale, una sicura fase di decremento viene definita "lieve" pur se l'eventuale riscontro in loco avrebbe potuto definirla "moderata" (ghiacciai dei Cagamei IV, III, e I, Druet, Fascere, Pioda Inferiore e Superiore). La restante parte è data degli 8 apparati in fase stazionaria (25%), da 1 apparato con fase dinamica incerta (3,1%) e dai 4 individui in fase di incremento o avanzata lieve.

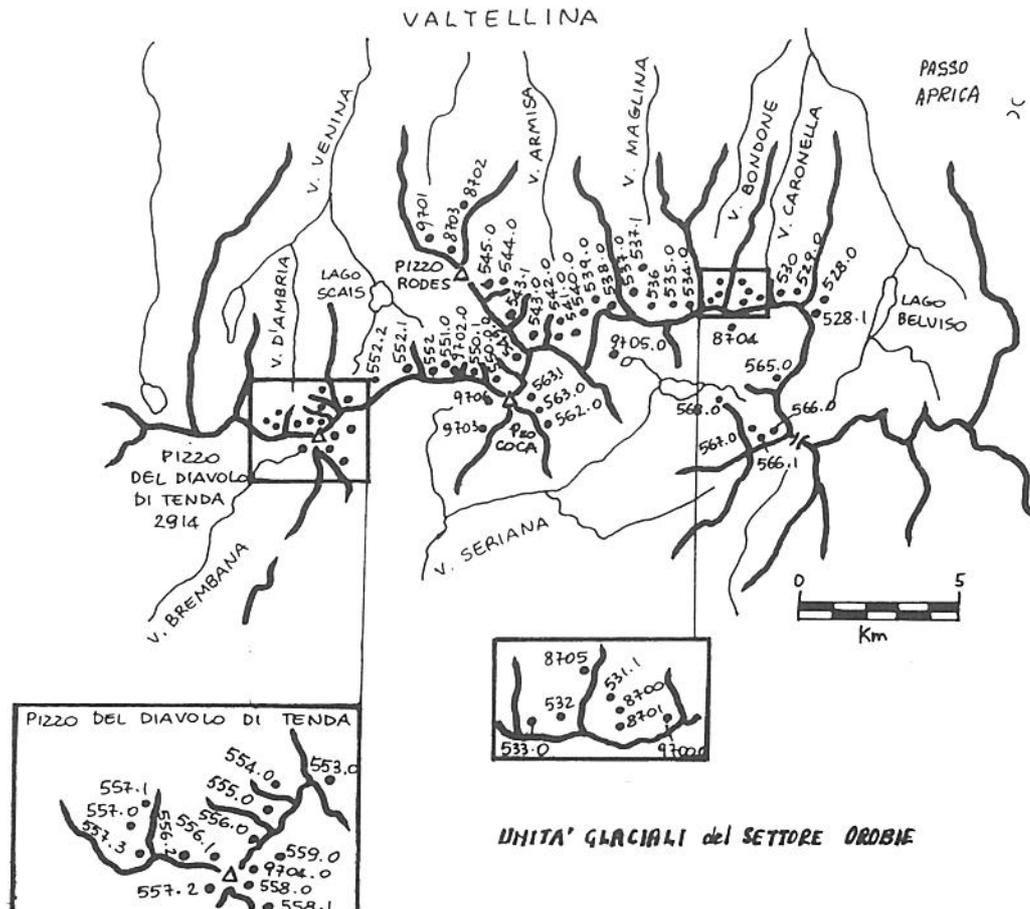


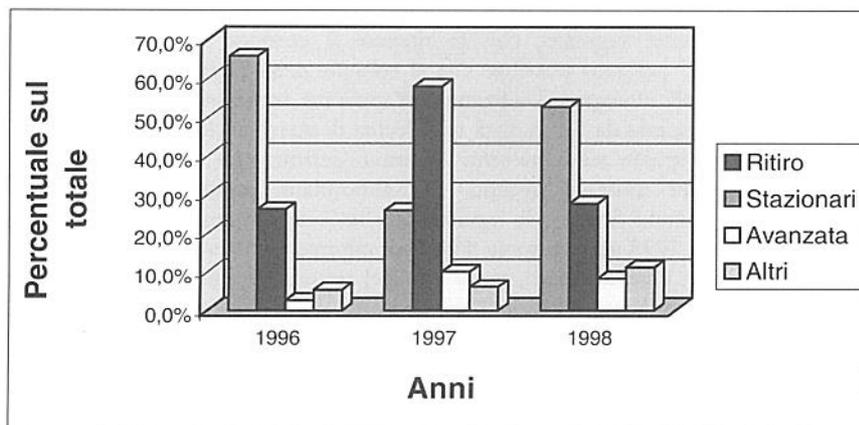
Fig. 9: unità glaciali del Settore Orobie

Questi ultimi, costituenti il 12,5% del totale, rappresentano quest'anno una vera e propria singolarità, dato il generale contesto involutivo. Il prolungato periodo caldo della parte centrale dell'estate si è rivelato estremamente deleterio per la copertura nevosa che, è importante rimarcarlo, presentava, per quanto riguarda gli apporti diretti, i più cospicui spessori degli ultimi tre anni (sino a 475 cm, a metà giugno, sul Ghiacciaio del Lupo). Come per il 1997, pur se in fasi diverse, l'annata è stata particolarmente negativa per gli apparati dove l'alimentazione diretta assume un livello significativo (Ghiacciaio del Lupo, parte superiore dei ghiacciai di Porola, Scais, Trobio Est e Ovest) e per quelli dove l'esposizione non è particolarmente favorevole (ex-glacionevati di Redorta Inferiore e Secreti).

L'annata non si può comunque definire positiva nemmeno per gli apparati prevalentemente alimentati da valanghe che, a differenza dello scorso anno, hanno evidenziato anch'essi un generale stato di sofferenza. Se infatti nel 1997 il prolungamento dell'estate sin quasi verso la metà di ottobre aveva dilatato in modo abnorme la fase ablativa per gli apparati più aperti, che sono in sostanza quelli prevalentemente alimentati in modo diretto, l'inizio tardivo della stessa (verso la seconda decade di luglio), prima, e il fattore orografico, poi, avevano posto le condizioni per un andamento complessivamente favorevole ai "ghiacciai di valanga". Quest'anno la fase calda dell'estate è iniziata già dalla terza decade di giugno e ha raggiunto la sua fase culminante tra la terza decade di luglio e la seconda decade di agosto. Pertanto si è avuto un forte irraggiamento solare durante le giornate più lunghe e l'ormai consueta "anomalia climatica" nel pieno dell'estate, quando un incremento medio giornaliero di qualche grado centigrado ha certo un peso maggiore che in altri mesi.

E' dunque per certi versi facilmente spiegabile il perché di un'annata così negativa per il glacialismo orobico. A rendere ancora più evidente questa ragione termico-nivologica dell'esito finale, vi è il dato delle precipitazioni estive che, presso la stazione meteorologica di Bergamo, sono risultate al di sotto della norma sia a luglio che ad agosto. A differenza degli anni scorsi, alla rapida ablazione del manto nevoso residuo non hanno dunque concorso l'azione battente e il potere dilavante delle acque, se non in misura assolutamente normale.

ANDAMENTO DEL GLACIALISMO NELLE ALPI OROBIE, 1996 - 1998



Va inoltre spiegato perché alcuni apparati alimentati da valanghe si siano presentati in condizioni di notevole innevamento residuo e altri, similari per esposizione, pendenza e dimensioni, e posti nelle vicinanze, siano risultati totalmente scoperti. Probabilmente il fattore

determinate è da ricercarsi in una disomogenea manifestazione ed evoluzione dei fenomeni di crollo nevoso, quest'anno in gran parte ascrivibili alle precipitazioni del mese di aprile. Sotto questo aspetto, risulta importante rimarcare la diffusa presenza di imponenti scariche valanghive giacenti a valle degli apparati glaciali: si ricordano quella, grandiosa, presente nello stretto canale di Val Malgina, con i soprastanti Ghiacciai dei Cagamei che presentano invece residui nevosi scarsi; quelle, altrettanto potenti, della Val d'Arigna; la valanga dei ghiacciai di Scais e di Podavista. Gli "apparati di valanga" che, per diverse ragioni (pendenza ridotta, localizzazione sul fondo di una zona d'accumulo, presenza di importanti cordoni morenici frontali, ecc.), hanno captato e trattenuto i grandi depositi valanghivi sono risultati stazionari, se non in incremento o avanzata; gli altri hanno evidenziato una netta involuzione: ogni piccolo ambito, ogni circo, ogni ghiacciaio ha quest'anno una situazione propria.

Si allega il grafico dell'andamento del glacialismo orobico negli ultimi tre anni, costruito con i dati di tutti i ghiacciai osservati. Risulta evidente la notevole somiglianza tra le stagioni 1996 e 1998. In questo scenario, il 1997 assume un carattere decisamente positivo, che sarebbe stato ancor più marcato senza l'anomalia climatica di fine estate. Della sua valenza si è già detto lo scorso anno. Ma è qui importante sottolinearla riportando il caso, emblematico, del Ghiacciaio di Cantunasc: in un solo anno (il 1997), l'apparato accumula una quantità di neve sufficiente non solo a resistere alla caldissima estate 1998 ma anche a far segnare una parziale ricostituzione rispetto al 1995. Pertanto una sola stagione positiva, relativamente positiva, permette a un ghiacciaio come questo di mantenersi inalterato per tre o quattro anni, in un trend generale comunque assolutamente sfavorevole al glacialismo. E' certo questo uno dei motivi della sorprendente capacità di autoconservazione degli corpi glaciali, soprattutto se piccoli e nascosti all'interno del disegno orografico.

537.1 FOPPA

1998.08.30

QMF.: 2285

Stazionario

Un'osservazione ravvicinata ha consentito di esaminare dettagliatamente questo glacionevato, che si propone come un'estensione a levante delle tipologie glaciali caratterizzanti il settore orobico occidentale, tra Val Vedello e Val d'Ambria. E' dato da un massiccio cono di ghiaccio alimentato dalle valanghe provenienti dall'imponente parete nord di Cima della Foppa (m 2851), che svolge anche una fondamentale azione protettiva nei confronti dell'irraggiamento solare. Un evidente ed elegante arco morenico racchiude il ghiacciaio in basso e facilita, trattenendole, l'accumulo delle scariche valanghive. Il settore esterno della morena storica presenta verso valle una sorta di prolungamento, parzialmente vegetato, che fa ritenere il cordone frontale attuale frutto di deposizioni più recenti. E' pertanto possibile che al culmine della Piccola Età Glaciale il piccolo ghiacciaio si presentasse più allungato. La fronte dell'apparato, attualmente posizionata a 2285 m di quota, è totalmente ricoperta da firn e dista una decina di metri dal limite interno della morena storica. In questo breve spazio sono presenti accumuli detritici che, in parte, si presentano a foggia di piccoli cordoni morenici recenti. Gli abbondanti accumuli nevosi del biennio precedente (1996-1997) hanno favorito la rapida ricostituzione di questo piccolo ghiacciaio, che però al termine dell'estate 1998 non presenta il benché minimo residuo nevoso. Nonostante ciò il suo spessore complessivo pare invariato, tanto che nel settore sommitale il filo superiore della morena storica s'eleva sopra la superficie del ghiacciaio di soli 2-3 metri. Il firn del 1997 ricopre totalmente l'apparato e spinge il suo limite superiore a m 2365. E' stata collocata una nuova stazione fotografica, utile anche per il Ghiacciaio di Druet. (S. D'Adda).

541.0 MAROVIN

1998.08.26

QMF.: 2025

Avanzata lieve

Il buon innevamento verno-primaverile e la peculiare localizzazione, incassata e riparata dall'irraggiamento solare diretto, hanno preservato il ghiacciaio da una ulteriore riduzione. Questo si presenta infatti pressoché totalmente innevato nei settori superiore e mediano, con una *snow-line* che dai 2190 metri circa del lato sinistro sale ai 2240 metri del lato destro, ricalcando la fisionomia dei nevati presenti a fine agosto 1997. Alcune ampie chiazze di neve vecchia si

alternano al detrito nella zona frontale. Le misure frontali, condotte in corrispondenza delle aree libere da innevamento residuo, hanno addirittura evidenziato un sensibile anomalo avanzamento del settore sinistro idrografico. Il ghiacciaio non è nuovo a questi spostamenti repentini. Nel caso specifico potrebbero essere giustificati sia dalla presenza di un esteso campo di neve, che ha protetto questo settore della fronte per tutta l'estate 1997 e per buona parte della presente, sia da uno scivolamento verso valle di una porzione dell'apparato, dovuto all'abbondante presenza di acqua tra ghiaccio e roccia. Nella parte medio-alta del ghiacciaio è comunque proseguita la fase di decremento complessivo, evidenziato dall'aumento della fessurazione, dalla ulteriore perdita di spessore delle appendici più elevate e dall'impoverimento dei canali d'alimentazione. E' stata posizionata una nuova stazione fotografica (SF 784). (M. Butti). Variaz. media annua: + 4 m (1997)

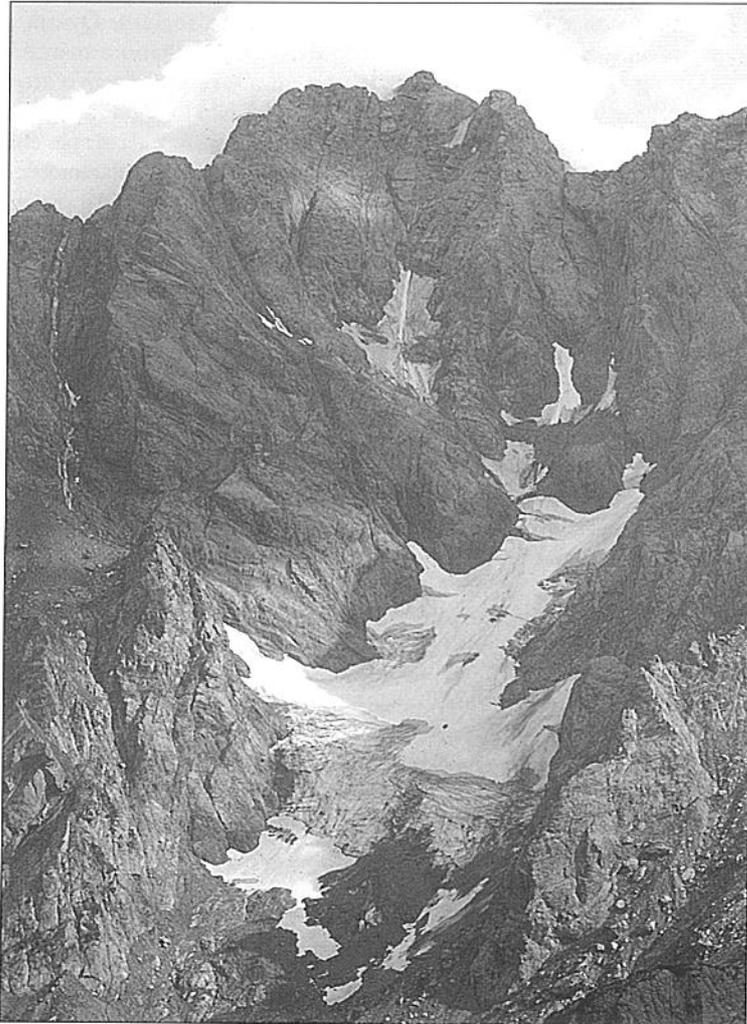


Foto 33: nel corso dell'anno idrologico 1997-1998, il Ghiacciaio di Marovin ha beneficiato di un innevamento eccezionale, dovuto a fattori locali (attività valanghiva). La sua fronte, che è quella che raggiunge la quota più bassa nelle Alpi lombarde (2025 m), ha fatto registrare una repentina avanzata, che si contrappone alla perdurante fase di deglaciazione del bacino roccioso di testata (M. Butti, 31 agosto 1998)

542.0 DENTE DI COCA 1998.09.26 QMF.: 2180 Avanzata lieve
Alcuni riferimenti situati lungo le pareti rocciose che cingono il piccolo ghiacciaio evidenziano una contenuta riduzione di spessore nella sua parte più elevata, dove prevale il firn del 1997, e un incremento nei pressi della fronte, ove è assai esteso l'innevamento dell'annata. La stagione avanzata e l'elevata densità della neve vecchia consentono la misura del limite frontale, che risulta in progresso. A fine agosto l'innevamento residuo interessava quasi il 90% della superficie del ghiacciaio, mentre all'osservazione di fine settembre esso decresceva soltanto del 10%, confermando le caratteristiche favorevoli dell'autunno. (M. Butti) Variaz. media annua: + 3 m (1997)

543.0 LUPO 1998.09.26 QMF.: 2410 Ritiro moderato
A fronte del più consistente deposito nevoso riscontrato dal 1996 all'inizio della fase ablativa (spessori variabili tra cm 460 e 475 il giorno 14 giugno), a causa dell'elevato regime termico di gran parte dell'estate, alla fine della stagione estiva il ghiacciaio s'è presentato pressoché privo di neve residua di origine diretta e con scarsi depositi di origine valanghiva. Questa situazione ha provocato l'affioramento e l'erosione di parte del firn del 1997 e l'ulteriore marcata contrazione volumetrica della massa ghiacciata. Il limite frontale, con un nuovo significativo arretramento, s'è collocato in una posizione difficilmente misurabile, abbandonando ogni legame con la vasta placca di ghiaccio inattivo sottostante, interamente protetta dal detrito e da ampie chiazze di neve, che permane pressoché invariata. L'arretramento del ghiacciaio, definito planimetricamente in 18 metri, è pari a circa 30 metri lineari, con un innalzamento di quota di circa 10 metri. La seraccata che sovrasta il limite frontale, pur avendo subito una ulteriore riduzione di spessore, rimane imponente e pone a rischio di crolli l'unica area ancora misurabile, dove è stato posto il segnale S1-97. Il lobo posto nell'alto ed estremo settore meridionale evidenzia, con l'aumento della copertura detritica, un'ulteriore perdita di spessore, che accentua la riduzione dei rapporti dinamici con il resto della massa ghiacciata. (M. Butti, S. D'Adda). Variaz. media annua: -18 m (1997)

551.0 CANTUNASC 1998.09.26 QMF.: n.v. Stazionario
L'apparato presenta residui nevosi dell'annata molto scarsi, ma ancora un'abbondante copertura di firn del 1997 che ha consentito all'apparato di mantenere inalterata la sua fisionomia rispetto al 1995. Si rivela dunque notevolissima la capacità di sopravvivenza di questo ghiacciaio, che per certi versi costituisce, in questa stagione, l'emblema del glacialismo orobico: in un solo anno (il 1997) esso accumula una quantità di neve tale da contrastare la caldissima estate 1998. Confrontando le riprese fotografiche di quest'anno con quelle del 26-08-95 (S. D'Adda) pare infatti non vi siano modificazioni nemmeno nel settore inferiore sinistro, già allora quasi del tutto coperto da detrito, mentre in alto evidente è il recupero di massa. (A. Meani)

567.0 TROBIO OVEST (TRE CONFINI) 1998.09.06 QMF.: n.v. Ritiro moderato
Il ghiacciaio manifesta segni di ritiro in tutti i settori. L'innevamento residuo, scarsissimo, è dato da alcuni residui di valanga raccolti lungo il bordo destro, ai piedi della parete del Monte Gleno. Davanti alla fronte è inoltre nuovamente presente una piccola placca di nevato, che non ha permesso l'esatta determinazione del limite più avanzato del ghiaccio. La perdita di massa dell'apparato è evidenziata dall'aumento del morenico galleggiante, soprattutto nel settore sinistro, sotto il Pizzo Tre Confini, e nel settore fronto-laterale destro, e dalla diffusa presenza di profonde bédrières, attive al momento dell'osservazione, che solcano, a tratti anche profondamente (1 m), la parte inferiore dell'apparato. In corrispondenza del settore medio-superiore sinistro è inoltre comparso un nunatak, di circa 100 mq di superficie, che, oltre a costituire e determinare una delle più rilevanti modificazioni fisionomiche del glacialismo orobico per il 1998, sottolinea gli ormai ridotti spessori raggiunti dalla massa ghiacciata in quel punto. (F. Mocchi). Variaz. media annua: - 10 m (1997)

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 1998 - SETTORE LOMBARDO - ELENCO DEI GHIACCIAI VISITATI							
N° cat.	Unità glaciale	DATA	VAR.	fase	QMF	snow-	NOTE
			fronte	din.		line	
SETTORE SPLUGA-LEI							
365.0	PIZZO FERRE'	23-ago	-7	RM*	2515	2940	vedi scheda
367.1	VAL LOGA NORD-EST	6-set		DL	2665		Lieve riduzione di spessore, superficie immutata.
368.0	PASSO ZOCCONE	6-set		S	2725		Incremento della copertura morenica. Superficie immutata.
369.0	TAMBO'	27-ago		DL	2950		Ritiro frontale. Stazionario nella parte superiore. Neve dell'anno assente.
370.0	TAMBO' INFERIORE	6-set	-1 (94)	RL	2745		Si è arrestata la fase di ricostituzione del 1995-1996. Stazionario rispetto al 1997.
373.0	MORTEE'	31-ago		DF	n.v.		Grave perdita di spessore. Incremento del morenico. Ghiaccio morto laterale.
1001.0	CIMA SOVRANA OVEST	27-ago		DF	2715		Gravissima riduzione volumetrica. Neve vecchia assente. Incremento del morenico.
1002.0	PIZZO ROSSO	27-ago		DM	2680		Lieve ritiro frontale e perdita di spessore. Esposizione di firn pluriennale.
1003.0	CIMA DI LAGO NORD	27-ago		DM	2670		Neve vecchia sul 10% della sup. Riduzione di spessore (finestra rocciosa). Ritiro frontale.
1004.0	CIMA DI LAGO OVEST	27-ago		DF	2590	2710	Nuovo segnale PG98. Neve vecchia sul plateau sup. Massa glaciale ancora cospicua.
1005.0	PONCIAGNA	27-ago		DF	2471		vedi scheda
8000.0	SITO DI Q. 2966	6-set			2790		Lieve riduzione di superficie. Probabile bilancio di massa positivo nel 1997.
SETTORE CODERA-MASINO							
375.0	PUNTA TRUBINASCA	27-ago		DL	2780		Morenico superficiale in aumento, con grandi blocchi rocciosi. Neve vecchia scarsa.
376.0	SIVIGIA NORD-EST	20-set	-3.5	RM*	2500		Riduzione di spessore e deglaciazione del P.so Porcellizzo. Neve residua discreta.
377.0	SIVIGIA SUD-EST	27-ago		X	2550		Quattro conoidi coalescenti. Neve vecchia di notevole estensione.
378.0	ARNASCA EST	19-set		DL	2220		Riduzione di spessore anche nel vasto settore coperto di morenico.
379.0	ARNASCA OVEST	26-ago		DL	2250		Notevole riduzione dei canali di alimentazione. Neve vecchia abbondante.
380.0	SPASSATO EST	26-ago		DL	2250		Distacco della porzione superiore sinistra. Innevamento scarso, prevalente a destra.
381.0	SPASSATO OVEST	26-ago		S	2350	2400	Riscontro di neomorena sinistra. Innevamento residuo discreto.
383.0	CALVO EST	6-set		X	2600	2630	Setto morenizzato longitudinale centrale. Neve vecchia abbondante.
383.1	CALVO	6-set		DL	2590	2590	vedi scheda
383.2	CALVO NORD-OVEST	6-set		DM	2750		vedi scheda
383.3	PASSO DELLA VEDRETTA	6-set		DM	2750		Completamente coperto di detrito. In fase di pre-estinzione.
384.0	LIGONCIO	6-set		S	2650		La subunità superiore è ormai un residuo. Quella inferiore è coperta di neve vecchia.
385.0	BADILETTO	22-ago		DL	2950		Coricamento della colata, soprattutto del conoide superiore. Neve vecchia scarsa.
387.0	CENGALO SUD-OVEST	22-ago		X	2940		Ancora di spessore rilevante la subunità pensile superiore. Invariata quella sottostante.
388.0	CENGALO SUD-EST	22-ago		DL	2850	3080	Gravi fatti involutivi nel settore frontale, soprattutto per il conoide in dx-idrog.
389.0	GEMELLI	22-ago		DL	2960		Le due placche superiori sono ora separate: termina il recente processo di riglacializzaz.
390.0	PASSO DI BONDO	6-set	-6.5	RL	2870	2980	Notevole appiattimento della colata. Innevamento residuo discreto.
391.0	PASSO DI BONDO INF.	22-ago		X	n.v.	2750	Innevamento totale e abbondante, anche se rilevato in data un poco precoce.
392.0	PIZZO DEL FERRO OVEST	29-ago		DL	2970		Accumulo stagionale scarso, sol nel settore inferiore. Involuzione progressiva.
392.1	PIZZO FERRO INFERIORE	19-set		S	2760	2760	Forse in ricostituzione. Dipende dall'apporto valanghivo.
393.0	PIZZO DEL FERRO CENTR.	19-set		S	2790	2840	Buon innevamento residuo in destra idrografica. Immodificato.
393.1	PIZZO DEL FERRO EST	6-set		DL	3050		Innevamento discreto, disposto ai lati.
394.0	QUALIDO	6-set		DL	2970		Contrazione sul bordo destro. Innev. residuo scarso. Placche di nevato sotto la fronte.
395.0	ZOCCA SUD	20-set		DL	2620		Vasto innevamento sino al 23 ago, poi ridottosi. In aumento la copertura morenica.
396.0	ZOCCA EST	20-set		DL	2570		E' annidato all'interno del circo di origine. L'espansione valanghiva teminale è variabile.
397.0	RASICA OVEST INFERIORE	6-set		S	2650		vedi scheda
398.0	RASICA OVEST SUPERIORE	6-set		DM	2950	3120	vedi scheda
399.0	RASICA EST	6-set	-160	RF	2790	2870	Vedi articolo di aggiornamento (C. Lonardo)
399.1	PIZZO TORRONE W SUP.	20-set		DL	3170		Iniziale riduzione di spessore. Frane sulla superficie.
400.0	PIZZO TORRONE OVEST	6-set		S	2830		La neve vecchia sembra sovrascorrere sulla superficie del nevato precedente.
401.0	PIZZO TORRONE EST	20-set		DF	2680*		*Diviso in due porzioni: quella superiore ha una QMF a 2930 m. Vedi scheda.
402.0	CAMERACCIO OVEST	20-set		DF	2990		Ridotto a placche disgiunte. In fase di preestinzione.
403.0	CAMERACCIO EST	20-set		DF	3030		Forte ritiro frontale, anche se la massa rimane cospicua. Molti crepacci.
403.1	MONTE SISSONE SUD-OVEST	20-set		DF	2990		Le due placche basali destre si sono dissolte. Quella principale superiore è in ritiro.
404.0	MONTE SISSONE OVEST	20-set		DL	3050		L'ultimo anno ha annullato il processo quadriennale precedente di ricostituzione.
405.0	PASSO DI MELLO	6-set		S	2920		In gran parte coperto di morenico. Dimensioni minimali.
406.0	PIODA SUD-OVEST	6-set		DF	2830		Si è staccato il conoide superiore. In forte contrazione. Innevamento residuo scarso.
407.0	PIODA SUD	19-set	0	RL*	2780		Vistosa perdita di spessore. Innevamento residuo scarso.
8101.0	CALVO INFERIORE	6-set			2500		vedi scheda
8102.0	CLEOPATRA	6-set			3100		In fase di riduzione areale. Dimensioni minime.
8103.0	SFINGE	6-set			2605		Innev. residuo quasi completo. Massa cospicua. Due morene frontali sovrapposte.

N° cat.	Unità glaciale	DATA	VAR.	fase fronte	QMF	snow- line	NOTE
8104.0	PLACCA DEL FERRO	19-set			2985		Spessore ancora ragguardevole. Nevato solo in alto, parziale.
8105.0	BOCCHETTA ROMA SUP.	6-set			2890	2890	Invariato. Innevamento stagionale completo.
8106.0	VALLE D. FERRO (FERRO VIII)	22-ago		neo	3160		vedi scheda
9101.0	PIZZO DEL FERRO SUPERIORE	29-ago			n.v.		Ancora presente con una notevole massa di ghiaccio nel settore superiore.
9102.0	TORRIONE DEL FERRO	6-set			2800		Due subunità separate. Dimensioni minimali.
9103.0	RASICA EST SUPERIORE	25-ago			3090		Grave involuzione. Dipende dall'entità degli apporti diretti (climatico).
9104.0	PIZZO ORO MERIDIONALE	26-ago			2370	2370	Due subunità separate. Copertura di neve vecchia quasi completa.
9105.0	BOCCHETTA ROMA INF.	6-set			2770		Invariato. Innevamento residuo completo.
9106.0	BOCCHETTA ROMA OVEST	29-ago		neo	n.v.		Unità di nuova identificazione.
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO							
408.0	PREDAROSSA	26-set	-15 (96)	RF*	2610		Lieve ritiro frontale. Riduzione di spessore e incremento delle finestre rocciose.
409.0	CORNA ROSSA	26-set		DL	2980		Riduzione di spessore e lieve ritiro frontale. Deposizione di detriti in destra idrog.
409.1	CORNI BRUCIATI I	26-set		S	2630		Interamente coperto di firn pluriennale. Ben conservato.
409.2	CORNI BRUCIATI II	26-set		S	2650		Interamente coperto di firn pluriennale. Ottimamente conservato.
409.4	C.B.IV o VAL POSTALESIO	28-ago		X	n.v.		Osservazione incompleta: il circo contiene ancora una massa glaciale coperta di detrito.
409.5	CORNI BRUCIATI V	22-ago		DF	n.v.		In fase di di preestinzione. Accumulo di valanga scarso. Ghiaccio non visibile.
410.0	CASSANDRA OVEST	22-ago	-19	RM	2800		Accumulo nevoso nel settore inferiore. Contrazione ulteriore della massa glaciale.
410.1	CASSANDRA CENTRALE	22-ago	-8	RM	2945		Notevole perdita di spessore. Accumulo di valanga presso la fronte.
411.0	CASSANDRA EST	22-ago	-22.5	RF	2710	3170	vedi scheda
411.1	CASSANDRA SUPERIORE	22-ago		DL	3120		Perde, in un solo anno, l'intero accumulo delle ultime 5 stagioni.
412.0	SASSERSA	24-ago	-2 (96)	RL	2665		Minima riduzione di spessore. Neve vecchia assente. Morenico in aumento.
413.0	ORSERA	1-set		DL	n.v.		Ghiacciaio "nero". Innevamento dell'anno discreto. Appiattimento complessivo.
414.0	CIMA DEL DUCA	20-ago		S	n.v.		Innevamento annuale consistente. Ghiaccio visibile al centro. Apofisi superiore ridotta.
415.0	PIZZO RACHELE	1-set		DM	2605		Grave contrazione, soprattutto nelle zone sommitali, con perdita dei canali nevosi.
416.0	VENTINA	26-set	-8	RL	2192	3020	vedi scheda
417.0	CANALONE DELLA VERGINE	1-set		DM	2640	3060	Contatto tra le due colate esiguo. Esaurita l'onda cinematica 1997. Neve vecchia scarsa.
418.0	PIZZO VENTINA	1-set		DL	2450	2560	vedi scheda
419.0	DISGRAZIA	29-ago		DM	2330	2870	vedi scheda
420.0	PUNTA BARONI	1-set	+ 4	I*	2565		Placca di ghiaccio anteposta alla fronte. Morenico in aumento. Innev. discreto.
421.0	PASSO DI CHIAREGGIO	1-set	+ 1	RL*	2530	2850	Enorme frana superficiale in destra idrografica. Fronte appiattita.
422.0	SISSONE	1-set	-22	RF	2620	2950	Scomparsa di un lobo in sx-idrografica. Affioramenti rocciosi pre-frontali.
423.0	CIMA DI ROSSO SUD-EST	1-set	-14	RM	2870		Grave deficit di accumulo nevoso annuale. Collegamento con Gh. Sissone esiguo.
424.0	CIMA DI ROSSO EST	1-set	-8	RL	2770		Neve vecchia quasi assente. Placca di nevato antistante la fronte.
425.0	VAZZEDA	18-set	-19.5	RF*	2750	3000	Ritiro frontale fortissimo. Innevamento residuo scarso.
426.0	CIMA DI VAL BONA NORD	29-ago		DL	2780		Superficie immutata, spessore ridotto al centro. Non si collega alla placca dx-idrografica.
427.0	MONTE ROSSO SUD-EST	29-ago		DM	2835		Riduzione di spessore con affioramenti rocciosi. Placche di ghiaccio nel bacino in sx-idrog
429.0	MONTE DEL FORNO NE	30-ago		DF	2940		Apparato ridottissimo, di superficie simile a quella della placca superiore, invece stazion.
430.0	SASSA DI FORA	11-ago		DM	3070		Emersione di un banco di rocce. Risalita di 80 m della QMF. Distacco della porzione sx.
430.1	PASSO DELLE TRE MOGGE	26-ago		DL	2940		Molto ben conservato, anche se appiattito. Neve vecchia assente. Morenico in aumento.
431.0	PIZZO DELLE TRE MOGGE	1-set	+ 4	S*	3005		Neve vecchia assente. Progresso per le buone annate prec. Fronte morenizzata.
431.1	SASSA D'ENTOVA	29-ago		DF	3130		Grave ridimensionamento, con frammentazione in tre placche separate.
431.2	PIZZO MALENCO SUD	25-ago		DF	2840		Scompare il piccolo lobo sinistro. La massa centrale si conferma costituita da ghiaccio.
9200.0	CORNI BRUCIATI III (ex 409.3)	26-set		EC			Nell'ultimo biennio ha goduto di accumuli residui: parziale ricostituzione.
9201.0	MONTE FORNO SE (ex 428.0)	19-ago		EC			Il sito mostra alcuni nevali: quello centrale è pluriennale. Conoide di valanga poco più a N.
SETTORE BERNINA							
432.0	SCERSCEN INFERIORE	4-set		DM	2560		Lieve ritiro ulteriore. Innevamento residuo scarsissimo.
433.0	SCERSCEN SUPERIORE	29-ago	-30(94)	RF	2525	3150	vedi scheda
435.0	CASPOGGIO	4-set	-27,5	RF	2640		vedi scheda
435.1	CIME DI MUSELLA	4-set		DF	2600		Ridotto a poco più di un glacionevato.
436.0	SASSO MORO NORD-EST	4-set		DL	2865		Riduzione di spessore. Neve vecchia assente.
437.0	SASSO MORO NORD-OVEST I	4-set		DL	2920		Riduzione di spessore. Neve vecchia assente. Firn esteso all'intera superficie.
437.1	SASSO MORO NORD-OVEST II	4-set		DL	2850		Riduzione di spessore. Neve vecchia assente. Vasta copertura morenica.
438.0	BOCCHETTA DI CASPOGGIO	4-set		DF	n.v.		Minime dimensioni. Formato da due placche; la più estesa è coperta da una frana.
439.0	FELLARIA OVEST	20-set	-22	RF	2550		Formazione di marmitta del ghiacciaio pre-frontale. Innevamento quasi nullo.
440.0	FELLARIA EST	20-set	-9	RL	2550		vedi scheda
440.1	FELLARIA SUPERIORE I	18-set		S	3120		Buono stato di conservazione.

N° cat.	Unità glaciale	DATA	VAR. fronte	fase din.	QMF	snow- line	NOTE
440.2	FELLARIA SUPERIORE II	18-set		S	3220		Lieve riduzione di spessore. Sostanzialmente stazionario.
441.0	PIZZO VARUNA	14-ago		DF	2925		vedi scheda
441.1	CIMA FONTANA NORD-EST	29-set		DF	2820		Forte ridimensionamento della porzione orientale inferiore.
9300.0	CIMA FONTANA (ex 442.0)	18-set					Piccola placca di ghiaccio nero.
SETTORE SCALINO-PAINALE							
443.0	PIZZO SCALINO	20-set	-7	RL	2585	3050	vedi scheda
451.0	VAL MOLINA	28-ago		X	2855		Impossibile una valutazione di dettaglio della fase dinamica.
SETTORE DOSDE'-PIAZZI							
456.0	SASSO CAMPANA	28-ago		X	2750		La presenza di ghiaccio coperto è dubbia ma probabile. Immodificato rispetto al 1985.
458.0	LAGO SPALMO	28-ago		DM	n.v.		Notevole riduzione globale della massa. Innevamento assente. Incremento del morenico.
459.0	LAGO CALOSSO	26-ago		IL	2610		vedi scheda
461.0	REDASCO	27-ago		S	2580		Discreto stato di conservazione. Superficie superiore a 1 ettaro. Rock glacier alla fronte.
462.0	CAMPACCIO	22-set		DF	2710		Gravissima riduzione della massa. Bedièrè a tutto spessore nel settore centrale.
463.0	SASSO TORTO	22-set	-11	RF*	2697		Ritiro frontale che sottostima l'effettivo decremento di massa. Neve vecchia assente.
466.0	RINALPI	28-ago		DM	2740		Ritiro marcato. Accumulo di firn nel settore centrale. Innevamento assente.
467.0	VAL LIA	28-ago		DF	2600	2975	Notevolissima riduzione di spessore della lingua. Settore orientale ormai staccato.
468.0	CARDONNE'	28-ago		DM	2480		vedi scheda
470.0	VERVA MINORE	25-ago		DF	2970		Notevole ridimensionamento complessivo. Neve vecchia molto scarsa.
471.0	VERVA MAGGIORE	25-ago	-27	DL*	2670		Buono stato di conservazione nei confronti degli altri apparati del settore.
472.0	PASSO DEI SASSI ROSSI W	6-set		DL	2880		Lieve riduzione di spessore.
473.0	DOSDE' EST	6-set	-16	RM	2550		vedi scheda
474.0	DOSDE' CENTRALE I	6-set		DL	2710		Lieve ritiro frontale.
474.1	DOSDE' CENTRALE II	6-set		DL	2640		Lieve ritiro frontale per tutti i lobi.
474.2	CIMA DI LAGO SPALMO W	6-set		DM	n.v.		Riduzione di superficie e di spessore. Non è più una calotta glaciale.
474.3	CANTONE DI DOSDE' I	6-set		DM	n.v.		Si è ritirato all'intero della nicchia di testata.
474.4	CANTONE DI DOSDE' II	19-set		DF	2930		Notevole riduzione planimetrica. Ormai di minime dimensioni.
475.0	DOSDE' OVEST	6-set		DL	n.v.		La parte superiore è dinamicamente indipendente da quella sottostante.
475.1	DOSDE' INFERIORE	6-set		X	n.v.		Non estinto; limiti perimetrali imprecisabili. Ghiaccio visibile sul conoide di aliment.
476.0	VAL VIOLA EST	19-set	-15	RM	2765		Lieve ritiro frontale. Discretamente conservato, soprattutto nel settore superiore.
477.0	VAL VIOLA OVEST	19-set	-13	RM	2800		Ritiro frontale apprezzabile. Struttura complessiva conservata.
477.1	CIMA DUGORALE	6-set		X	n.v.		Nevato del 1997 sulla porzione inferiore.
478.0	CORNO DI DOSDE'	5-ago		DL	2720		vedi scheda
8400.0	CORNO DI DOSDE' SUPERIORE	5-set		neo	2910		Placca di ghiaccio sommitale ad alimentazione mista, sotto controllo dal 1981. Stabile.
9400.0	P.SSO P. DOSDE' E (ex 460.0)	25-ago		EC			Nessun segno di ricostituzione. Placca di nevato al centro del bacino.
9401.0	MOTTI (ex 464.0)	22-set		EC	n.v.		Abbassamento della superficie coperta di detriti. Bilancio annuale negativo.
9402.0	SAN COLOMBANO (ex 465.0)	22-ago		EC			Nessun segno di ricostituzione. Bacino completamente spoglio di residui nevosi.
9403.0	FOSCAGNO (ex 479.0)	28-ago		EC			Placca di nevato alla base del Monte Forcellina. Nessun segno di ricostituzione.
SETTORE LIVIGNO							
989.0	PIZZO ZEMBRASCA	1-set		DF	2780		Gravissima riduzione complessiva. In fase di preestinzione.
990.0	MINE SUPERIORE	1-set		DF	2930		vedi scheda
991.0	MINE	1-set	+1,5	RM*	2540		vedi scheda
991.1	MINE INFERIORE	1-set		S	2650		E' un vasto campo di ghiaccio morto che evolve lentamente. Lago proglaciale immutato.
992.0	CORNA CAPRA DI DENTRO	1-set		DF	2720		Notevole involuzione, con aumento della copertura morenica. Neve vecchia assente.
995.0	VAL NERA EST	26-ago		DF	2780		Fortissima contrazione volumetrica della porzione orientale. Neve vecchia assente.
996.0	VAL NERA OVEST	26-ago		DM	2650		Riduzione dello spessore nel settore Sud; ritiro frontale. Innevamento residuo scarso.
996.1	MONTE VAL NERA	26-ago		DL	3060		Minime variazioni areali rispetto al 1994.
997.0	CAMPO NORD	20-set	-6.5	RL	2810	3070	vedi scheda
1000.0	SALIENTE	20-set		X	n.v.		Sopralluogo vanificato da compatta copertura di neve recente.
8401.0	MINE OVEST (ex 991.2)	1-set		E	n.v.		Collasso del ghiaccio sepolto. Rapida riduzione. Alimentazione nevosa pressochè nulla.
9404.0	VAGO NORD (ex 999.0)	26-ago		EC			Nessun segno di ricostituzione.
9406.0	PUNTA ORSERA I (ex- 997.1)	20-set		EC			Nessun residuo nevoso stagionale.
9407.0	PUNTA ORSERA II (ex-997.2)	20-set		EC			Scarsi residui nevosi. Nessun segno di ricostituzione
9408.0	PUNTA ORSERA III (ex-997.3)	20-set		EC	n.v.		E' ancora un'esile placca di ghiaccio semisepolta nei detriti. Neve vecchia assente.
9409.0	VAGO SUD (ex 998.0)	26-ago		E			E' l'anno dell'estinzione di questo glacionevato. Minimi residui visibili.

N° cat.	Unità glaciale	DATA	VAR.	fase	QMF	snow-	NOTE
			fronte	din.		line	
SETTORE ORTLES-CEVEDALE							
481.0	PLATIGLIOLE	24-ago		DF	2920		Grave riduzione di spessore. Ritiro frontale. Nuovi affioramenti rocciosi. Neve assente
482.0	VITELLI	24-ago	-5	RM*	2556	3100	vedi scheda
483.0	CRAPINELLIN	24-ago		DF	2795		Gravissima riduzione volumetrica: è quasi scomparso. Due laghi proglaciali.
483.1	PASSO DELL'ABLES NORD	24-ago		DF	2790		Si spezza in due tronconi. Quello inferiore è in forte ritiro. Neve vecchia assente.
484.0	CRISTALLO EST	24-ago		DF	n.v.		L'affioramento roccioso centrale è più vasto. Assottigliamento. Neve vecchia assente.
485.0	CRISTALLO CENTRALE	24-ago		S	2780		Si mantiene discretamente. Fronte immutata. Parziale copertura di firn.
486.0	CRISTALLO OVEST	24-ago		DM	2730		Ritiro sul bordo destro, fronte immutata. Morenico in aumento. Poca neve vecchia.
488.0	CAMPO	29-ago		DL	n.v.		Riduzione di spessore della colata con morena mediana in incremento.
490.0	ZEBRU'	6-set		DM	2760		Neve vecchia scarsissima. Ulteriore ritiro della fronte comune e del lobo Est.
492.0	MINIERA	27-ago		DF	2970	3200	vedi scheda
493.0	CASTELLI EST	27-ago	-9	RL	2770		Ritiro frontale. Innevamento residuo minimo. Incremento degli affioramenti rocciosi.
494.0	CASTELLI OVEST	27-ago	-27.5	RF	2710		Grave ritiro frontale e netta riduzione di spessore, con nuove finestre rocciose.
495.0	MONTAGNA VECCHIA I	6-set		DM	3075		Netta contrazione volumetrica. Innevamento residuo assente.
495.1	MONTAGNA VECCHIA II	6-set	-8	RL	2730		Minimo ritiro frontale. Innevamento residuo scarso. Settore sx sepolto nel morenico.
495.2	MONTAGNA VECCHIA III	6-set		DL	3020		In fase di coricamento: vanno sparendo i seracchi del nodo centrale. Detriti in aumento.
495.3	MONTAGNA VECCHIA IV	6-set		X	2850		Si è mobilizzato il morenico di copertura lasciando affiorare vaste porzioni di ghiaccio.
496.0	FORA'	29-ago	-26	RF	2745		Ritiro frontale. Struttura complessiva conservata. Neve vecchia molto scarsa.
497.0	CONFINALE OVEST	7-ago		DF	n.v.		Grave involuzione volumetrica. Neve vecchia assente. Morenico in aumento.
499.0	CONFINALE SUD	22-ago		DL	n.v.		Perdita di spessore e assoluta mancanza di accumulo nevoso.
502.0	GRAN ZEBRU'	30-ago	-26.5	RF	2970		Ritiro e perdita di spessore, sptt per la colata Est. Fronte ovest: - 8 m (1995)
502.1	CIMA DI SOLDA SUD-OVEST	30-ago		DF	3000		Completamente coperto di morenico (ghiacciaio nero). Neve vecchia assente.
502.2	PASSO DI CEDEC	30-ago		DF	3090		Ulteriore drastica riduzione. Privo di innevamento; morenico sempre più abbondante.
503.0	CEDEC	30-ago	-18.5	RF	2660		Ritiro marcato delle fronti. Il torrente abl. scorre libero davanti alla fronte Sud.
			-6,5*				* fronte nord: rispetto al 1994
504.0	PASQUALE NORD	23-ago		DL	3070		Appiattimento della colata; grande crepaccia terminale. Canale centrale immutato.
505.0	PASQUALE SUD	23-ago		DL	3080		Poca neve vecchia. Minimo ritiro frontale.
506.0	ROSOLE	25-ago	-11.5	RM	2945		Appiattimento della colata e incremento del morenico. Neve vecchia scarsissima.
506.1	COL DE LA MARE I	20-ago	-20	RF	2730		vedi scheda
506.2	COL DE LA MARE II	25-ago		DM	3130	3380	Lieve riduzione di spessore della colata.
507.0	PALON DE LA MARE	6-set	-17.5	RF*	2970	3380	Grave ritiro dei tre lobi frontali. Ben conservato il bacino superiore.
507.1	FORNI	30-ago	-28	RF	2450	3250	vedi scheda
507.2	SAN GIACOMO SUD	23-ago		DF	3120		Gravissima riduzione volumetrica. Nuovi affioramenti rocciosi. Neve vecchia assente.
508.0	SAN GIACOMO EST	13-set	-21	RF	2746		Ritiro frontale, appiattimento della colata e incremento del morenico di copertura.
509.0	SAN GIACOMO OVEST	13-set	-10	RM	2904		Privo di neve vecchia. Riduzione di spessore. Struttura generale conservata.
510.0	CERENA	6-set		DM	2440		Osservato anche il 1 ago. Netta riduzione della lingua terminale, sptt a destra. Neve vecch
510.1	PIZZO TRESERO NORD	6-set		DL	3080		vedi scheda
511.0	TRESERO	6-set	-5,5(96)	RL	3000		Privo di innevamento residuo. Riduzione di spessore a tutte le quote.
512.0	PUNTA PEDRANZINI	29-ago	-23.5	RF	n.v.	3350	Ritiro frontale favorito dalla giacitura. Innevamento residuo scarso ma non assente.
512.2	PIZZO TRESERO SW	29-ago		DF	3140		vedi scheda
512.1	DOSEGU'	26-ago	-19	RF*	2850		vedi scheda
513.0	PASSO DOSEGU' I	23-ago		DM	2930		Ulteriore perdita di superficie e di spessore. Privo di neve vecchia.
514.0	PUNTA SFORZELLINA NE	29-ago		DL	2850		Ormai quasi scomparso.
516.0	SFORZELLINA	16-ago	-6	RL	2775		Riduzione di spessore e ritiro frontale in sx-idr. Neve vecchia quasi del tutto assente.
517.0	LAGO BIANCO	22-ago		DM	2920		Mobilizzazione del detrito di falda che libera nuove placche di ghiaccio coperto.
518.0	GAVIA	16-ago		DL	2960		Perdita di spessore anche della porzione maggioritaria coperta di morenico.
519.0	ALPE SUD	16-set	-17 (96)	RF*	3070		Si è spezzato in due subunità sovrapposte collegate per esili canali di ghiaccio.
522.0	SOBRETTE NORD-EST SUP.	27-ago		DM	3040		Riduzione volumetrica. Neve vecchia assente.
522.1	SOBRETTE NORD-EST INF.	27-ago		DM	n.v.		Riduzione volumetrica. Neve vecchia assente sulla sup., residui valanghivi a valle.
523.0	SOBRETTE NORD-OVEST	7-ago		X	2880		E' costituito da due flussi glaciali distinti. Innev. discreto. Lieve progresso frontale sx.
524.0	PROFA	7-ago		DL	n.v.		Privo di accumulo nevoso residuo. Fronte non individuabile per copertura morenica.
526.0	MONTE GAVIA NW	28-ago		DF	2970		Grave involuzione volumetrica. Neve vecchia assente. Morenico in aumento.
527.0	SAVORETTA	28-ago	-3,5(96)	RL	2665	2980	vedi scheda
571,0	PIETRE ROSSE NORD	13-ago		DL	2980		Ritiro frontale lieve. Scarso innevamento residuo.
8501.0	ALPE NORD (ex 520.0)	22-ago		EC			Annullato, in un solo anno, il processo di riglaciazione del sito in atto da 4 stagioni.
8502.0	VALLECETTA (ex 525.0)	6-ago		EC			Residui nevosi minimi. I piccoli glacionevati si sono ulteriormente ridotti.

N° cat.	Unità glaciale	DATA	VAR.	fase	QMF	snow-	NOTE
			fronte	din.		line	
8503.0	PIETRE ROSSE EST (ex 570.1)	13-ago		EC	n.v.		Ha notevolmente beneficiato dell'accumulo dell'anno precedente. Coperto di firn.
9500.0	SCORLUZZO (ex 480.0)	8-ago		EC			Il sito è privo di accumulo nevoso residuo.
9503.0	CIMA D. MINIERA (ex 491.0)	27-ago		EC			Nessun segno di ricostituzione: scomparsi gli accumuli di valanga degli anni precedenti.
9504.0	PASSO ZEBRU' NORD	27-ago					Nessun segno di ricostituzione. La placca inf. forse esiste ancora ma non è delimitabile.
9510.0	SEROTTINI	7-ago					Grosso nevato a ferro di cavallo alla data del rilievo (precoce).
9511.0	COLEAZZO SUD	13-ago			n.v.		Parziale conservazione di nevai stagionali e di residui nevosi della stagione precedente.
9512.0	COLEAZZO NORD	13-ago			n.v.		Placca di nevato.
9513.0	PIETRE ROSSE SUD (ex 570.0)	13-ago		EC			Nessun segno di ricostituzione. Il sito mantiene parte dell'accumulo valangh. del 1997.
SETTORE ADAMELLO							
573.0	CIMA PAYER NORD	5-set		DL	n.v.		Apparato discretamente conservato. Fronte affondata nel morenico.
573.1	PAYER SUPERIORE	22-ago		DF	2850		Grave contrazione globale. Neve vecchia assente.
574.0	PAYER INFERIORE	22-ago		DF	n.v.		Grave contrazione globale. Neve vecchia assente.
574.1	PUNTA PISGANA NORD	22-ago		DF	2910		Rapido ridimensionamento areale. Fronte sottile coperta di detriti.
574.2	PUNTA PISGANA NW	21-set		DL	n.v.		Costituito da ghiaccio sepolto, forse ancora attivo. Nevato scarso.
575.0	PISGANA EST	21-set	-6 (94)	RL	2535	3200	vedi scheda
577.0	PISGANA OVEST	21-set		DM	2530	3200	vedi scheda
578.0	SALIMMO	5-set		DM	n.v.		E' formato da due subunità sovrapposte distinte. Nel 1997 si era rimpinguato.
579.0	CALOTTA	1-set		DM	2920		vedi scheda
579.1	PUNTA VENEROCOLO I	30-ago		DL	3165		Si era ingrandito nel 1997: ora nuova contrazione.
579.2	PUNTA VENEROCOLO II	30-ago		DF	3120		Gravissima riduzione areale.
580.0	PASSO BRIZIO	30-ago		DF	n.v.		Ghiacciaio nero dai limiti imprecisabili. Neve vecchia assente.
581.0	VENEROCOLO	6-set	0 (95)	RM*	2560	3100	vedi scheda
582.0	AVIO EST	9-set		DM	2940		Riduzione volumetrica e ritiro frontale molto evidenti. Neve fresca
583.0	AVIO CENTRALE	9-set		DF	2623		vedi scheda
584.0	AVIO OVEST	9-set		DF	2680		Notevole riduzione complessiva. Nevato pluriennale eroso.
585.0	PLEM	9-set		DF	2850		Contrazione volumetrica. Neve vecchia assente.
585.1	BAITONE EST SUPERIORE	6-set		DF	2990		Gravissima riduzione areale. Neve vecchia assente.
586.0	BAITONE EST	6-set		DM	2870		Si era ingrandito nel 1997: ora nuova contrazione. Neve vecchia assente.
587.0	LAVEDOLE	1-set		DM	n.v.		Sensibile riduzione di spessore. Coperto di morenico. Neve vecchia assente.
598.0	CRISTALLO	9-set		DM	2790		Dopo molti anni di complessiva tenuta, ora è in evidente contrazione volumetrica.
599.0	CIMA DEL LAGHETTO	20-set		DF	n.v.		Grave riduzione complessiva. Neve fresca.
599.1	MILLER INFERIORE	20-set	-7	DM*	n.v.		Perdita del settore destro della fronte per emersione del substrato roccioso. Neve fresca.
601.0	REMULO	20-set		DM	n.v.		Sensibile ritiro frontale. I conoidi nevosi di alimento, di solito potenti, si sono appiattiti.
602.1	MACESSO	20-set		DL	n.v.		Nuovo affioramento roccioso nel settore sx. Riduzione recente modesta.
606.0	GIOIA'	14-set		DF	n.v.		Grave riduzione complessiva. Neve fresca.
607.0	POIA	14-set		DM	n.v.		Grave riduzione complessiva. Neve fresca.
608.0	ADAMELLO (Complessivo)	29-ago		DF	2670		vedi scheda
	EFF.ZA CORNO DI SALARNO	25-ago			n.v.		vedi scheda
	EFFLUENZA SALARNO	25-ago			2730		vedi scheda
	CONOIDE DI SALARNO	25-ago	-7.5		2670		vedi scheda
	EFFLUENZA ADAME'	25-ago			n.v.		vedi scheda
	EFFLUENZA MANDRONE	29-ago			n.v.		vedi scheda
610.0	LEVADE OVEST	25-ago		DM	n.v.		Forte perdita di spessore dei conoidi di alimento. Morenico accresciuto. Neve v. assente.
611.0	BUCIAGA	25-ago		DM	n.v.		Riduzione volumetrica complessiva. Nevato scarso.
8601.0	GIUELLO EST (ex 588.0)	1-set		EC	n.v.		Ghiaccio sepolto non indagabile. Neve vecchia assente.
8605.0	BUCIAGA NORD	25-ago			n.v.		Ridotto a dimensioni minime. Poca neve vecchia.
8606.0	BUCIAGA SUD	25-ago			n.v.		Ridotto a dimensioni minime. Poca neve vecchia.
8607.0	PLACCA DI SALIMMO	22-ago		neo	2850		vedi scheda
9601.0	VAL SERIA (ex 578.1)	1-set		EC	n.v.		Ghiacciaio nero dai limiti imprecisabili. Neve vecchia assente.
9604.0	PRUDENZINI (ex 602.0)	20-set		EC	n.v.		Placca di nevato di recente formazione sul fondo del circo.
9605.0	CIMA DELL'ARTIGLIERE	25-ago			n.v.		vedi scheda
9606.0	BOCCH. SETTENTR. DEI RUSSI	25-ago			n.v.		vedi scheda
9607.0	CIMA LESENA	25-ago			n.v.		vedi scheda
9608.0	CORNI DI GREVO NORD	25-ago			n.v.		vedi scheda
9612.0	PASSO DI POIA (ex 607,1)	14-set		E	n.v.		Ridotto a dimensioni minime. Neve vecchia assente. Estinto.
9613.0	CIMA DEL COSTER (ex 6101.1)	25-ago		E	n.v.		Dubbia presenza di ghiaccio sepolto. Neve vecchia assente. Estinto.

N° cat.	Unità glaciale	DATA	VAR.	fase	OMF	snow-	NOTE
			fronte	dir.		line	
SETTORE OROBIE							
529.0	CARONELLA EST	6-set		DL	n.v.		Innevamento residuo parziale. Estesa copertura morenica.
530.0	CARONELLA CENTRALE	6-set		DL	2230		Progressivo svuotamento del circo-falda glaciale. Neve vecchia sul 25% della superficie.
531.1	VAL CARONELLA	6-set		S	n.v.		I settori mediano e superiore sono innevati. La fronte è celata dal morenico.
532.0	BONDONE SUPERIORE	28-ago		DL	2590		Per tre quarti coperto di morenico. Neve vecchia nella zona frontale.
533.0	BONDONE INFERIORE	28-ago		S	n.v.		Ottima copertura nevosa residua, dovuta a valanghe. Il settore sup. è in fase di riduzione.
534.0	CAGAMEI IV	29-ago		DL	n.v.	2580	Riduzione complessiva della massa e dello spessore della seraccata. Neve vecchia in alto.
535.0	CAGAMEI III	28-ago		DL	n.v.		Finestra roccioso nel settore dx-idrogr. della seraccata mediana. Morenico in aumento.
536.0	CAGAMEI II	29-ago		DL	n.v.		Innevamento residuo nullo. Fronte in fase di coricamento.
537.0	CAGAMEI I	29-ago		DL	n.v.		Fronte ancora cospicua, anche se in fase di ritiro. Neve di valanga al di fuori del corpo gl.
537.1	FOPPA	30-ago		S	2285		vedi scheda
538.0	DRUET O VAGH	31-ago		DL	n.v.		Morenico in aumento ulteriore. Bédières profonde ed estese. Innevamento quasi nullo.
539.0	FASCERE	31-ago		DL	n.v.		Innevato per il 30% della superficie. Ulteriore lieve decremento volumetrico.
540.0	VAL SENA	21-ago		IL	2150	2150	Copertura nevosa di valanga sull'intera superficie. In fase di recupero di massa.
541.0	MAROVIN	26-ago	+4	AL	2025	2220	vedi scheda
542.0	DENTE DI COCA	26-set	+3	AL	2180	2180	vedi scheda
542.1	COSTA D'ARIGNA	22-ago		DL	n.v.		Privo di innnevamento residuo. Un crepaccio. Pur pensile, è un ghiacciaio di falda.
543.0	LUPO	26-set	-18	RM	2410		vedi scheda
544.0	PIODA INFERIORE	31-ago		DL	2500		Innevamento scarsissimo, come mai osservato.
545.0	PIODA SUPERIORE	31-ago		DL	2580		Neve vecchia assente, così come l'esteso firm del 1997.
549.0	POROLA	27-set	-2 (96)	RL	2300		Fronte libera e quindi misurabile. Il Canale di Caronno è detritico. Riduzione di spessore.
550.0	SCAIS	27-set	-5 (96)	RL	2445		Neve vecchia assente. Nuovo segnale nel settore superiore.
550.1	PIZZO BRUNONE	26-set		X	n.v.		Detriti in aumento nel settore sommitale. Più in basso neve di valanga.
551.0	CANTUNASC	26-set		S	n.v.		vedi scheda
555.0	PIZZO OMO OVEST	16-set		IL	n.v.		Netto incremento di massa, dovuto a un biennio di ottima alimentazione valanghiva.
556.1	BOCCHETTA DI PODAVITT	16-set		S	2350		Neve residua scarsa. Formato da due conoidi.
556.2	PODAVISTA	16-set		S	2105		Innevato. Ridefiniti i confini esterni. Rispetto al 1991 ha perso spessore, sptt in alto.
557.1	AGA NORD	16-set		S	2240		Nevefreschi. Si propone un cambio di denominazione ("Gh. di Corna d'Ambrìa").
566.0	TROBIO EST O GLENO	6-set	-31	RF	n.v.		Perdita dell'apofisi più distale, con conseguente marcato ritiro. Privo di neve vecchia.
566.1	TROBIO CENTRALE	6-set		DL	n.v.		In gran parte coperto di morenico, è prossimo all'estinzione.
567.0	TROBIO OVEST O TRE CONFINI	6-set	-10	RM	n.v.		vedi scheda
568.0	RECASTELLO	6-set		S	n.v.		Il ghiacciaio è formato da due componenti di flusso dotate di dinamiche differenti.
8705.0	BONDONE EST	29-ago			2725		Limiti illeggibili. Superficie coperta da firm e morenico. Neve vecchia assente.
9700.0	CARONELLA OVEST (ex 531.0)	6-set		EC	n.v.		La conca è occupata in gran parte da neve di valanga.
9702.0	PASSO SCALETTA	26-set			n.v.		Innevamento residuo minimale. Non importanti modificazioni.
9703.0	SECRETI (ex 561.0)	19-set		EC	n.v.		Nessun segno di ricostituzione.
9706.0	REDORTA INF. (ex 560.0)	19-set		E	n.v.		La dinamica recente dell'apparato consiglia la dichiarazione di estinzione.
LEGENDA							
A - FASE DINAMICA							
Ghiacciai sottoposti a misure frontali (con dato di variazione lineare):							
AL: avanzata lieve	AM: avanzata moderata			AF: avanzata forte			
RL: ritiro forte	RM: ritiro moderato			RF: ritiro forte			
S: stazionario	I: incerto						
(lieve: 1-10 m annui; moderato: 11-20 m annui; forte: oltre 20 m annui)							
*: l'asterisco indica i casi in cui la variazione frontale non illustra l'effettiva fase dinamica del ghiacciaio.							
Ghiacciai sottoposti a rilievo fotocartografico (stima qualitativa dell'andamento complessivo della massa glaciale):							
IL: incremento lieve	IM: incremento moderato			IF: incremento forte			
DL: decremento lieve	DM: decremento moderato			DF: decremento forte			
X: incerto	S: stazionario			E: estinto nell'anno in corso			
EC: estinto conferma (già estinto nell'anno/i precedente/i)							
neo: unità glaciale di nuova identificazione.							
Serie 8000.0 e 9000.0 (forme glaciali minori: masse glaciali non catastabili e siti a potenzialità nivo-glaciale): la fase dinamica non viene indicata)							
B - RESTANTI VOCI: vedi "Avvertenze per la Lettura", pag. 62							

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 1998

Settore Alto Adige – Südtirol

Organizzazione e revisione scientifica: Franco Secchieri
Nivometeorologia: Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano

ELENCO DEGLI OPERATORI CHE HANNO PARTECIPATO ALLA CAMPAGNA GLACIOLOGICA 1998

Barison G., Cova L., Da Re R., Degli Esposti P.P., Dietre W., Ferraretto S., Giacomuzzi G., Larcher R., Longhino R., Marchetto B., Pastori L., Plankensteiner B., Sartori G., Secchieri Franco.

GENERALITA'

La campagna glaciologica svolta in provincia di Bolzano nell'estate del 1998 ha riguardato un ridotto numero di apparati. Le condizioni di innevamento precoce verificatesi nel mese di settembre 1998, infatti, hanno disturbato non poco lo svolgimento delle normali operazioni di controllo, impedendo a metà circa degli operatori l'osservazione delle unità glaciologiche di loro competenza. Per tale motivo, oltre che per una serie di altre indisponibilità, i rilievi hanno interessato solamente su 20 dei circa 70 ghiacciai tenuti sotto osservazione dal Servizio Glaciologico dell'Alto Adige. Tuttavia, tale campione è distribuito sul territorio in maniera uniforme: i dati raccolti, quindi, sono ugualmente in grado di fornire una visione globale dell'andamento del glacialismo della regione.

La totalità dei ghiacciai osservati ha messo in evidenza una situazione di generale e sensibile riduzione. Alcuni valori di arretramento lineare delle fronti sono di notevole entità: valga per tutti il dato relativo alla Vedretta di Soi, che ha fatto registrare un ritiro di ben 77 metri. Non sono da meno i valori riscontrati anche per altre unità glaciologiche, come la Vedretta Serana e il Ghiacciaio del Madaccio (settore Ortles-Cevedale), e i ghiacciai di Neves e Gigante nel settore delle Alpi Aurine.

Particolarmente significativa l'assenza quasi totale del manto nevoso residuo, osservata sino dal mese di agosto: un rilievo, questo, che mette chiaramente in evidenza come le attuali condizioni siano talmente sfavorevoli al glacialismo che il loro perdurare potrebbe addirittura portare alla scomparsa di molti ghiacciai in un breve volgere di tempo.

CONDIZIONI METEOROLOGICHE DELL'ANNO 1997-1998

Si ritiene utile fornire un breve cenno sulle condizioni meteorologiche che hanno caratterizzato l'annata 1997-1998 in Alto Adige: allo scopo, vengono assunti i dati termopluviometrici messi cortesemente a disposizione dall'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano. Non essendo possibile una trattazione di carattere generale per l'intera area, si sono più semplicemente esaminati i dati di alcune stazioni meteorologiche site all'interno del Gruppo dell'Ortles-Cevedale (Solda, Fontana Bianca e Gioveretto). In particolare, il riferimento principale è stato fatto con la stazione della diga del Gioveretto (Val Martello, 1851 m), ubicata in una delle zone più significative dal punto di vista glaciologico.

L'anno idrologico è iniziato con un mese di ottobre poco piovoso e nevoso in quota (appena 16 mm), seguito del resto a un settembre ancor più avaro di precipitazioni. Soltanto nel mese di novembre il manto nevoso ha iniziato ad assumere una certa consistenza sulle superfici glaciali.

Le precipitazioni invernali sono state alquanto scarse, tanto da far registrare un totale di appena 33 mm nel trimestre gennaio-marzo 1998. Solo nel mese di aprile gli apporti sono stati di una discreta entità anche sui ghiacciai.

Nei mesi estivi si sono avuti numerosi episodi perturbati: tutti, però, si sono verificati in un regime termico alquanto elevato e, di conseguenza, hanno avuto effetti negativi sui bilanci di massa ed energetico dei ghiacciai: Le precipitazioni, avvenute in forma liquida anche in quota, hanno infatti accelerato la fusione del nevato e prodotto un notevole apporto di energia termica. Alla stazione del Gioveretto il totale annuo delle precipitazioni è risultato pari a 647,8 mm. Sotto il profilo termico, molto caldo si è presentato il mese di giugno, con una temperatura media di 11,3 °C e con una massima diurna di ben 25 °C il giorno 22.



Foto 1: il Ghiacciaio di Soi (Val Martello). Risulta evidente la totale estinzione del manto nevoso residuo. Si può anche notare come la deglaciazione delle pareti rocciose sovrastanti il bacino di accumulo contribuisca a convogliare una grande quantità di detrito sulla superficie del ghiacciaio. (W. Dietre, 22 agosto 1998).

Il giorno precedente, a Solda (1910 m), la temperatura era stata ancora più elevata. Anche luglio si è manifestato come un mese molto caldo, anche se meno di quanto verificatosi nei due anni precedenti. Il mese di agosto è stato invece torrido, con una temperatura media, registrata sempre alla stazione del Gioveretto, di 13,3 °C e con il record annuo di 26 °C il giorno 10.

Scarse precipitazioni, soprattutto invernali ed autunnali, ed elevate temperature estive sono dunque i primi, principali elementi di valutazione per un giudizio sul negativo andamento dell'annata dal punto di vista glaciologico.

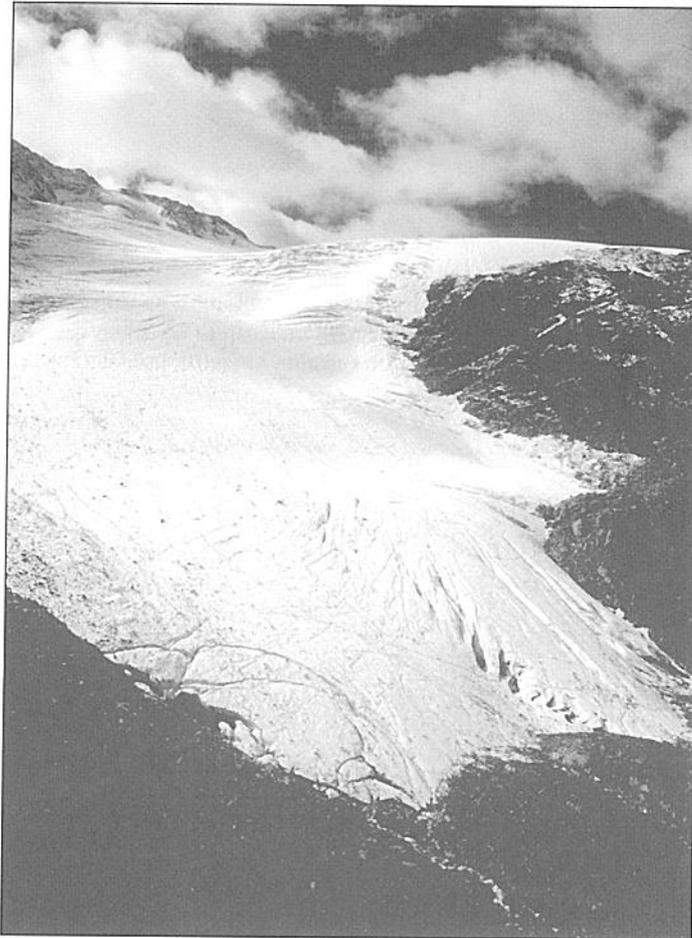


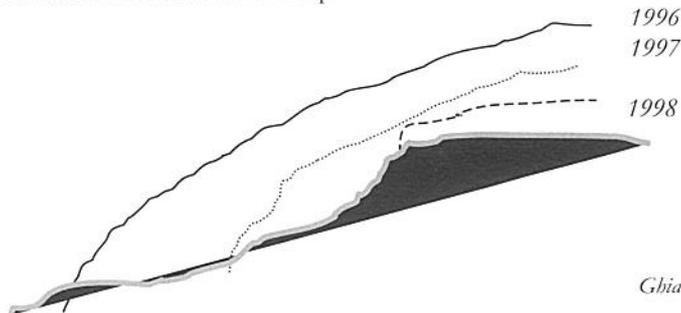
Foto 2: la Vedretta Alta (Val Martello) è certamente uno dei ghiacciai più osservati dell'Alto Adige: la serie di misure frontali, pressoché ininterrotta, inizia nel 1923. Anche per questo ghiacciaio, nel 1998 sono stati misurati elevati valori di arretramento, soprattutto nel settore destro. (cfr con Terra Glacialis n.1, p. 122). (F. Secchieri, 6 settembre 1998).

PARTE SISTEMATICA

Gruppo Ortles-Cevedale – Val Martello

718 SOI (Soyferner) 1998.08.25 QMF.: 2710 Ritiro forte
 Il giorno del sopralluogo l'intera superficie del ghiacciaio si presentava priva di qualsiasi traccia di neve residua invernale. Particolarmente significativa appariva la situazione di forte deglaciazione

del versante settentrionale della principale cima del Gioveretto: la scomparsa del nevato di parete è certamente la causa della imponente frana che si è staccata nel settore destro dell'alto bacino, al di sotto della cresta posta a NE della quota 3380. Di grande rilevanza è anche la fortissima riduzione, quasi una scomparsa, della massa ghiacciata che, sino a qualche anno fa, ricopriva completamente il piatto dosso roccioso ai piedi della suddetta quota. Essa ora si presenta sotto forma di un setto divisorio tra i due settori del ghiacciaio i quali, stante la tendenza al forte ritiro, sono quindi inesorabilmente destinati alla separazione.



Ghiacciaio di Soi: profilo trasversale

Il settore inferiore della lingua è in larga misura ricoperto da morena galleggiante. Come indicano chiaramente le misure di variazione frontale, eseguite utilizzando un telemetro laser, l'arretramento della colata è imponente e rapido: la fronte è così risalita lungo un gradino roccioso alto all'incirca una trentina di metri (v. disegno). (W. Dietre).

*Variazione totale nel periodo 1980 – 1997: - 204 m **

Variaz. media annua: - 77

** nella prima parte del periodo considerato non è da escludere una variazione positiva, culminata all'incirca nel 1985.*



Foto 3: il Ghiacciaio Superiore di Gioveretto (Val Martello). La forte riduzione in atto ha provocato, al centro della colata l'emersione di un vasto banco di rocce, limitato in basso da un profondo crepaccio trasversale. La parte inferiore del ghiacciaio, così isolatasi, è destinata a una lenta estinzione. (W.Dietre, 27 agosto 1998).



Foto 4: il Ghiacciaio Inferiore Occidentale di Gioveretto (Val Martello). Si noti l'abbondanza del materiale morenico presente sulla superficie anche alle quote più elevate del bacino, dovuta a frane recenti generatesi in conseguenza della deglaciazione delle pareti perimetrali. Davanti alla fronte sono individuabili gli argini morenici della piccola espansione del 1921 e di quella più recente culminata nel 1985. (W. Dietre, 27 Agosto 1998).

719 SUPERIORE DEL GIOVERETTO 1998.08.27 QMF.: 2930 Ritiro moderato
(Oberer Zufritt Ferner)

La variazione morfologica più evidente in atto per l'intero corpo glaciale è quella che si sta verificando nel settore centrale, in coincidenza con la zona di maggior pendenza, dove il ghiaccio si sta velocemente assottigliando e gli affioramenti rocciosi risultano sempre più estesi. E' prevedibile che, mantenendosi l'attuale tendenza, l'intero settore inferiore si isolerà, dando luogo a una massa di ghiaccio morto destinata a una graduale scomparsa. Tale settore, del resto, appare fin da ora non più alimentato. Un evidente crepaccio ne costituisce il limite superiore. Il giorno del sopralluogo non vi è già più traccia di neve vecchia, nemmeno nella parte più elevata del bacino (la *snow-line* si situa quindi oltre i 3300 m di quota). Anche i canali e le pareti appaiono completamente privi di nevat o di innevamento residuo invernale. La fronte si presenta ancora ben identificabile nonostante il progressivo incremento del materiale morenico che, a causa dell'intensa riduzione, sembra concentrarsi in superficie. (W. Dietre).
Variaz. media annua: - 16

722 INFERIORE OCCIDENTALE DEL GIOVERETTO 1998.08.27 QMF.: 2780 Ritiro moderato
(Unterer Zufritt Ferner)

La deglaciazione delle pareti del bacino di accumulo ha generato numerose frane che hanno convogliato sulla superficie glaciale una impressionante quantità di materiale, specialmente nei settori centrale e destro, sovrastati dalla parete e dalla cresta settentrionali di Cima Lorchen. Senza

trascurare la natura stessa delle rocce in cui il bacino è scavato, causa principale dell'abbondanza del materiale morenico, tuttavia il fenomeno osservato per questo ghiacciaio può considerarsi emblematico dell'evoluzione morfologica indotta dall'attuale fase climatica. Anche l'intero settore frontale è interessato da una sempre più consistente copertura morenica: il bordo inferiore del ghiaccio è comunque ancora parzialmente individuabile, il che consente le misure frontali. Praticamente inesistente la copertura nevosa residua. (W. Dietre). *Variazione totale nel periodo 1979-1998*: - 128 m
Variaz. media annua: - 11

730 VEDRETTA ALTA (Hohen Ferner) 1998.09.06 QMF.: 2690 Ritiro forte
Il ghiacciaio si presenta all'osservazione, ancora una volta, con l'aspetto tipico degli apparati in fase di forte arretramento e di sensibile generale riduzione della massa. Nonostante una leggerissima copertura di neve fresca caduta la notte precedente il sopralluogo, si può ugualmente determinare come la neve residua sia praticamente assente sull'intero bacino glaciale (*snow-line* oltre i 3300 m di quota). Le pareti sovrastanti il bacino di accumulo, costituite dai versanti orientali del Gruppo di Cima Venezia, sono ora completamente deglacializzate. La parte destra del settore frontale mostra fratturazioni del ghiaccio dovute ad assestamenti secondari alla forte ablazione, non compensati da alcuna componente dinamica, anche minima. A causa dei consistenti cambiamenti della fronte e del suo notevole arretramento, è parso opportuno apporre un nuovo segnale (centro-frontale), più idoneo ad agevoli e significative misurazioni. (F. Secchieri).
Variaz. media annua: - 32



Foto 5: Vedretta di Col Alto (Val di Riva, Vedrette di Ries). La fronte si immerge ampiamente in un lago proglaciale esteso e poco profondo. (B. Plankensteiner, P.P. Degli Esposti, 9 settembre 1998).

902 **ORIENTALE DI NEVES** 1998.09.23 QMF.: 2570 Ritiro moderato
(Oöstl. Neveser; Nöfes ferner)

E' il settore frontale a presentare i segni più evidenti dell'intensa ablazione che ha interessato il ghiacciaio anche in questo anno idrologico: la protuberanza di ghiaccio ricoperto di morena che caratterizzava la fronte l'anno scorso, quest'anno è infatti quasi del tutto scomparsa. La riduzione di spessore della grande lingua del ghiacciaio, e quindi la perdita di massa, sono assai più marcate di quanto non sembrino suggerire i valori di arretramento frontale, del resto elevati. Pure in presenza di un leggero strato di neve fresca, si è potuto rilevare come il bacino collettore abbia mantenuto quest'anno una certa estensione, dato confermato dall'esame della documentazione fotografica. La permanenza di parte del manto nevoso invernale, anche a quote relativamente basse rispetto all'andamento generale e ricordando la netta esposizione meridionale di tutto il ghiacciaio, non può che spiegarsi con un maggiore accumulo, probabilmente dovuto alla posizione geografica dell'apparato, sito a ridosso della cresta di confine. In una simile situazione, è possibile che esso riceva alimentazione nevosa dagli sconfinamenti verso Sud dell'effetto-Stau il quale, com'è noto, determina abbondanti precipitazioni sul versante austriaco di questo settore alpino. (R. Da Re, B. Plankensteiner). *Variazione totale nel periodo 1985 – 1998: - 157,5 m* *Variaz. media annua: - 25*



Foto 7: Ghiacciaio Orientale di Neves (Valle Aurina). Si tratta di uno dei più estesi ghiacciai della Valle Aurina ed è anche una delle unità più rappresentative dell'intero glacialismo dell'Alto Adige. Le condizioni climatiche degli ultimi anni, estremamente penalizzanti, hanno accentuato il ruolo negativo esercitato dall'esposizione sfavorevole dell'apparato e dalla mancanza di grandi pareti collettrici: la riduzione di massa è, in proporzione, ancor più consistente dell'arretramento frontale. (B. Plankensteiner e R. Da Re, 23 settembre 1998).



Foto 8 e 9: il Ghiacciaio Gigante Occidentale (Vedrette di Ries – Val di Riva) ripreso il 28 luglio 1979 (F. Secchieri, sopra) e il 9 settembre 1998 (sotto). Le due immagini si riferiscono al lobo centrale, dei tre in cui la fronte si suddivide. Dal confronto appare con evidenza, oltre che l'entità del ritiro frontale, anche la consistente riduzione di massa, ben valutabile osservando lo spessore del ghiaccio al di sopra della finestra rocciosa posta al centro. (B. Plankensteiner, 1998).

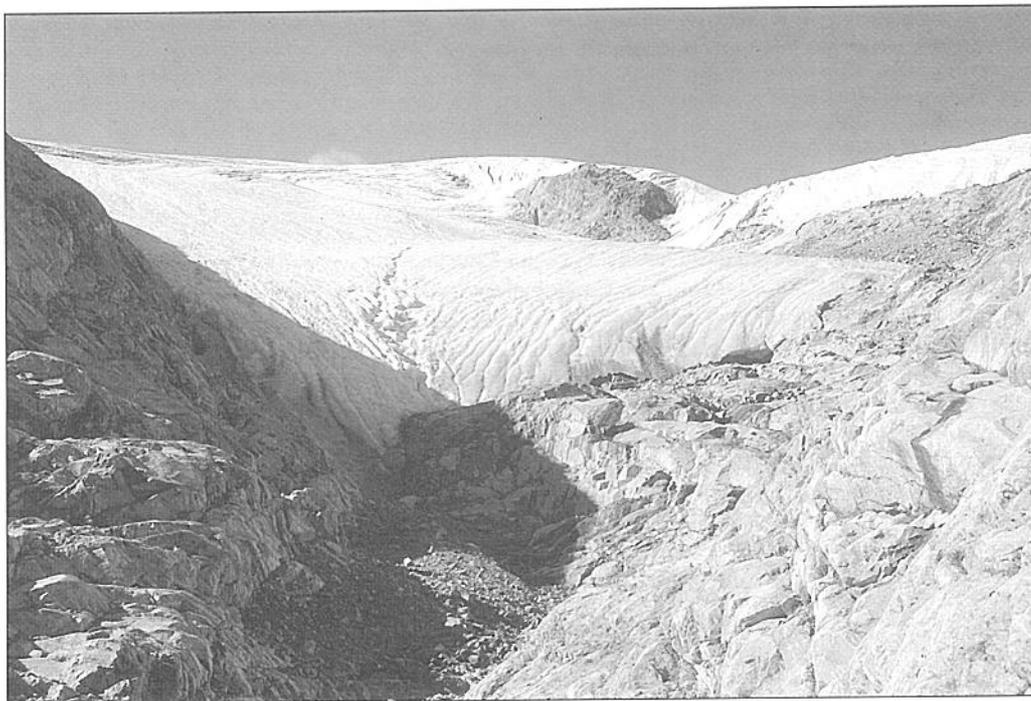
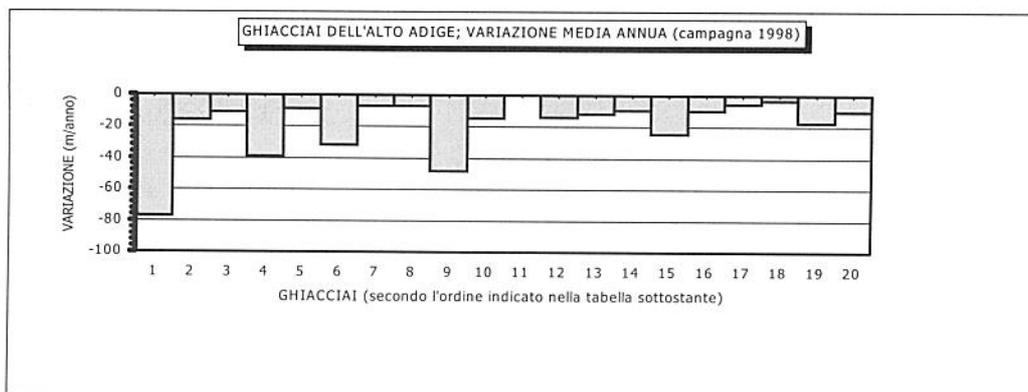




Foto 10: il Ghiacciaio del Giogo Alto (Val Senales) ripreso il 9 settembre 1998. Il ghiacciaio è rinomato in quanto ospita impianti e infrastrutture per la pratica dello sci estivo. Lo scarso innevamento di quest'anno, quasi assente già nel mese di agosto sino alle quote più elevate, ha limitato in misura sensibile il periodo di pratica di tale sport. E' da segnalare come il metodo adottato per la manutenzione delle piste, che consiste nello spostare grandi masse di neve dai punti di maggiore accumulo verso le zone più basse, provochi un incremento artificiale dell'ablazione, accelerando il ritiro del ghiacciaio. (R. Longhino).

Nota: la numerazione dei ghiacciai atesini riportata è quella che compare nel Catasto dei Ghiacciai Italiani del 1961 (C.N.R. – Comitato Glaciologico Italiano). In sede di organizzazione della campagna glaciologica e di gestione dei dati viene utilizzata anche la numerazione attribuita a tutti i ghiacciai italiani dal World Glacier Inventory (1981-1985) (vedi tabella a pag. 130), qui omessa nel testo per esigenze di uniformità con i dati del monitoraggio lombardo. Per lo stesso motivo, sia nelle schede sia nella tabella riassuntiva relativa al 1998 vengono assunti anche i criteri di attribuzione della fase dinamica (vedi legenda a pag. 129).



**CAMPAGNA GLACIOLOGICA 1998 - SETTORE ALTO ADIGE
ELENCO DEI GHIACCIAI VISITATI**

N° cat.	Unità glaciale	DATA	VAR. fronte	fase din.	QMF	NOTE
718	SOI	25-ago	-77	RF	2710	vedi scheda
719	GIOVERETTO SUPERIORE	27-ago	-16	RM	2930	vedi scheda
722	GIOVERETTO INF. OCC.	27-ago	-11	RM	2780	vedi scheda
728	SERANA	06-set	-39	RF	2830	Forte arretramento frontale e riduzione di spessore. Ghiaccio morto alla fronte.
729	ULTIMA	06-set	-9	RL	2780	In aumento la morena galleggiante nel settore destro. Assenza di neve residua.
730	ALTA	06-set	-32	RF	2690	vedi scheda
762	SOLDA	19-set	-7	RL	2650	Deglaciazione delle pareti; disarticolazione e separazione in settori; ghiaccio m.
770	TRAFIOI	19-set	-7	RL	2340	Fronte in ritiro. Innevamento recente abbondante.
771	MADACCIO	23-ago	-48,5	RF	2480	Distacco di una porzione della fronte. Innevamento recente.
788	MAZIA	26-ago	-15	RM	2650	vedi scheda
812	FRANE	19-set	n. d.	I	2750	Innevamento recente abbondante. Nessuna osservazione possibile.
813	GIOGO ALTO	09-set	-14	RM	2740	Forte perdita di volume. Danni dall'att. sciistica per manipolazione del nevato.
889	QUAIRA BIANCA	20-set	-12 (96)	RM	2585	Fronte a unghia; consistente riduzione di spessore. Innevamento recente.
892-93	GRAN PILASTRO	20-set	-9,5 (96)	RL	2490	Ritiro asimmetrico della fronte. Riduzione dei glacionevati nei circhi superiori.
902	NEVES ORIENTALE	23-set	-25	RF	2570	vedi scheda
908	RIOTORBO	26-ago	-10	RL	2675	Riduzione della fronte, con forte ruscellamento. Morena gall. quasi assente.
913	LANA	30-set	-5,5	RL	2250	Evidente arco morenico prefrontale del 1985. Fronte coperta di morena.
927	COLLALTO	09-ago	-3,5 (96)	RL	2540	Formazione di evidente bocca. Grande lago proglaciale. Morena in aumento.
928-29	GIGANTE ORIENT. & CENTR.	09-set	-17,5 (96)	RM	2570	Separazione del settore destro. Lago proglaciale colmato da limo. Nevato ass.
930	GIGANTE OCCIDENTALE	09-set	-10,5 (96)	RM	2600	Ritiro frontale e riduzione di spessore consistenti. Innevamento residuo scarso.

LEGENDA

A - FASE DINAMICA
 Ghiacciai sottoposti a misure frontali (con dato di variazione lineare):
 AL: avanzata lieve AM: avanzata moderata AF: avanzata forte
 RL: ritiro forte RM: ritiro moderato RF: ritiro forte
 S: stazionario I: incerto

(lieve: 1-10 m annui; moderato: 11-20 m annui; forte: oltre 20 m annui)

B - RESTANTI VOCI: Var. fronte: si intende la variazione media annua; QMF: quota minima della fronte.

SERVIZIO GLACIOLOGICO ALTO ADIGE (CAI) - RIEPILOGO DELLE OSSERVAZIONI SVOLTE

N° CAT	NOME	CODICE W.G.I.	prec.	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998
1	FONTANA BIANCA	I-4L00 1101 03	X			X	X	X	X	
2	PRACUPOLA	I-4L00 1101 11		X	X	X			X	
3	PLAN	I-4L00 1112 15	X							
4	CENTRALE DEL LAGO	I-4L00 1113 02	X							
5	SOI	I-4L00 1121 05	X			X	X	X	X	X
6	GIOVERETTO SUPERIORE	I-4L00 1121 08							X	X
7	GIOVERETTO ORIENTALE & CENTRALE	I-4L00 1121 10							X	
8	GIOVERETTO INFERIORE OCCIDENTALE	I-4L00 1121 11							X	X
9	SERANA	I-4L00 1121 20	X	X	X	X		X	X	X
10	ULTIMA	I-4L00 1121 21	X	X	X	X		X	X	X
11	ALTA	I-4L00 1121 22	X	X		X	X	X	X	X
12	FORCOLA	I-4L00 1121 25	X							
13	CEVEDALE	I-4L00 1121 26	X							
14	LUNGA	I-4L00 1121 28	X	X				X		
15	LASA (& BASSO dell'ANGELO)	I-4L00 1123 02					X	X	X	
16	FORNO	I-4L00 1123 04					X	X	X	
17	ZAY DI MEZZO	I-4L00 1124 04	X			X	X			
18	ROSIM	I-4L00 1124 08	X	X		X	X			
19	SOLDA	I-4L00 1124 17	X	X					X	X
20	TRAFOI	I-4L00 1124 27	X	X			X	X	X	X
21	MADACCIO	I-4L00 1124 29	X	X			X	X	X	X
22	PIANA	I-4L00 1124 30		X						
23	MAZIA	I-4L00 1125 06		X	X	X		X	X	X
24	SALDURA SETTENTRIONALE	I-4L00 1125 12	X						X	
25	SALDURA MERIDIONALE	I-4L00 1125 13	X						X	
26	PLANOL	I-4L00 1126 03				X				
27	VALLELUNGA & DELLA CRODA	I-4L00 1129 07	X		X	X				
28	BARBADORSO DI DENTRO	I-4L00 1129 08			X	X				
29	BARBADORSO DI FUORI	I-4L00 1129 09				X				
30	FONTANA OCCIDENTALE	I-4L00 1129 10				X				
31	LAGAUN	I-4L00 1131 02				X		X	X	
32	FRANE	I-4L00 1131 10	X			X	X	X	X	X
33	GIOGO ALTO	I-4L00 1131 13	X			X	X	X	X	X
34	GRAVA	I-4L00 1132 01				X	X	X	X	
35	ALPE DEL CAVALLO	I-4L00 1132 03				X			X	
36	TESSA	I-4L00 1132 20							X	
37	SASSOLUNGO	I-4L00 1203 01			X	X			X	
38	GROHMANN	I-4L00 1203 02		X	X	X			X	
39	MALAVALLE	I-4L00 1211 08	X		X	X	X	X	X	
40	PENDENTE	I-4L00 1211 10	X		X	X	X	X	X	
41	MONTARSO	I-4L00 1212 04				X	X			
42	STUA	I-4L00 1212 06	X			X	X			
43	GRAN VEDRETTA ORIENTALE	I-4L00 1213 02	X	X	X	X			X	
44	GRAN VEDRETTA OCCIDENTALE	I-4L00 1213 03	X	X	X	X			X	
45	QUAIRA BIANCA	I-4L00 1213 09		X			X	X		X
46	GRAN PILASTRO	I-4L00 1213 13		X			X	X		X
47	NEVES ORIENTALE	I-4L00 1231 09	X	X	X	X	X		X	X
48	RIOTORBO	I-4L00 1232 10				X	X	X	X	X
49	PREDOI	I-4L00 1232 22	X			X	X		X	X
50	LANA	I-4L00 1232 23	X			X	X		X	
51	VALLE DEL VENTO	I-4L00 1232 33				X			X	
52	ROSSO DESTRO (V. ROSSA)	I-4L00 1232 36	X	X		X			X	
53	SASSOLUNGO OCCIDENTALE	I-4L00 1233 09	X		X	X	X		X	
54	COLLALTO	I-4L00 1233 10	X		X	X		X		X
55	GIGANTE ORIENTALE & CENTRALE	I-4L00 1233 11	X		X	X		X		X
56	GIGANTE OCCIDENTALE	I-4L00 1233 12	X		X	X		X		X

ABSTRACT

In Alto Adige, l'anno idrologico 1997-1998 è stato caratterizzato da scarse precipitazioni, soprattutto invernali e autunnali, e da elevate temperature estive: la totalità dei ghiacciai osservati nel corso della campagna glaciologica 1998 è in fase di sensibile riduzione. Alcuni valori di arretramento lineare delle fronti sono di notevole entità. Parola chiave: *ghiacciai dell'Alto Adige*

In the Region Alto Adige the hydrological year 1997-1998 was characterized by poor precipitation, above all in winter and fall, and by high summer temperatures: all the glaciers that were observed during the 1998 glaciological campaign are strongly retreating. Some linear retreat values are of substantial importance. Key word: *glaciers of Alto Adige*

En Südtirol l'année hydrologique 1997-1998 a été caractérisée par précipitations peu nombreuses, surtout en automne et en hiver, et par températures élevées en été: tous les glaciers observés au cours de la campagne glaciologique 1998 sont vraiment en recul. Certaines valeurs de recul du front sont d'entité considérable. Mot clé: *glaciers du Südtirol*

Im Tiroler Etschland wurde das hydrologische Jahr 1997-1998 von knappen Niederschlägen, vor allem im Winter und Herbst, und von sehr hohen Sommertemperaturen gekennzeichnet: alle Gletscher, die im Laufe der 1998 Glaziologischen Kampagne beobachtet wurden, sind vom Rückgang stark betroffen. Einige Linearrückgangswerte der Gletschertore sind von beträchtlichem Ausmaß. Schlüsselwörter: *Gletscher im Tiroler Etschland*

LE RECENTI OSCILLAZIONI DEI GHIACCIAI TEDESCHI

(*Die neuzeitlichen Schwankungen der Gletscher im deutschen Alpenraum*)

(traduzione di Francesca Ferroni; adattamento e revisione scientifica di Antonio Galluccio)

1 - INTRODUZIONE

Le Prealpi Settentrionali e una parte delle Alpi Calcareae Settentrionali costituiscono la porzione alpina sita in territorio tedesco. I pochi ghiacciai che essa ospita si trovano sui monti del Wetterstein e nelle Alpi di Berchtesgaden: sono queste, infatti, le uniche zone in cui si riscontrano le condizioni tipiche dell'alta montagna. Il settore occidentale delle Prealpi è caratterizzato principalmente da una *molassa terziaria a pieghe* e da consistenti depositi glaciali e fluviali del Pleistocene. Un'ulteriore struttura è quella costituita dai bacini glaciali di sovraescavazione, in parte occupati da laghi. Nel settore orientale prealpino è presente il *flysch** che determina le forme di superficie, accompagnato da altrettanti imponenti sedimenti pleistocenici. Le Alpi Calcareae settentrionali sono costituite da rocce sedimentarie mesozoiche che hanno influenzato, ciascuna secondo le proprie caratteristiche intrinseche, una notevole varietà di forme glaciali successive. Questo aspetto è particolarmente importante nei compatti *calcarei del Wetterstein* che formano la Zugspitze che, con i suoi 2962 m s.l.m., è la montagna più alta della Germania.

Mentre nel corso della Glaciazione di Würm i torrenti ablatori quaternari giungevano fino alle porte di Monaco di Baviera e con i propri depositi conferivano un'impronta tipica al paesaggio, oggi il territorio tedesco ospita unicamente cinque piccoli residui glaciali.

Le piccole dimensioni rendono questi apparati molto sensibili ai regimi termopluviometrici. Per questo motivo i ghiacciai tedeschi sono stati oggetto di studi approfonditi, in quanto preziosi indicatori anche delle variazioni climatiche a più vasta scala: dal 1949, con cadenza decennale, essi sono stati sottoposti a rilievi fotogrammetrici e a misure geodetiche (Finsterwalder, 1992). Ulteriori indagini glaciologiche e climatologiche, che hanno completato tali studi specifici, sono state svolte dall'Associazione di Ricerca Bayforklim (Hera, 1997).

2 - I CINQUE GHIACCIAI TEDESCHI

Al momento, come detto, il territorio alpino tedesco annovera solo 5 ghiacciai: il Ghiacciaio di Schnee Nord (*Nördliche Schneeferner*), il Ghiacciaio di Schnee Sud (*Südliche Schneeferner*), il Ghiacciaio dell'Höllental (*Höllentalferner*), il Ghiacciaio di Blaueis (*Blaueis*) e il Ghiacciaio di Watzmann (*Watzmanngletscher*). Le oscillazioni di queste unità negli ultimi 50 anni sono rappresentate in fig. 1 (pag. 135).

2.1 - I GHIACCIAI DI SCHNEE NORD E SUD

Entrambi i ghiacciai sono i residui del grande Ghiacciaio di Plattach, rimasto unitario sino al XIX secolo; questo, con i suoi 3 km² circa di superficie, occupava il terzo superiore del pianoro sommitale della Zugspitze (Hirtreiter, 1992).

^o Geographisches Institut, Universität Würzburg, Am Hubland, D-97074 Würzburg

* si tratta di sedimenti di erosione del Cretaceo, per lo più a grana fine, venuti a giorno per effetto del corrugamento alpino.

A Est del Rifugio dello Schneeferner, sulla Zugspitze, sino agli Anni Sessanta esisteva anche l'omonimo ghiacciaio orientale, che attualmente è estinto. Con la breve fase di incremento glaciale degli Anni Settanta, nella sede di questo antico apparato si formò una placca di nevato pluriennale che è oggi anch'essa quasi del tutto scomparsa (Jerz, 1993). Alle misurazioni del 1990, il Ghiacciaio di Schnee Nord era il più vasto della Germania (33 ha di superficie), mentre quello meridionale si era già ridotto a soli 12 ha, risultando il meno esteso della nazione.

Circa cento anni or sono la situazione era opposta. La ragione di questo radicale cambiamento di rapporti dimensionali sta nella differente situazione topografica delle due unità. Il substrato del ghiacciaio Sud, infatti, presenta un profilo convesso, rilevato, in modo che, con la diminuzione progressiva dello spessore della colata verificatasi dopo gli Anni Settanta, sono emerse in più punti numerose isole rocciose che hanno contribuito a produrre una riduzione planimetrica superiore alla media (Finsterwalder, 1992). Dopo il 1990, il ritmo di contrazione della massa ghiacciata è rimasto costante per tutti e due gli apparati. Attualmente si osservano solo alcune placche residuali che suggeriscono come il perdurare dell'odierno andamento climatico porterà alla completa estinzione di due ghiacciai in tempi brevi (Hera, 1997).

2.2 – IL GHIACCIAIO DELL'HÖLLENTAL

Questo apparato è morfologicamente assai simile ai ghiacciai delle Alpi Centrali. Possiede un bacino di accumulo e uno di ablazione ben distinti e mostra significativi movimenti di scorrimento della colata che, dal 1971, procedono alla velocità di circa 4 cm al giorno (Finsterwalder, 1992). L'incremento di massa degli Anni Settanta ha comportato un ampliamento della superficie, in particolare nella zona della lingua. Alle misure del 1989 l'estensione complessiva era di 30 ha circa: il bacino di accumulo appariva in fase di riduzione, con un abbassamento del livello altimetrico del ghiaccio, mentre la lingua faceva registrare un incremento nel settore di ablazione.

Stante la persistenza di bilanci annuali negativi, si prevede che anche il Ghiacciaio dell'Höllental, come tutti gli altri, si ridurrà in misura considerevole nel prossimo futuro. L'efficace alimentazione valanghiva che si verifica nel bacino di accumulo fa sì che la fronte del ghiacciaio raggiunga ancora i 2200 m circa di quota (Jerz, 1993).

2.3 – IL BLAUEIS

Tra i ghiacciai tedeschi, il Blaueis è quello che raggiunge la quota più bassa: la sua fronte, infatti, è posta a 1910 m s.l.m. Inoltre è caratterizzato dal maggior sviluppo altimetrico e dalla inclinazione media più elevata. Nel 1990 era esteso su 12 ha di superficie, come il Ghiacciaio di Schnee Sud (Finsterwalder, 1992). Dopo la forte crescita degli Anni Settanta, la superficie del ghiacciaio si è ridotta drasticamente nei due decenni successivi, facendo registrare la più marcata riduzione di spessore tra tutti i ghiacciai della Germania.

Il Blaueis deve la sua presenza alla efficace protezione orografica del versante esposto a settentrione che lo accoglie. A causa del profilo accidentato del letto roccioso è assai difficile che questo apparato riesca a mantenersi unitario nel caso di una ulteriore fusione. L'alimentazione valanghiva è prevalente, cosa che determina la sua sopravvivenza in una fascia altimetrica che è ben al di sotto dell'attuale limite delle nevi. Ciò significa che, con il perdurare delle attuali condizioni climatiche, l'esistenza futura del ghiacciaio è comunque gravemente compromessa.

2.4 – IL GHIACCIAIO DI WATZMANN

Il Ghiacciaio di Watzmann è sito nel Watzmannkar, alla base della parete est dell'Hochheck. E' un tipico ghiacciaio di circo a bassa inclinazione e di spessore ridotto. Perciò la

sua superficie è soggetta a notevoli oscillazioni. Nel 1989 questa era di 18 ha, a seguito di una perdita del 25% rispetto al 1980 (Finstervalder, 1992). La forte riduzione di superficie degli ultimi anni ha riportato il ghiacciaio alla stessa estensione del 1959, cioè a circa 9 ha. Come il Blauëis, anche la sua esistenza futura è compromessa a causa delle particolari condizioni del suo substrato e della posizione geografica. Il perdurare delle attuali condizioni ambientali comporta perciò il pericolo di estinzione nel breve periodo.

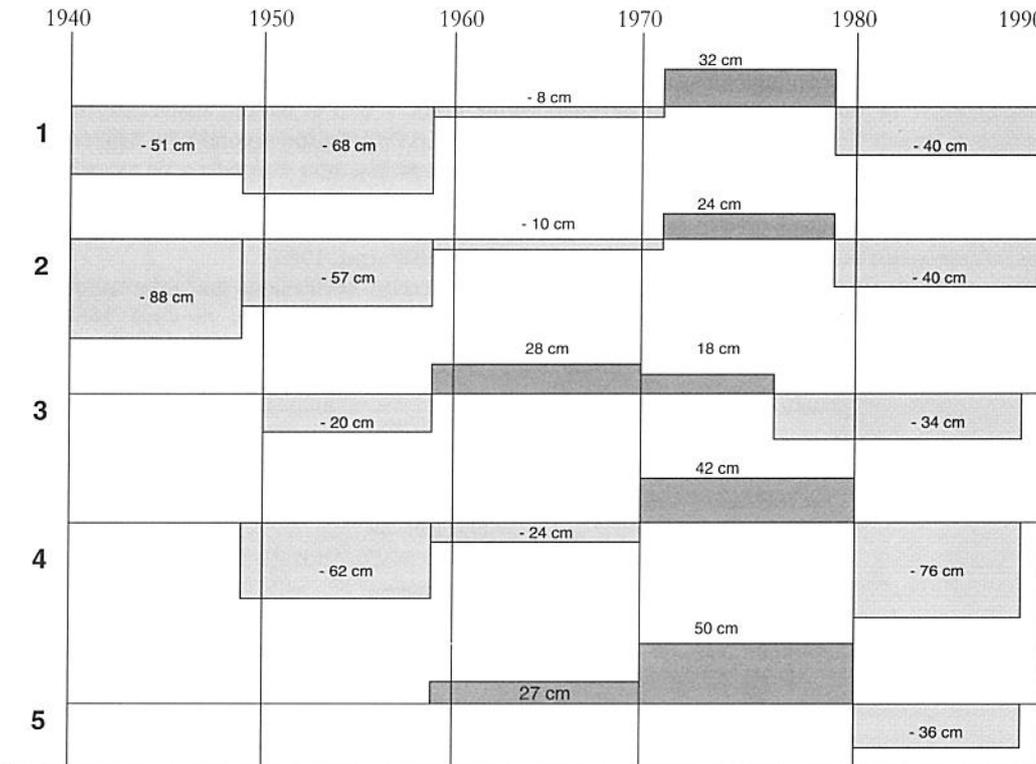


Fig. 1: le variazioni annuali medie dello spessore dei ghiacciai tedeschi (misurate come variazioni del livello della superficie libera). 1 - Ghiacciaio di Schnee Nord; 2 - Ghiacciaio di Schnee Sud; 3 - Ghiacciaio dell'Höllental; 4 - Blauëis; 5 - Ghiacciaio di Watzmann. (Finstervalder, 1992, ridisegnato)

3 - CONSIDERAZIONI GENERALI SULL'ASPETTO DIMENSIONALE DEI GHIACCIAI PRESENTATI

Dal termine della fase di crescita avvenuta negli Anni Settanta, tutti gli apparati descritti hanno subito una riduzione del 19% circa nel solo periodo compreso tra il 1980 e il 1990 (fig. 1). Questo processo di ritiro, tuttora in corso, costituisce una minaccia per la loro sopravvivenza. Se si confrontano le variazioni di spessore dei ghiacciai tedeschi con quelle di apparati situati nel settore più centrale e interno delle Alpi Orientali, si evince che queste si sviluppano nella stessa direzione e con lo stesso ordine di grandezza.

E' questo un risultato inatteso, in quanto il regime delle precipitazioni nel settore periferico delle Alpi Orientali è più favorevole allo sviluppo dei ghiacciai. Ciò dimostra che non può essere identificata una correlazione semplice e diretta tra i parametri meteorologici e l'andamento del glacialismo.

4 – LO SVILUPPO OLOCENICO DEI GHIACCIAI NELLE ALPI ORIENTALI

Dopo la fase di avanzata tardiglaciale – essenzialmente dopo lo Stadio di Egesen – i ghiacciai alpini hanno subito una riduzione relativamente rapida. Secondo Patzelt (1997, 1973), i ghiacciai delle Alpi dell'Ötztal, attorno al 9500 B.P. raggiunsero dimensioni paragonabili a quelle delle più recenti fasi di crescita. Queste furono solo di poco superate nei millenni successivi e precedenti. Tuttavia, nel frattempo, è provato che nell'Olocene si sono verificati numerosi massimi glaciali locali che, per molte regioni alpine, sono stati anche quelli assoluti in questo periodo geologico.

La fig. 2 contiene una visione di insieme delle oscillazioni della copertura glaciale nell'Olocene di cui si possiede una documentazione certa. I dati si basano essenzialmente sul lavoro di Patzelt (1977), lievemente modificato da Winkler (1996). La tesi secondo cui nelle fasi più calde dell'Olocene i ghiacciai alpini si sarebbero interamente fusi non è avallata da ricerche più recenti. Certamente la glaciazione complessiva delle Alpi nei periodi caldi dell'Era Postglaciale potrebbe essere stata più ridotta rispetto a oggi, anche se è dato per certo che residui di ghiacciai siano comunque sempre sopravvissuti (Patzelt, 1977; Röthlisberger, 1986).

Le espansioni verificatesi nel corso delle più recenti oscillazioni dei ghiacciai furono precedute nel 3300 B.P. da una fase estremamente fredda della durata di circa 165 anni, caratterizzata, secondo studi dendrocronologici, da temperature estive inferiori alla media.

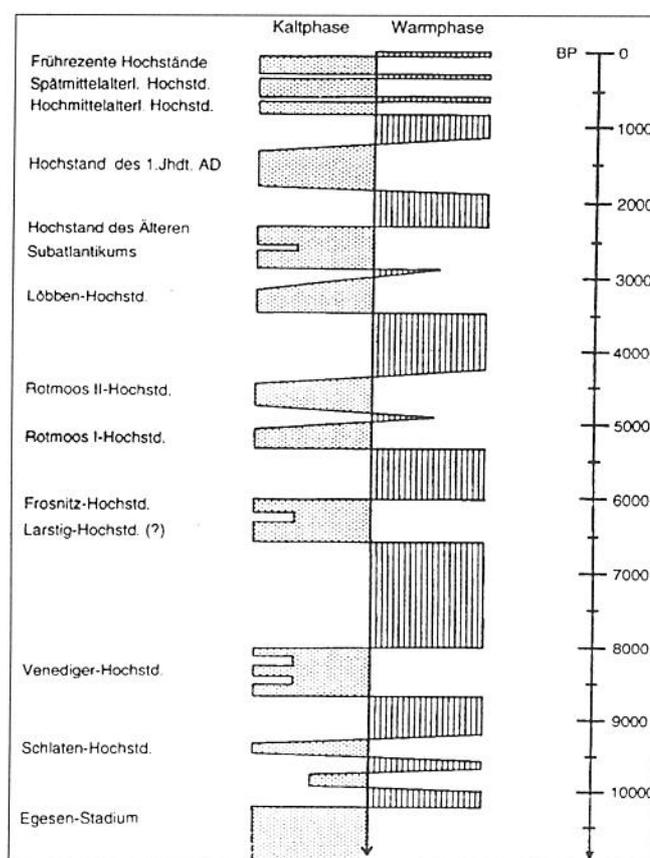


Fig. 2: stratigrafia "classica" dell'Olocene nelle Alpi Orientali (Winkler, 1997, modificato da Patzelt, 1977)

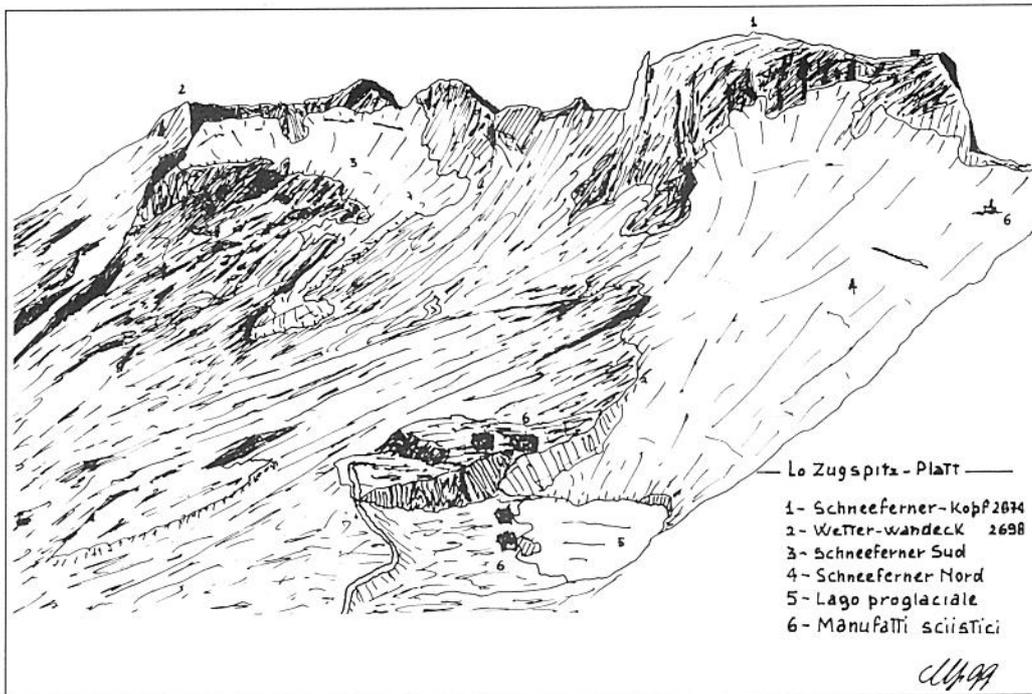


Fig. 1: i Ghiacciai di Schnee Sud (a sinistra) e Nord (a destra e al centro) visti dalla vetta della Zugspitze. Il profilo mammellonato del terreno proglaciale antistante il ghiacciaio Sud, antico letto di quest'ultimo, è la probabile causa del ritiro più rapido dell'apparato rispetto al contiguo ghiacciaio Nord (vedi testo)

Questa variazione climatica avvenne probabilmente all'improvviso e, secondo Renner (1982), ben rappresenta quello che fu il periodo di maggior peggioramento climatico nell'Olocene.

Attorno al 3000 B.P. i ghiacciai alpini avrebbero così raggiunto la loro più ampia estensione olocenica. Complessivamente questa fase di progresso glaciale viene messa in relazione con il peggioramento climatico, riscontrato a livello mondiale, successivo ai periodi olocenici caldi.

Infine si ritiene che l'intero Olocene nelle Alpi Orientali – così come in tutta la catena alpina – sia stato caratterizzato da frequenti variazioni della copertura glaciale. Pur in un periodo temporale approssimativo, pare che queste oscillazioni si siano verificate contemporaneamente. Bisogna comunque tenere presente che, analogamente alle fasi più recenti di avanzata, anche nell'Olocene esistono differenze nel comportamento dei ghiacciai tra le diverse regioni alpine (Winkler, 1996).

5 – LE VARIAZIONI STORICHE (MODERNE) DELLA COPERTURA GLACIALE

Alla fase fredda del 3000 B.P. seguì un periodo temperato caratterizzato da un ritiro glaciale esteso all'intero Arco Alpino. Il segno precursore delle oscillazioni della Piccola Età Glaciale è da ricercarsi in alcune brevi fasi di progresso nell'Alto e Tardo Medioevo (tra gli altri, Holzhauser, 1982, 1987). Nel complesso, non si ha un quadro chiaro di questo periodo poiché i dati ottenuti nelle diverse zone alpine sono molto complicati e difficilmente correlabili tra loro. Per i ghiacciai del Wetterstein, Hirtreiter ha effettuato nel 1992 una ricerca sulle oscillazioni storiche, o meglio moderne, e le ha rappresentate cronologicamente. L'Autore respinge la dicitura *Piccola Età*

Glaciale per le oscillazioni avvenute tra il XVII e il XX secolo e la sostituisce con “oscillazioni glaciali moderne”, espressione che meglio rispecchia la situazione rinvenuta.

Sulla base di antiche carte geografiche, di osservazioni sul terreno e di testimonianze storiche, si giunge alla conclusione che la superficie del Ghiacciaio di Plattach oscillò di 300 ha tra 1762 e il 1862. La sommità piatta della Zugspitze era allora interamente ricoperta da un ghiacciaio. Ciò significa che l'attuale suddivisione in tre, o meglio due, parti glaciali non era mai esistita in passato.

Dall'inizio del XX secolo si osserva un predominante ritiro dei ghiacciai. Le oscillazioni minori, come la crescita temporanea degli Anni Settanta, interrompono solo brevemente la tendenza generale.

Quanto detto per il Ghiacciaio di Schnee, sulla Zugspitze, con varianti locali, è valido anche per i restanti ghiacciai tedeschi. Ci si domanda perciò se le reazioni dei piccoli ghiacciai possano dare informazioni su una generale variazione climatica che si muove nella medesima direzione del riscaldamento globale.

6 – I GHIACCIAI TESTIMONI DEL CLIMA

Nell'odierno dibattito scientifico i ghiacciai vengono sovente definiti come la banca-dati delle variazioni climatiche. Essenzialmente si tratta di deduzioni sulla variabile “temperatura”. Senza una riflessione approfondita, il ritiro dei ghiacciai può essere semplicemente ricondotto a un riscaldamento dell'atmosfera provocato da diverse cause, per lo più antropogeniche. Questa teoria non prende in considerazione però altre variabili climatiche quali le precipitazioni, l'irraggiamento ecc. Ad esempio, il ruolo delle precipitazioni nel determinare il comportamento delle masse glaciali può spiegare come i ghiacciai della Norvegia occidentale siano attualmente in fase di avanzata mentre quelli, non lontani, siti nella parte centrale della Scandinavia siano in ritiro.

Oltre alle variabili climatiche, esistono altri aspetti non climatici che determinano l'entità delle oscillazioni delle masse glaciali. Così la posizione geografica e le caratteristiche del rilievo orografico (conformazione del bacino glaciale e dei pendii a esso limitrofi) influenzano in modo considerevole le possibilità di sopravvivenza di un apparato. Come esempio può essere portato il Ghiacciaio di Schnee Sud che, come ricordato all'inizio, era il più vasto delle tre subunità in cui è attualmente suddiviso l'antico Ghiacciaio di Plattach. Le sue dimensioni odierne non raggiungono nemmeno la metà di quelle originarie del Ghiacciaio di Schnee Nord. In questo caso, è il substrato roccioso l'elemento che maggiormente influenza l'ulteriore ritiro del ghiacciaio: ingranditosi per effetto del collasso della massa glaciale, esso assorbe infatti una gran quantità di calore dalla radiazione solare.

In questa sede, viene tralasciata quella parte della problematica generale che si basa sull'utilizzo del comportamento dei ghiacciai come indicatore delle variazioni climatiche. Gli esempi citati dovrebbero infatti aver chiarito che non si riesce a identificare una diretta correlazione tra le oscillazioni glaciali e le variazioni delle principali variabili climatiche, operazione invece possibile quando sia disponibile un'analisi dettagliata di tutti i fattori, climatici e locali, che influenzano il comportamento dei ghiacciai.

7 – CONCLUSIONI

Attualmente, le Alpi Tedesche ospitano ancora cinque ghiacciai che costituiscono i resti degli apparati, ben più estesi, che erano presenti sino alla fine del secolo scorso. La storia del comportamento dei ghiacciai nell'Olocene è caratterizzata da oscillazioni costanti che si sono verificate però in un ambito temporale diversificato nell'intero Arco Alpino. Rinveniamo differenze che derivano da fattori locali, tipici di ciascun ghiacciaio, che sono da ricercarsi al di fuori delle variabili climatiche fondamentali. Allo stato attuale, non è quindi possibile stabilire una

direkta korrelazione tra le variabili climatiche e il comportamento dei ghiacciai, neanche per quelli pi piccoli, che generalmente sono considerati molto sensibili ai mutamenti ambientali.

BIBLIOGRAFIA

- Finsterwalder, R. (1992) - *Die Vernderungen der bayerischen Gletscher im letzten Jahrzehnt (1980-1990)*, Mitt. D. Geogr. Ges. München, Vol. 77, pp 5-12, Monaco.
- Hagedorn, H. & R. Glaser (1994) - *Geschichte des Klimas seit der letzten Eiszeit*, in Klimaforschung in Bayern. Rundgesprche der Kom. F. kologie, Vol. 8. pp 35-48, Monaco.
- Hera, K. (1997) - *Gletscherschwankungen in den Nördlichen Kalkalpen seit dem 19. Jahrhundert*. Mnch. Geogr. Abh., Serie B, Vol. 35, Monaco.
- Hirtreiter, G. (1992) - *Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung*, Mnch. Geogr. Abh., Serie B, Vol. 15, Monaco.
- Holzhauser, H. (1982) - *Neuzeitliche Gletscherschwankungen*, Geogr. Helvetica, Vol. 37 (2), pp 115-126, Zurigo.
- Holzhauser, H. (1987) - *Betrachtungen zur Gletschergeschichte des Postglazials*, Geogr. Helvetica, Vol. 42, pp 80-88, Zurigo.
- Jerz, H (1993) - *Das Eiszeitalter in Bayern. Geologie von Bayern II*, Stoccarda.
- Patzelt G. (1973) - *Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (hohe Tauern, Ostalpen)*, Z. Gletscherk. Glazialgeol., Vol. 9, pp 5-57, Innsbruck-Monaco
- Patzelt G. (1977) - *Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen*, in: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa, Hrsg. B. Frenzel, pp 249 - 259, Wiesbaden.
- Renner F. (1982) - *Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern*, Phys. Geogr., Vol. 8, Zurigo.
- Röthlisberger F. (1986) - *10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde, Aargau / Francoforte / Salisburgo*.
- Winkler S. (1996) - *Frhrezente und rezente Gletscherstandsschwankungen in Ostalpen und West-/Zentralnorwegen*, Trierer Geogr. Studien, H. 15, Trier

DIE NEUZEITLICHEN SCHWANKUNGEN DER GLETSCHER IM DEUTSCHEN ALPENRAUM

1- Einleitung

Der Anteil Deutschlands an den Alpen beschränkt sich auf Teile des nördlichen Alpenvorlandes und Ausschnitte der Nördlichen Kalkalpen. Die wenigen Gletscher finden sich im Wettersteingebirge und den Berchtesgadener Alpen. Es sind dieses die einzigen Gebiete, in denen hochalpine Verhältnisse angetroffen werden. Das Alpenvorland ist im Westen durch überwiegend gefaltete tertiäre Molasse und mächtige glaziale und fluviale Ablagerungen aus dem Pleistozän gekennzeichnet. Eine zusätzliche Gliederung ergibt sich aus den glazial übertieften Becken, die z.T. mit Seen gefllt sind. Im Osten des deutschen Alpenvorlandes ist es der Flysch, der die Oberflächenformen gestaltet, begleitet von ebenfalls mächtigen pleistozänen Sedimenten. Die Nördlichen Kalkalpen bestehen aus mesozoischen Sedimentgesteinen, die je nach Ausprägung den Formenschatz der glazialen Formung mit beeinflusst haben. Besonders deutlich wird dieses in den harten Wettersteinkalken der Zugspitze, dem mit 2962 m höchsten Berg Deutschlands.

Während im letzten Glazial (Würm) die Eisströme aus den Alpen bis vor die Tore Münchens reichten und mit ihren Ablagerungen das Landschaftsbild geprägt haben, sind heute nur noch fünf kleine Gletscherreste auf deutschem Gebiet vorhanden. Da von kleinen Gletschern angenommen wird, daß sie besonders empfindlich auf Klimaschwankungen reagieren, wurde ihnen im Gefolge der Diskussionen über gegenwärtige Klimaänderungen besonderes Augenmerk geschenkt. So werden sie seit 1949 in einem etwa 10jhrigen Rhythmus photogrammetrisch aufgenommen und geodätisch vermessen (Finsterwalder, 1992). Weitere Untersuchungen, die besonders auf das Problem Gletscherverhalten und Klima ausgerichtet sind, wurden im Rahmen des Forschungsverbundes BAYFORKLIM durchgeführt und ergänzen die durch die Vermessungen gewonnenen Erkenntnisse über die Gletschernderungen (Hera, 1997).

2- Die fünf deutschen Gletscher

Zur Zeit sind noch fünf Gletscher im deutschen Teil der Alpen anzutreffen. Es sind dieses der Nördliche Schneeferner, der Südliche Schneeferner, der Höllentalferner, das Blaueis und der Watzmangletscher. Die Schwankungen dieser fünf Gletscher während der letzten 50 Jahre sind in Fig. 1 dargestellt.

2.1- Der Nördliche und der Südliche Schneeferner

Die beiden Ferner sind die Reste des bis in das 19. Jahrhundert zusammenhängenden großen Plattach-Ferners, der mit rund 3 km² das obere Drittel des Zugspitzplateaus einnahm (Hirtreiter, 1992). Östlich des Schneefernerhauses auf der Zugspitze existierte noch bis in die 60er Jahre der Östliche Schneeferner, er ist heute jedoch völlig ausgeapert. Mit der vorübergehenden Zunahme der Gletscher in den 70er Jahren bildete sich an der Stelle des ehemaligen Östlichen Schneeferners wieder Firneis, das aber fast schon wieder verschwunden ist (Jerz, 1993).

Während der Nördliche Schneeferner bei der Vermessung 1990 mit 33 ha noch der größte deutsche Gletscher war, ist der Südliche Schneeferner auf 12 ha geschrumpft und damit der kleinste deutsche Gletscher. Vor ca. 100 Jahren war es noch umgekehrt. Der Grund für diese Umkehrung der Größenverhältnisse liegt in der unterschiedlichen Topographie der beiden Gletscher. Der Untergrund ist beim Südlichen Schneeferner sehr stark reliefiert, so daß beim Dickenverlust des Eises seit dem Stand der 70er Jahre an vielen Stellen Felseninseln im Eis auftauchten und deshalb ein überdurchschnittlicher Flächenverlust des Gletschers aufgetreten ist (Finsterwalder, 1992). Der Eisverlust bei beiden Gletschern hält seit 1990 unvermindert an. Zur Zeit sind nur noch wenige Reste zu sehen, die darauf hinweisen, daß bei einem weiteren Andauern der gegenwärtigen Verhältnisse in absehbarer Zeit beide Gletscher gänzlich verschwunden sein dürften (Hera, 1997).

2.2- Der Höllentalferner

Dieser Gletscher gleicht sehr dem Typus des alpinen Gletschers, wie er uns aus den hochalpinen Gebieten der Zentralalpen bekannt ist. Er besitzt ein ausgeprägtes Nähr- und Zehrgebiet und zeigt eine deutliche Eisbewegung, die 1971 noch ca. 4 cm pro Tag betrug (Finsterwalder, 1992). Der Eiszuwachs in den 70er Jahren hat zu einer merklichen Vergrößerung der Fläche, insbesondere im Zungenbereich, geführt. Während bei der Messung 1989, die eine Gesamtgröße von rund 30 ha ergab, eine negative Höhenänderung im Nährgebiet zu verzeichnen war, nahm die Gletscherzunge im Zehrgebiet noch zu. Es ist jedoch abzusehen, daß wegen der insgesamt negativen Bilanz der Höllentalferner, wie alle anderen Gletscher, erheblich schrumpfen wird. Im Nährgebiet gibt es besonders häufig Lawinen, die den Gletscher miternähren und dazu beitragen, daß die Zunge bis auf ca. 2200 m ü. NN herabreicht (Jerz, 1993).

2.3- Das Blaueis

Unter den deutschen Gletschern besitzt das Blaueis mit 1910 m ü. NN das tiefste Zungenende. Des Weiteren hat er den größten Höhenunterschied und die größte mittlere Neigung des Gletscherbetts. 1990 hatte es eine Größe von ca. 12 ha und war etwa genau so groß wie der Südliche Schneeferner (Finsterwalder, 1992). Nach dem kräftigen Zuwachs in den 70er Jahren sank die Gletscheroberfläche in den nachfolgenden Jahren stark ein und erreichte die größte negative Höhenänderung von allen deutschen Gletschern. Sein Vorkommen verdankt das Blaueis seiner extrem geschützten nordseitigen Lage. Durch die wenig geglättete Konfiguration des Gletscherbetts ist der Zusammenhalt des Gletschers als Ganzes bei einem weiteren Abschmelzen kaum zu erwarten. Ein Großteil der Ernährung geschieht durch Lawinen, was zu der tiefen Lage unter der Schneegrenze beiträgt. Dieses heißt aber auch, daß der Erhalt des Gletschers bei einem Weiterbestehen der gegenwärtigen Klimaverhältnisse extrem gefährdet ist.

2.4- Der Watzmangletscher

Unter der Ostwand des Hochecks liegt im Watzmannkar der Watzmangletscher. Er ist ein typischer Kargletscher mit geringer Neigung und Dicke, so daß seine Fläche großen Schwankungen unterliegt. Sie betrug 1989 ca. 18 ha, mit einem Verlust von 25 % gegenüber dem Stand von 1980 (Finsterwalder, 1992). Das starke Einsinken der Oberfläche in den letzten Jahren hat den Gletscher schon bald auf den Stand von 1959 mit einer Fläche von rund 9 ha schrumpfen lassen. Er ist wie das Blaueis durch die besonderen Verhältnisse seines Untergrundes und seiner Lage in seiner Existenz bedroht und dürfte bei Andauer der gegenwärtigen Umweltbedingungen bald ganz verschwunden sein.

3- Zusammenfassende Betrachtung der Größenverhältnisse der angeführten Gletscher

Seit der kräftigen Aufhöhung der Gletscher in den 70er Jahren nahmen sie allein im Zeitraum von 1980 bis 1990 um rund 19 % ab (Fig. 1). Dieser Schrumpfungsprozeß hält bis zur Gegenwart an und führt zu einer Existenzbedrohung der wenigen Gletscher auf deutschem Gebiet. Vergleicht man die Höhenänderungen der deutschen Gletscher mit anderen, mehr zum Zentrum hin gelegenen Ostalpengletschern, so entwickeln sich diese in die gleiche Richtung und Größenordnung. Dieses ist eigentlich nicht in dieser Form zu erwarten gewesen, sind doch die Niederschlagsverhältnisse im Randbereich der Ostalpen für die Gletscher günstiger. Daran zeigt sich, daß eine einfache Korrelation zwischen meteorologischen Klimaparametern und dem Gletscherverhalten nicht vorhanden ist.

4- Die holozäne Entwicklung der Gletscher in den Ostalpen

Nach den spätglazialen Gletschervorstößen - im Wesentlichen nach dem Egesen-Stadium - schrumpften die Alpengletscher relativ schnell bis auf ihre frührezenten Gletscherstände. So erreichten nach Patzelt (1997, 1973) die Gletscher des Ötztaler Raums um 9500 BP Gletscherstände, die mit denen der frührezenten Gletscherhochstandsphase vergleichbar sind. Sie wurden während des gesamten Holozäns kaum überschritten. Allerdings ist inzwischen für viele Alpenregionen sicher belegt, daß sich im Holozän mehrere Gletschervorstöße ereigneten, die an einigen Stellen sogar die

frührezenten Vorstoßphasen übertrafen. Eine Übersicht über die nachgewiesenen holozänen Gletscherstandsschwankungen ist in Fig. 2 dargestellt, die sich im Wesentlichen auf die Arbeit von Patzelt (1977) bezieht und von Winkler (1996) leicht modifiziert worden ist. Die These, daß in den wärmeren Phasen des Holozäns die Alpengletscher völlig abgeschmolzen wären, läßt sich nach neueren Forschungen nicht erhärten. Zwar dürfte in den warmen Abschnitten der Nacheiszeit die Gesamtvergletscherung der Alpen z.T. geringer als heute gewesen sein, Reste von Gletschern sind aber mit Sicherheit immer vorhanden gewesen (Patzelt, 1977; Röthlisberger, 1986).

Den Hochständen der frührezenten Gletscherschwankungen ging um 3300 BP eine extreme Kaltphase von ca. 165 Jahren, nach dendrochronologischen Zeitreihen mit unterdurchschnittlichen Sommertemperaturen, voraus. Diese Klimaschwankung vollzog sich vermutlich abrupt und stellt nach Renner (1982) wohl die Periode des größten Klimasturzes im Holozän dar. Dadurch sollen um 3000 BP die Alpengletscher ihre größte holozäne Ausdehnung erreicht haben. Insgesamt wird diese Vorstoßphase mit der nach den holozänen Warmzeiten weltweit zu beobachtenden Klimaverschlechterung in Zusammenhang gebracht.

Abschließend ist festzuhalten, daß das gesamte Holozän in den Ostalpen - wie auch in den übrigen Alpen - durch ein häufiges Oszillieren der Gletscher geprägt war. In einem groben Zeitrahmen scheinen die holozänen Schwankungen alpenweit parallel abgelaufen zu sein. Allerdings muß dabei analog zu den frührezenten Gletschervorstoßen auch im Holozän mit Unterschieden im Gletscherverhalten zwischen den einzelnen Alpenregionen gerechnet werden (Winkler, 1996).

5- Historische (neuzeitliche) Gletscherstände

Der Kaltphase um 3000 BP mit den Gletscherhöchstständen folgte eine gemäßigte Phase mit einem Rückgang der Gletscher. Als Vorboten der Gletscherschwankungen der 'Kleinen Eiszeit' können einige hoch- bis spätmittelalterliche Vorstöße gewertet werden (u.a. Holzhauser, 1982, 1987). Insgesamt ergibt sich für diesen Zeitraum aber kein klares Bild, da die Nachweise in den verschiedenen Alpengebieten sehr schwierig und kaum miteinander korrelierbar sind. Für die Gletscher des Wettersteingebirges hat Hirtreiter 1992 die historischen bzw. neuzeitlichen Schwankungen untersucht und chronologisch dargestellt. Er lehnt dabei für die Schwankungen des 17. bis 20. Jahrhunderts den Ausdruck 'Kleine Eiszeit' ab und ersetzt ihn durch den Ausdruck 'neuzeitliche Gletscherschwankungen', was sicherlich der Situation angemessener ist. Aufgrund historischer Karten, Geländebeobachtungen und historischer Beschreibungen läßt sich feststellen, daß der Plattach-Gletscher in der Zeit von 1762 bis 1862 in seiner Fläche um 300 ha schwankte. Das Zugspitzplatt war danach ganz mit einem Gletscher bedeckt, d.h. daß die heute zu beobachtende Aufteilung in drei bzw. zwei Teilgletscher vorher nie eingetreten ist. Seit der Jahrhundertwende ist ein überwiegender Rückgang der Gletscher zu beobachten. Die kleineren Oszillationen, wie die vorübergehende Zunahme in den 70er Jahren, sind nur kurze Unterbrechungen des allgemeinen Trends. Was für die Schneeferner von der Zugspitze gesagt wurde, ist - mit lokalen Varianten - auch für die übrigen deutschen Gletscher gültig. Es erhebt sich daher die Frage, ob die Reaktionen der „kleinen“ Gletscher Auskunft geben können über eine generelle Klimaänderung in Richtung auf eine globale Klimaerwärmung.

6- Gletscher als Klimazeugen

In den gegenwärtigen Diskussionen werden Gletscher häufig als Zeugen für eine Klimaänderung herangezogen. Dabei geht es im Wesentlichen um Aussagen über das Klimaelement 'Temperatur'. Aus dem Rückschmelzen der Gletscher wird meist ohne eine detaillierte Betrachtung auf eine Erwärmung geschlossen und diese dann auf verschiedene Ursachen - zumeist mit anthropogener Beteiligung - zurückgeführt. Bei dieser Betrachtungsweise werden für den Gletscherhaushalt weitere wichtige Klimaelemente wie Niederschlag, Strahlung usw. außer Acht gelassen. Welchen Anteil der Niederschlag am Gletscherverhalten hat, zeigt sich z.B. daran, daß die Gletscher in Westnorwegen gegenwärtig vorrücken, während sie in Zentralnorwegen - ähnlich wie in den Alpen - zurückschmelzen (Winkler 1996).

Neben den Klimaelementen sind verschiedene nicht-klimatische Aspekte für den Umfang von Gletscherschwankungen zu berücksichtigen: z.B. beeinflussen Lage und Relief des Gletscherbetts und der umliegenden Hänge das Wachstum und Vergehen eines Gletschers erheblich. Wie eingangs erwähnt, war der Südliche Schneeferner zunächst der größte der drei Teilgletscher auf dem Zugspitzplatt. Heute ist er nur noch knapp halb so groß wie der ursprünglich kleinere Nördliche Schneeferner. Das unterschiedliche Abschmelzen ergibt sich aus dem Untergrund, der nach dem starken Einsinken der Gletscher durch das unterschiedliche Wärmeverhalten von Gestein und Eis den Abschmelzvorgang massiv beeinflusst.

Es kann hier in der Kürze nicht auf die gesamte Problematik, die bei der Verwendung von 'Gletscherverhalten' als Proxydaten für Klimaänderungen entsteht, eingegangen werden. Es dürfte aber klar geworden sein, daß weder eine Aussage über eine direkte Korrelation noch über exakte Daten von Änderungen der wichtigsten Klimaelemente mit Hilfe der Gletscherschwankungen möglich ist. Erst aus der Analyse aller Faktoren, die das Gletscherverhalten beeinflussen, ist eine Verbindung zum Klima und ein Beitrag zum Problem der Klimaänderung zu erwarten.

7- Zusammenfassung

Gegenwärtig sind noch fünf kleine Gletscher im deutschen Alpenraum zu beobachten. Sie sind die Überreste größerer Vorkommen, die noch bis zum Ende des letzten Jahrhunderts vorhanden waren. Die Geschichte des Gletscherverhaltens im Holozän ist gekennzeichnet durch ständige Oszillationen, die im groben Zeitmaßstab im gesamten Alpenraum abgelaufen sind. Unterschiede ergeben sich aus Faktoren, die für jeden Gletscher individuell verschieden und außerhalb der für den Gletscherhaushalt wichtigen Klimaelemente zu suchen sind. Eine direkte Korrelation zwischen Klimaelementen und Gletscherverhalten ist nicht möglich, auch nicht bei „kleinen“ Gletschern, die allgemein als für das Klimageschehen sehr sensitiv angesehen werden.

ABSTRACT

A seguito del forte ritiro dei ghiacciai alpini nel Tardiglaciale e alle oscillazioni nell'Olocene, nella parte tedesca delle Alpi Settentrionali rimangono oggi solo cinque piccoli ghiacciai. Il loro ritiro attuale, interrotto solamente da piccole fasi di avanzata, segue alla notevole espansione avutasi negli ultimi secoli. Il perdurare dell'attuale tendenza potrebbe portare alla estinzione anche di questi residui. È opinione comune che i ghiacciai di piccole dimensioni siano assai sensibili alle variazioni climatiche e che possano quindi consentire una previsione anticipata di nuovi cambiamenti del clima terrestre. È dimostrato però che non si può stabilire una correlazione diretta tra le oscillazioni climatiche e quelle dei ghiacciai, operazione invece possibile solamente dopo aver ottenuto una conoscenza di dettaglio e dopo aver compiuto un'analisi approfondita di tutti i fattori, planetari e locali, che influenzano il singolo ghiacciaio manifestandosi nelle sue variazioni di massa. Ogni ghiacciaio, infatti, possiede caratteristiche proprie che dipendono dalla posizione geografica, dalla conformazione del bacino che lo accoglie e dal profilo del substrato nel settore di accumulo.

Parole chiave: *bilancio glaciale, oscillazioni glaciali, ritiro dei ghiacciai, variazioni climatiche.*

After the great retreat of the Alpine glaciers during the Late Glacial and the fluctuations in the Holocene, only five small glaciers remained in the German part of the Northern Alps. Nowadays a retreat - interrupted by only some small advances - can be observed, after the high levels of the glaciers during the last centuries. Should the present trend continue, a total loss of the glacier remnants must be expected in the near future. It is generally assumed that small glaciers react very sensitive to climatic oscillations and that from this a beginning climatic change can be concluded. But it was shown, that a direct correlation between climatic oscillations and glacier fluctuations cannot be recognized. Due to the topographic position, the type of the glacier bed and the relief of the zone of accumulation, each glacier has its individuality. Not until after a detailed knowledge and analysis of all factors that influence each glacier and manifest themselves in the regimen of the glacier, possible statements about climatic changes can be made.

Key words: *regimen of a glacier, glacier fluctuations, glacier retreat, climatic changes*

A la suite du fort recul des glaciers pendant l'Époque tardiglaciaire et des oscillations de l'Holocène, dans la partie allemande des Alpes septentrionales restent aujourd'hui seulement cinq petits glaciers. Leur recul actuel, interrompu seulement par des petites phases de progression, suit l'augmentation notable, qu'il y a eu pendant les derniers siècles. En poursuivant cette tendance actuelle, on pourrait avoir aussi l'extinction de ceux glaciers qui restent. On croit que les glaciers de petites dimensions soient très sensibles à les variations climatiques et qu'ils puissent donc permettre une prévision anticipée de nouveaux changements du climat de la Terre. D'autre côté il est démontré qu'on ne peut pas établir une corrélation directe parmi les oscillations du climat et celles des glaciers; on peut plutôt faire ce-là seulement après avoir obtenu une connaissance en détail et avoir achever une analyse profonde de tous les facteurs, du planète et de l'endroit, qui vont influencer seulement un glacier, qui se manifeste par ses variations de masse. Chaque glacier, donc, a des caractéristiques propres, qui dépendent par la position géographique, par la conformation du bassin, que l'accueille, et par le profil du substrat dans le secteur de cumul.

Mots clés: *bilan glaciaire, oscillations glaciaires, recul des glaciers, variations climatiques*

Nach dem starken Rückgang der Alpengletscher im Spätglazial und den Schwankungen im Holozän blieben im deutschen Teil der Nördlichen Kalkalpen nur fünf kleine Gletscher erhalten. Bei diesen kann, nach den frührezenten Gletscherhochständen in den letzten Jahrhunderten, ein - nur von kleinen Vorstößen unterbrochener - neuzzeitlicher Rückgang beobachtet werden. Bei Fortsetzung des gegenwärtigen Trends muß mit einem gänzlichen Verlust der Gletscherreste in naher Zukunft gerechnet werden. Von kleinen Gletschern wird angenommen, daß sie besonders empfindlich auf Klimaschwankungen reagieren und daraus auf beginnende Klimaänderungen geschlossen werden kann. Es hat sich aber gezeigt, daß eine direkte Korrelation zwischen Klima- und Gletscherschwankungen nicht zu erkennen ist. Durch seine topographische Lage, die Form des Gletscherbettes und das Relief des Nährgebietes besitzt jeder Gletscher ein Eigenleben (Individualität). Erst die genaue Kenntnis und Analyse aller den Gletscher beeinflussenden Faktoren, die sich im Gletscherhaushalt manifestieren, lassen Aussagen über Klimaänderungen möglich erscheinen.

Schlüsselwörter: *Gletscherhaushalt, Gletscherschwankungen, Gletscherschwund, Klimaänderungen*

TERRA GLACIÁLIS... AL “FINIS TERRAE”

Patagonia celebrativa: il Ghiacciaio Perito Moreno

INTRODUZIONE

Triste destino quello dei glaciologi italiani ed europei. Anno dopo anno vedono gli oggetti dei propri studi sempre più malridotti. Fronti che arretrano, ritmi di ablazione nettamente superiori a quelli di accumulo, stagioni dal clima sfasato che certo non favoriscono la conservazione delle masse glaciali. Ogni anno, con il lumicino, essi cercano anche la più piccola traccia che possa far ipotizzare un'inversione di rotta, accontentandosi di gioire per la scoperta di quei pochi apparati che, in controtendenza grazie a microclimi locali, riescono ad avanzare in questo fine millennio, glaciologicamente parlando, di sofferenza. Forse sarà anche per questi motivi che si rimane sempre affascinati dalla vista dei possenti ghiacciai asiatici e americani, al confronto dei quali i nostri sembrano solo piccole vedrette.

In queste note si parlerà di un ghiacciaio andino, il Perito Moreno, gioiello della Cordigliera Meridionale, probabilmente la più bella tra quelle che compongono la catena montuosa delle Ande, luogo remoto ma ben conosciuto dagli “occidentali”: quattro secoli di esplorazione, da Magellano a Padre De Agostini, seguiti dai flussi migratori del Novecento (soprattutto inglesi, gallesi, italiani, spagnoli) e infine dalla pura avventura.



Foto 1: la fronte del Ghiacciaio Perito Moreno e parte della lingua di sbocco. In primo piano sono visibili i grandi blocchi di ghiaccio frantumato che galleggiano sulle acque del Lago Argentino. (Bellet-De Martin, 1998).

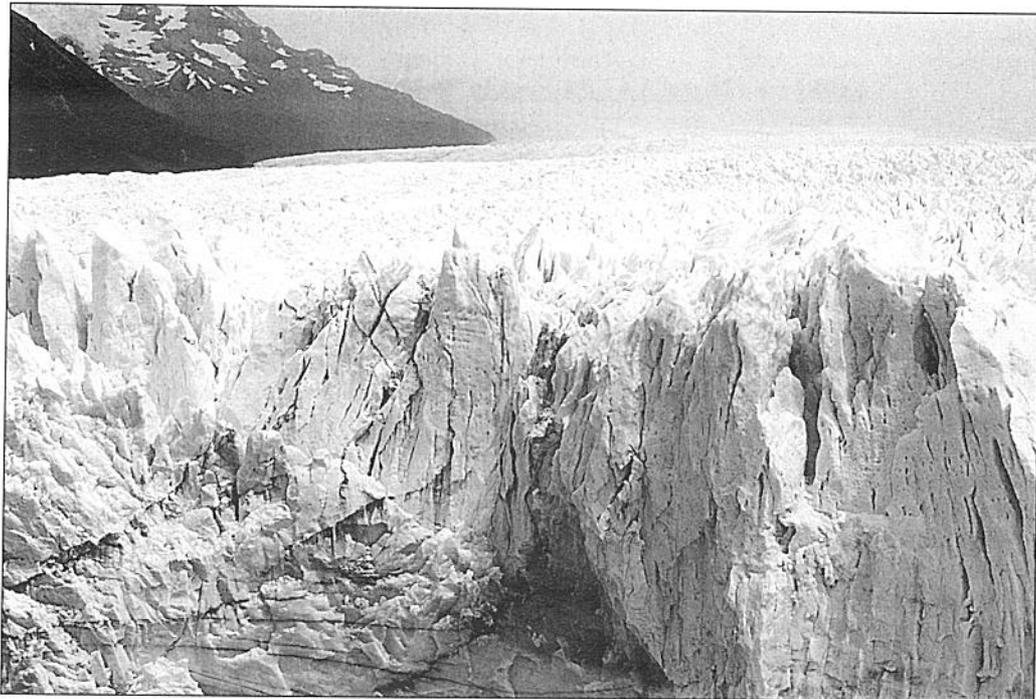


Foto 2: l'immensa lingua del Perito Moreno è solcata da innumerevoli, profondi crepacci, disposti lungo tutte le direzioni, frutto dell'incessante movimento della massa ghiacciata. (Bellet-De Martin, 1998).

Sulle vette della Cordigliera, che delineano il confine naturale tra Cile e Argentina, sono state scritte infatti alcune delle pagine più significative dell'alpinismo contemporaneo: Cerro Torre, Fitz Roy, Torre Egger e Torri del Paine sono solo alcune delle cime, le più note, che hanno contribuito a rendere le Ande patagoniche uno dei luoghi più visitati della Terra. Al fascino di queste contrade contribuisce in maniera considerevole il contrasto geologico, naturalistico ed estetico tra tali sentinelle di granito, stagliate contro il cielo (e che cielo!), e gli imponenti ghiacciai che scendono a valle, verso le *pampas*, lambendo le foreste sferzate dal vento australe. Ed è il clima particolare uno degli elementi che più caratterizzano il territorio patagonico. La vicinanza con l'Oceano Pacifico, la modesta altezza delle vette (poco più di 3000 metri), i venti freddi di origine antartica (il continente gelato non è molto distante: si faccia conto di vivere a Berlino e di avere il limite dei ghiacci polari a metà della Penisola Scandinava), sono i fattori che determinano continui mutamenti meteorologici e precipitazioni frequenti. Le perturbazioni, poi, dirigendosi verso Est e la costa atlantica, divengono vere e proprie bufere di vento che spazzano la Patagonia argentina, influenzando sui caratteri del paesaggio e in particolare sulla vegetazione.

IL CLIMA PATAGONICO

In effetti, le Ande Patagoniche Australi subiscono l'azione di due centri-motori meteorologici principali. Il primo, locale, è la zona di bassa pressione che staziona d'estate sulla *pampa* argentina: essa si origina per il riscaldamento dell'aria dovuto all'irraggiamento solare delle vaste distese pianeggianti poste a oriente della catena e produce un potente e costante richiamo di

masse d'aria provenienti da quadranti diversi. Così, da novembre ad aprile soffia incessante il vento patagonico, che è sempre molto teso (60/100 km/h) e può raggiungere anche i 200 km/h sugli altipiani gelati dello Hielo Patagonico. D'inverno, invece, non sono infrequenti lunghi periodi di calma assoluta.

Il secondo elemento è costituito dal fronte polare australe, che convoglia sulla Cordigliera masse di aria fredda che hanno avuto tutto il tempo di umidificarsi passando al di sopra di migliaia di chilometri di oceano. Queste correnti da W e SW, attive in ogni stagione, si condensano al contatto con la catena montuosa, disposta in direzione N-S: le precipitazioni più estese e persistenti coinvolgono il versante occidentale delle Ande Patagoniche e gli immensi acrocori ghiacciati che ne costituiscono la sommità. Alcune fonti parlano di 4000 mm di pioggia, su base annua, in estesi settori della costa cilena, valori che possono essere definiti "monsonici". Dalla parte opposta, in Argentina, l'aria invece scende secca e la piovosità annua supera raramente i 500 mm, anche se, dove le montagne presentano ampie depressioni trasversali di quota non elevata, le perturbazioni di provenienza occidentale possono sconfinare per decine di chilometri. L'orografia, quindi, è all'origine di quelle differenze microclimatiche tra i diversi settori della catena che i frequentatori della Patagonia ben conoscono, e può inoltre spiegare come sia molto raro il fenomeno favonico (föhn), che si genera solo d'inverno per le correnti da NW. In definitiva, il "tempo patagonico" estivo, quello che vede impegnati gli alpinisti e gli escursionisti, è molto ventoso e soggetto a repentini mutamenti. Le previsioni meteorologiche sono quindi sempre assai ardue. Consolano l'aria tersissima e le luci vivide.

Sul versante argentino, il limite nivale stagionale si situa tra i 1200 e i 1500 metri, mentre la vegetazione raramente giunge oltre i 1000 m di quota.

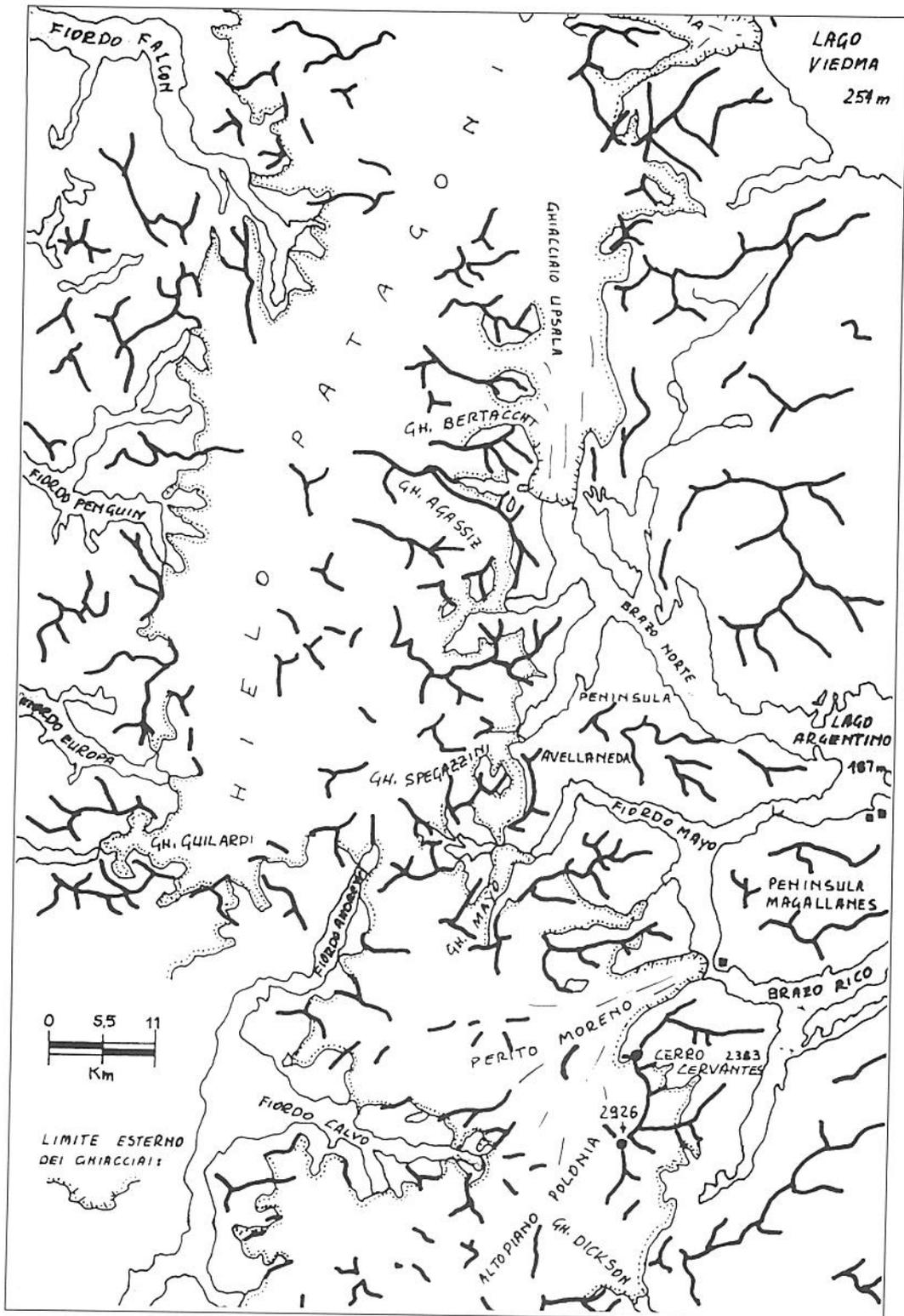
I GHIACCIAI: LO HIELO PATAGONICO

Le basse temperature e la latitudine hanno favorito, nei secoli, la conservazione di vasti ghiacciai che ancora oggi occupano la sommità dalla Cordillera e ne defluiscono lungo ampie vallate. Parlare semplicemente di ghiacciai è un po' riduttivo: lo *Hielo Patagonico* o *Hielo Continental* costituisce un tipo particolare di *ice-cap*, cioè di una calotta di superficie inferiore ai 50.000 km² (Selby, 1985) e si presenta come un mare di ghiaccio lungo circa 550 km, residuo di quella che fu la calotta antartica durante la glaciazione di Würm. In effetti, esso è formato da due masse distinte, separate dal Canal Baker (48° S); la sua quota media, pur con qualche differenza tra i diversi settori, si pone a circa 1500 m, mentre il rilievo montuoso raggiunge i 4000 m con il solo Cerro S. Valentin (4058) e, altrove, raramente i 3500 m. I $\frac{3}{4}$ dell'area dello Hielo Patagonico appartengono al territorio cileno.

La calotta settentrionale, denominata *Hielo Patagonico Norte*, si estende su una superficie di 4400 km², è lunga circa 130 km e presenta una larghezza massima di oltre 70. Bordata a oriente dal Lago Buenos Aires e da altri grandi invasi, ospita la montagna più elevata della regione (il già citato Cerro S. Valentin) e raggiunge l'Oceano Pacifico con due ghiacciai di sbocco, il San Tadeo e il San Rafael, di cui il secondo è celebrata meta turistica (Laguna degli Elefanti).

Lo *Hielo Patagonico Sur* è molto più esteso in lunghezza (405-440 km) e per attraversarlo, nel punto più largo, bisogna percorrere circa 90 km. La superficie ammonta a ben 13.500 km². Nel suo settore settentrionale, affacciate sulla pampa argentina, svettano le mitiche guglie del Gruppo Torre-Fitz Roy, alle cui spalle, verso Ovest, si innalzano il Volcan Lautaro (3380 m) e il Cerro Moreno (3536 m), quest'ultimo massima elevazione della zona. Il lato occidentale della catena è profondamente inciso dai fiordi dell'Oceano Pacifico, lunghi anche centinaia di chilometri. Questo intimo rapporto con il mare è una delle caratteristiche dello Hielo Patagonico: le colate cilene sono gli unici ghiacciai temperati, non polari, che vi si immergono.

Sul versante argentino il corrispettivo dei fiordi è dato da centinaia di laghi pedemontani, alcuni di dimensioni enormi: su tutti il Lago Argentino, che si espande con i suoi numerosi rami per 560 km² (1,5 volte il Lago di Garda) e il Lago Viedma.



Nei pressi dei bacini di accumulo dei Ghiacciai Spegazzini e Mayo, le acque dolci del Fiordo Mayo distano solo 10 km in linea d'aria dall'Oceano Pacifico (Fiordo Andrew): è questo il punto più stretto dello Hielo Patagonico e della intera catena andina.

Procedendo verso Sud, la quota media del rilievo decresce gradualmente. Le montagne attorno al Ghiacciaio Perito Moreno non arrivano a 3000 m. Ciò non impedisce lo sviluppo dello Hielo Patagonico sino al 52° Parallelo dove, nei pressi del Cerro Balmaceda, ha termine.

La copertura glaciale sommitale non conosce soluzioni di continuità: è formata dalla coalescenza di grandi altipiani e di cupole gelate, collegati tra loro da vastissimi corridoi, larghi anche decine di chilometri. Il substrato roccioso si dispone in numerose catene subparallele, più elevate ed articolate a oriente, alcune delle quali emergono al centro della distesa gelata (Cerro Moreno). Non si tratta quindi di una vera e propria calotta, ma di un tratto andino interessato da una glaciazione di dimensioni quaternarie. Le lingue di sbocco orientali, analogamente a quelle cilene, terminano in acqua, galleggiando sulla superficie dei laghi argentini, posti a circa 200 m di quota. Alcune sono memorabili: il Ghiacciaio Upsala è lungo più di 30 km e largo sino a 12, mentre il Ghiacciaio Viedma è solo di poco più piccolo.

Il clima locale produce su questi ghiacciai una alimentazione diretta pressoché continua, che permette di compensare l'ablazione che, giova ricordarlo, per gli apparati di maggiori dimensioni è dovuta sia alla fusione estiva sia al *calving* (è la perdita di massa conseguente al distacco di porzioni della fronte per effetto del galleggiamento sull'acqua).

IL GHIACCIAIO PERITO MORENO

In uno dei rami del Lago Argentino, il Brazo Rico, si immerge la fronte del Ghiacciaio Perito Moreno. Questa immensa distesa gelata drena, tramite il corridoio dell'Altopiano Polonia, parte del settore meridionale dello Hielo Patagonico Sur, di cui, in effetti, costituisce uno degli sbocchi principali. Inoltre possiede un proprio bacino di accumulo inferiore largo quasi 30 km. In totale, la colata copre una superficie di 195 km² (è quindi dieci volte più grande del Ghiacciaio dell'Adamello, il più vasto delle Alpi Italiane).

La candida lingua valliva terminale, di straordinario impatto visivo per l'imponenza della massa e per la superficie tormentata da un numero infinito di guglie di ghiaccio, si estende per circa 15 km ed è larga 4. La fronte galleggia sull'acqua per molte centinaia di metri e presenta una falesia che nei punti più alti tocca i 60 metri di altezza. Il nome del ghiacciaio vuole ricordare il generale Francisco, esploratore e "perito" del governo argentino nella annosa questione dei confini con il Cile. Il ghiacciaio si trova all'interno del Parque Nacional de los Glaciares, che comprende un vasto territorio montuoso in gran parte coperto dalle lingue di 13 colate glaciali. Esteso su 4460 km², l'ente è patrimonio mondiale dell'UNESCO dal 1982.

La fronte del Perito Moreno dista soli 60 km dalla città più vicina, El Calafate. Tale comodità di accesso contribuisce in misura notevole al mantenimento della fama di questo monumento della natura. Fama per altro non usurpata. Non sono poche, infatti, le attrattive che esso sa offrire: il movimento incessante della colata provoca un gran numero di crolli, che si susseguono senza interruzioni nel corso del giorno e della notte. Blocchi e pinnacoli si staccano dalla parete frontale, generando giganteschi iceberg che, galleggianti sulla superficie del lago, vanno poi alla deriva.

Altri ghiacciai patagonici presentano però simili caratteristiche, come ad esempio il Ghiacciaio San Rafael, disteso sulle sponde dell'omonimo fiordo. Ma nessuno genera quel fenomeno unico che è il *desprendimiento* (rottura): di che si tratta?

Nella pagina a fianco: schema cartografico del settore centrale dello Hielo Patagonico Sur. Sulla destra il versante argentino, con i grandi laghi pedemontani; a sinistra i fiordi del versante cileno. (da Buscaini G., Meltzeltin, Patagonia, 1987, ridisegnato).

La potente lingua glaciale, una delle poche al mondo, tra quelle dei ghiacciai temperati, che continui ad avanzare, raggiunge periodicamente la sponda rocciosa opposta, provocando lo sbarramento del Brazo Rico del Lago Argentino. Questa temporanea diga naturale blocca il deflusso delle acque da Sud, con un conseguente, rapido innalzamento del livello dell'invaso, che supera di 8-20 m quello del ramo a valle. La massa liquida esercita così una pressione sempre più forte sulla fronte. Il ghiaccio si fonde nella parte immersa e, quando il carico raggiunge il punto di rottura, si verifica una vera e propria esplosione dell'argine di ghiaccio. Il fenomeno è iniziato nel 1939 e da allora ha avuto luogo ogni quattro-cinque anni; dal 1988 non si è invece più verificato, nonostante l'apparente, continua avanzata della colata. La speranza è che ciò non costituisca il segnale di una possibile inversione di tendenza. Dubbio, questo, che non intacca il fascino del Perito Moreno: per gli studiosi di glaciologia e, più in generale, per gli amanti degli ambienti montani, questo ghiacciaio rimane una tra le mete più ambite.

ITINERARIO DI VISITA: 2.99

IL LAGO ARGENTINO E IL GHIACCIAIO PERITO MORENO

Accesso: dall'Italia, con voli quotidiani di più compagnie e scalo a Buenos Aires. Di qui con voli interni o in pullman sino a Rio Gallegos e poi a El Calafate. Dalla cittadina al ghiacciaio in pullman.

Punti d'appoggio: El Calafate è dotata di alberghi e ostelli, usufruibili per 20-30 \$ a notte, a seconda della stagione.

Consigliamo: Hospedale del Norte, Cabanas del Sol, Hotel Cerro; Albergó Glaciar (ostello, 13 \$ a notte).

Orari: conviene prevedere circa una settimana, di cui 2 o 3 giorni per il viaggio aereo verso Buenos Aires e ritorno e 2 per il percorso interno al territorio argentino fino al lago. Da uno a tre giorni di permanenza in loco. Con un po' di fortuna possono bastare anche 4 giorni.

Difficoltà: sono quelle tipiche dei viaggi intercontinentali. T sino alla fronte; EE per l'escursione sulla lingua del ghiacciaio.

Dislivello in salita: irrilevante. Il problema sono le distanze, comunque coperte con mezzo meccanico.

Quota massima: a seconda del programma di escursione: in genere non superiore ai 1000 m.

Cartografia: Mappa Zagier and Varuti (1:50.000, contiene tutta la Patagonia).

Guide: Guida Lonely Planet, ed. EDT (in italiano, tratta l'intera Argentina).

Raggiungere l'Argentina dall'Italia è impresa facile ma costosa. Numerose compagnie aeree, compresa l'Alitalia, volano su Buenos Aires con frequenza giornaliera, a un prezzo oscillante tra 1,5 e 2 milioni di lire. Da Buenos Aires si può raggiungere la Patagonia sia via terra sia con i voli interni. Tutti i collegamenti pubblici hanno come capolinea Rio Gallegos, capoluogo della Patagonia argentina, cittadina industriale "di frontiera", priva di particolari attrattive, ma indispensabile punto di partenza per gli itinerari patagonici e verso la Terra del Fuoco. A Rio Gallegos, per raggiungere in pullman El Calafate, si può scegliere tra le diverse alternative offerte dagli uffici turistici locali, in genere con tre fasce orarie di partenze quotidiane: il tragitto è di 320 Km e dura circa 4 ore. Il percorso rettilineo attraversa gli spazi infiniti della pianura patagonica: paesaggi aridi, spazzati da venti gelidi, vegetazione simile a quella dei deserti continentali. Un panorama decisamente monotono, ma che suscita una profonda sensazione di libertà, soprattutto se paragonato a quello della nostra quotidianità. El Calafate (il nome deriva da quello di un tipico arbusto della pampa argentina), posto a un'altitudine di 150 m s.l.m., è l'ultimo centro abitato che si incontra prima di entrare nella regione andina, e si trova nei pressi dei confini perimetrali del Parque Nacional de los Glaciares. Per visitare il Ghiacciaio Perito Moreno e il parco è necessario affidarsi a un'agenzia di viaggio o a guide locali (è praticamente impossibile il viaggio individuale, a meno di avere a disposizione mezzi privati o di fare riferimento a spedizioni organizzate). Le agenzie offrono il trasporto di andata e ritorno in autobus fino al ghiacciaio e una guida di accompagnamento bilingue (spagnolo e inglese) al costo di circa 40 dollari (70 mila lire), cui vanno aggiunti 3 dollari per l'ingresso al parco nazionale. Giunti al ghiacciaio, diverse sono le possibilità per una visita ravvicinata:

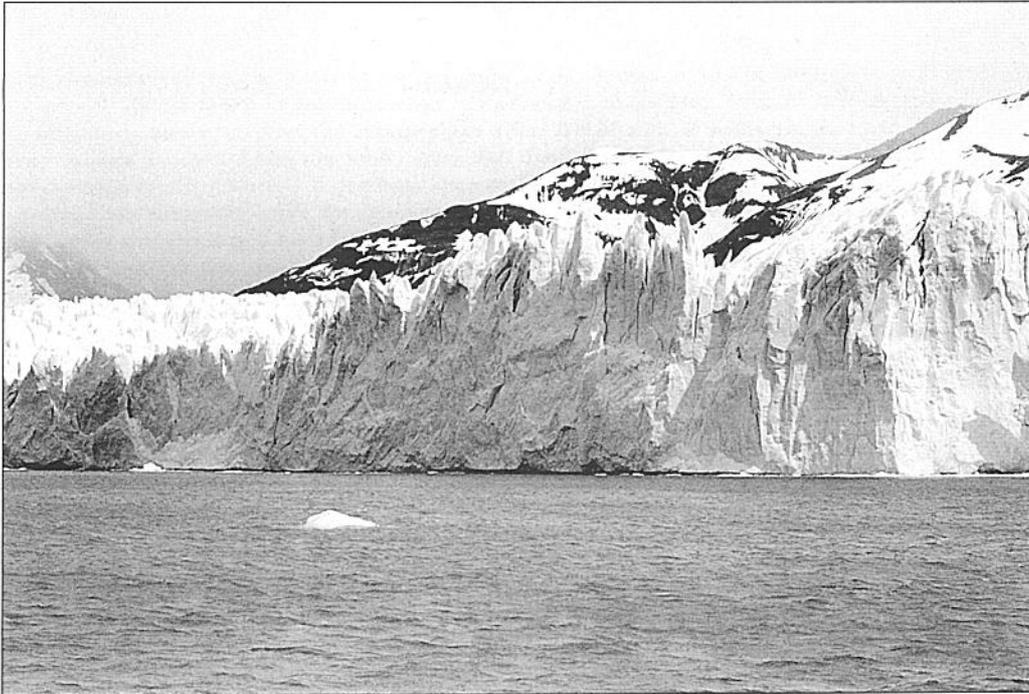


Foto 3: la falesia frontale vista dalla sponda del Brazo Rico del Lago Argentino. Le guglie di ghiaccio si innalzano per oltre 60 m sul livello dell'acqua. (Bellet-De Martin, 1998).

- via lago, al costo di 25 dollari (40 mila lire), si può arrivare a pochi metri dalla falesia frontale (comunque entro un limite di sicurezza) a bordo di piccole lance e assistere da vicino ai crolli dei blocchi di ghiaccio; a questa distanza si possono cogliere anche le forme particolari assunte dai pinnacoli di ghiaccio, vere e proprie sculture naturali, di effimera durata.

- si può fare un mini-trekking sulla lingua del ghiacciaio accompagnati da guide locali; gli itinerari proposti non sono impegnativi e l'attrezzatura (picozza, ramponi e corda) è noleggiabile in loco; l'esperienza è appagante, anche se capita non di rado di imbattersi in personaggi assai lontani dall'immagine classica dell'escursionista (certi incontri possono anche risultare deprimenti). Non è consigliabile avventurarsi da soli, senza guida, sulla lingua del Perito Moreno: le continue trasformazioni della superficie, dovute ai vivaci movimenti della colata, provocano l'improvvisa apertura di profondi crepacci, nel contempo stupendi e pericolosi.

- è possibile ammirare il distacco incessante degli iceberg dalla fronte del ghiacciaio rimanendo comodamente seduti su una delle balconate artificiali poste sulle sponde del Brazo Rico. La distanza non inganni: è questo probabilmente il modo migliore per apprezzare le bellezze del Perito Moreno, abbinando alla panoramica di insieme la possibilità di assistere ai fragorosi crolli, con l'emozionante sensazione di avere a che fare con un ghiacciaio "animato".

Si ricorda, infine, che il periodo migliore per recarsi in Patagonia è tra novembre e aprile, durante l'estate australe, anche se parlare di estate a certe latitudini non pare molto appropriato. Buon viaggio!

BIBLIOGRAFIA

Buscaini G., Metzeltin S. (1987) - *Patagonia*, Dall'Oglio Editore.

Chatwin B. (1977) - *In Patagonia*, Adelphi Edizioni s.p.a., Milano, XV edizione, 1999.

Sepulveda L. (1995) - *Patagonia Express, appunti dal sud del mondo*, Feltrinelli Travellers, Milano, 1995.

ABSTRACT

Lo Hielo Patagonico Australe è un residuo di calotta würmiana che ricopre il settore più meridionale della catena andina, tra il 42° e il 50° parallelo Sud. Suddiviso in due settori distinti (Nord e Sud), separati dal Canal Baker, copre una superficie di circa 18.000 km² e rappresenta il più vasto complesso glaciale sito in zona temperata. Verso Ovest, esso raggiunge i fiordi della costa cilena con grandi lingue di sbocco; verso Est, le colate si immergono nel sistema dei laghi pedemontani argentini. Il Ghiacciaio Perito Moreno, con una superficie di 195 km², è uno dei più vasti tra quelli compresi nel Parco Nazionale dei Ghiacciai, comprensorio turistico argentino e patrimonio mondiale dell'UNESCO. La sua lingua, descritta ancora oggi in fase di avanzata, provoca periodicamente lo sbarramento del Brazo Rico, uno dei rami del Lago Argentino, cui sussegue lo spettacolare crollo dell'argine di ghiaccio provvisorio così formatosi. Il fenomeno, iniziato nel 1939, dal 1988 non si è più ripetuto.

Parole chiave: *Hielo Patagonico, Ghiacciaio Perito Moreno*

Hielo Patagonico Australe is a residue of the Würm ice sheets and covers the southernmost sector of the Andes chain between the 42th and 50th parallel South. It is divided into two different sectors (North and South) separated by the Canal Baker, it covers an area of 18.000 km² area and therefore it is the largest glacier unit in a temperate zone. Westwards it reaches the fjords of the Chilean coast with large mouth tongues; eastwards the flows disappear into the Argentinian lake system at the foot of the mountains. The Glacier Perito Moreno (195 km²) is one of the largest among those of the Glaciers National Park, an Argentinian tourist area, which is also world heritage of UNESCO. Its tongue, which today is still advancing, periodically blocks Brazo Rico, a branch of Lago Argentino; this is then followed by the collapse of the temporary ice bank that has previously formed. The phenomenon started in 1939 but has never repeated again since 1988.

Key words: *Hielo Patagonico, Glacier Perito Moreno*

Lo Hielo Patagonico Australe est ce qui reste de la calotte de la glaciation de Würm, qui recouvre la partie la plus méridionale des Andes, entre le 42° et le 50° parallèle Sud. Il est subdivisé en deux morceaux distinctes (Nord e Sud), séparés par le Canal Baker, et il couvre une surface de 18.000 km² à peu près; il représente le glacier le plus complexe placé dans la zone tempérée. À l'Ouest, il rattrape les fiords de la côte du Chili, avec des grandes langues de débouquement; à l'Est, les coulées se jettent aux lacs de l'Argentine. Le Glacier Perito Moreno, avec une surface de 195 km², est un de plus vastes parmi ceux qui sortent dans le Parc National des Glaciers, qui représente une zone touristique de l'Argentine et une richesse mondiale de l'UNESCO. La langue, qui aujourd'hui avance encore, provoque de temps en temps le barrage du Brazo Rico, une des branches du Lac Argentino; il succède l'écroulement extraordinaire de la levée de la glace provisoire, qui c'est formée. Le phénomène, qui a commencé pendant le 1939, du 1989 n'a plus de répétition.

Mots clés: *Hielo Patagonico, Glacier Perito Moreno*

Das Hielo Patagonico Australe ist ein Rest des Würmeispanzers, der den südlichsten Sektor der Andenkette zwischen dem 42en und 50en Südparallelkreis bedeckt. Er ist in zwei verschiedenen Sektoren (Nord und Süd) unterteilt, die vom Canal Baker getrennt sind; er bedeckt eine Oberfläche von 18.000 km² und stellt die größte Gletschereinheit in gemäßigter Zone dar. Nach Westen erreicht er die Fjorden der chilenischen Küste mit großen Mündungszungen; nach Osten verschwinden die Ströme in das argentinische Seesystem, das am Fuße der Bergkette liegt. Der Gletscher Perito Moreno ist mit einer Oberfläche von 195 km² einer der größten im Gletschernationalpark, einem argentinischen touristischen Gebiet, der Weltvermögen von UNESCO ist. Seine Zunge, die noch heute in einer Vorstoßphase ist, sperrt periodisch das Brazo Rico, ein Zweig von Lago Argentino, dem der eindrucksvolle Zusammenbruch des so entstandenen vorläufigen Eisdammes folgt. Das Phänomen begann im Jahr 1939 und hat sich seit 1988 nicht mehr wiederholt.

Schlüsselwörter: *Hielo Patagonico Australe, Gletscher Perito Moreno*

RECENSIONI

G. KAPPENBERGER & J. KERKMANN, *Il Tempo in Montagna (manuale di meteorologia alpina)*, A.I.N.E.V.A., Zanichelli Editore S.p.A., Bologna, 1997, 249 pp., £. 48.000

La capacità di comprensione dei fenomeni meteorologici dell'ambiente montano, così peculiari, e la possibilità pratica di leggere in anticipo i segnali premonitori di un cambiamento radicale del tempo atmosferico, sono argomenti che hanno sempre creato grandi incertezze in chi (escursionisti, alpinisti, sciatori) vuole cimentarsi in una frequentazione consapevole di un terreno di per sé non certo facile. Si pensi, ad esempio, ai bollettini meteorologici di dominio pubblico che, pur attendibili e particolareggiati, possono risultare insufficienti, soprattutto a causa delle innumerevoli diversità climatiche locali tipiche del territorio montuoso. Grazie al superbo lavoro di Giovanni Kappenberger e Jochen Kerkmann, *Il Tempo in Montagna (manuale di meteorologia alpina)*, parte di questo annoso problema può dirsi risolto, o almeno divenire risolvibile.

Il manuale, rimanendo scientificamente esauriente, non si discosta mai da uno stile letterario accessibile, pur essendo l'argomento in questione certamente ostico ai più. L'amante della montagna può quindi trovare, finalmente, risposte precise a fenomeni complessi, migliorando notevolmente le proprie conoscenze.

Nella struttura che accomuna i diversi capitoli, sono inclusi sia la spiegazione tecnica degli eventi meteorologici, corredata dalle necessarie formule matematiche e dall'illustrazione dei metodi di misura, sia costanti *note di colore*, che supportano la comprensione e aiutano la memoria di fissazione ricordando quelli che possono essere gli effetti connessi ai fenomeni specifici: a questo scopo, vengono raccontati alcuni episodi realmente accaduti (a volte con esiti tragici) che recano sullo sfondo il monito a non scordare mai la prudenza come regola comportamentale di base.

Toccando tutti gli argomenti fondamentali della meteorologia (composizione dell'aria, densità e pressione, temperatura, umidità e struttura verticale dell'atmosfera ecc.), si giunge a trattare le tematiche più sentite dal pubblico, in quanto facilmente osservabili, come le nubi e gli eventi che esse preannunciano.

Il fatto di poter disporre di elementi sicuri per ottenere risposte "visive" chiare dal cielo, ad esempio intuendo in anticipo la stabilità o, viceversa, il possibile cambiamento del tempo, semplicemente riconoscendo il tipo di nuvole in arrivo o altri segnali come foschia, direzione delle correnti, intensità del vento, rappresenta sovente la differenza che passa tra il vivere serenamente una giornata all'aria aperta e rischiare la propria incolumità. Ciò vale soprattutto per chi trascorre i fine-settimana nel praticare un escursionismo impegnativo in luoghi selvaggi e solitari.

A monte di tutto ciò si pone ovviamente l'esigenza delle previsioni di tempo, argomento che viene trattato nello specifico con l'esposizione dei meccanismi connessi alla formazione delle depressioni, degli anticloni, delle meteore, e di come essi possano essere studiati e compresi sulla carta. Si entra così nel vivo della meteorologia alpina. Eventi tipici come *sbarramento* e *favonio* (stau e föhn), venti locali con annessi fenomeni temporaleschi, inversioni termiche invernali ed estive, divengono parte del patrimonio culturale dell'appassionato, che a essi impara a dedicare attenzione: la pianificazione delle escursioni e delle ascensioni e, nel corso di esse, le decisioni operative, si arricchiscono di un nuovo elemento di sicurezza, ancora oggi troppo spesso sottovalutato, con non rari, e a questo punto insopportabili, tributi di sciagura.

Questo libro non può mancare nel bagaglio del frequentatore dell'aspro ambiente alpino.

(Giordano Elli)

ABSTRACT

Da circa due anni, è disponibile in Italia un manuale di meteorologia alpina che unisce alla completezza scientifica la chiarezza dell'esposizione un gran numero di notizie e di episodi reali atti all'arricchimento del bagaglio culturale del frequentatore dell'ambiente alpino. Il pregio maggiore dell'opera è quello di rendere accessibile a tutti un argomento tecnicamente difficile: essa risulta quindi di facile lettura e di immediato utilizzo pratico, soprattutto ai fini della sicurezza.

Parola chiave: *meteorologia alpina*

A book on mountain meteorology is available since two years in Italy. It matches scientific completeness with a clear explanation, a lot of information and real events enriching the cultural background of all mountain-goers. The main quality of this work is the easy accessibility for everybody to a technically difficult issue; it is therefore easy to read and can be immediately put into practice especially with regards to security matters.

Key word: *mountain meteorology*

Il y a deux ans qu'en Italie est à disposition un manual de météorologie alpine, qui unit au caractère exhaustif l'exposition très claire, beaucoup de notices et d'épisodes réels qui vont à enrichir le bagage de connaissances des habitués de la montagne. Cette ouvrage a surtout le mérite de rendre accessible à tous un argument par technique difficile: elle donc se révèle facile à la lecture et à l'utilisation pratique, surtout par ce qui concerne la sûreté.

Mot clé: *météorologie alpine*

Seit zwei Jahren in Italien ist ein Lehrbuch der Bergmeteorologie verfügbar: es verbindet die wissenschaftliche Vollständigkeit mit klarem Bericht, vielen Nachrichten und wirklicher Ereignisse, die die Bildung der Berggänger bereichern. Das größte Wert dieses Werkes ist der leichte Zugang für alle zu einem technisch schwierigen Inhalt: es kann deswegen einfach gelesen werden und in die Praxis umgesetzt werden, vor allem im Hinblick auf die Sicherheit.

Schlüsselwörter: *Bergmeteorologie*

RASSEGNA GLACIOLOGICA INTERNAZIONALE

(a cura di Claudio Smiraglia)

La rassegna contiene i contributi scientifici internazionali in materia di glaciologia e scienze applicative connesse pubblicati nell'anno precedente a quello di uscita del presente numero di Terra Glacialis. Vengono inoltre fornite informazioni sintetiche su incontri e convegni di interesse glaciologico di prossima effettuazione. In base a una precisa scelta editoriale, sono esclusi i lavori inerenti lo studio delle valanghe.

1 - EVENTI (1999 – 2001)

Anno 1999

- 7-8 Settembre 1999, Londra (England): *International Conference on the deformation of glacial material* (B.P. Hubbard, email byh@aber.ac.uk)
- 9-12 Settembre 1999, Bormio (Italy): *VIII Convegno Glaciologico Italiano*, organizzato dal Comitato Glaciologico Italiano: "Ghiacciai alpini e modificazioni climatiche" (G. Orombelli email glacialp@alpha.disat.unimi.it)
- 17-22 Settembre 1999, Tolosa (France): *European Research Conference on Polar Regions and Quaternary Climate* (email euresco@esf.org)
- 24-16 Settembre 1999, Valle di Khumbu, Mount Everest (Nepal): *Escursione dell'International Glaciological Society* (Settore Alpi Occidentali) (F. Valla, email francois.valla@grenoble.cemagref.fr)

Anno 2000

- Marzo 2000 (data da decidere), Trento (Italy): *IV Alpine Glaciological Meeting*, organizzato dal Comitato Glaciologico Italiano con la collaborazione della Società Alpinisti Tridentini (C. Smiraglia, email Claudio.Smiraglia@unimi.it)
- 18-23 Giugno, Fairbanks, Alaska (U.S.A.): *International Symposium on Sea ice and its Interactions with the Ocean, Atmosphere and Biosphere* (organizzato dalla International Glaciological Society)

Anno 2001

- 23-27 Luglio 2001, Canterbury (England): *Physics and Chemistry of Ice* (J. Dore, email pcicc@ukc.ac.uk)
- Agosto 2001 (data da decidere), Kangerlussuag, Groenlandia (Denmark): *Ice cores and Climate* (organizzato dalla International Glaciological Society)

2 - BIBLIOGRAFIA GLACIOLOGICA

ANNO 1997 (completamento)

Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria - Vol. 20, 1997

Atti del Convegno Nazionale di Glaciologia Antartica - Padova, 11 - 12 Giugno 1996

- A. **Asioli, L. Langone** - Relazione tra i Foraminiferi planctonici recenti e caratteristiche delle masse d'acqua nel Mare di Ross occidentale (Antartide)
- C. **Barbante, C. Turetta, A. Gambaro, I. Moret, G. Scarponi** - Possibili origini del piombo nella neve recente dell'Antartide orientale
- C. **Baroni, G. Bruschi, J. Lopez-Martinez** - Repertorio della cartografia geomorfologica antartica
- A. **Biasini, P. Osso, M.C. Salvatore** - Schizzo geomorfologico dell'area del Mont Dickason (Terra Vittoria, Antartide) da fotografie aeree
- G. **Brancucci, M. Silvestro** - Analisi delle temperature estreme di Baia Terra Nova, Antartide
- A. **Cagnati** - Alcune osservazioni sulle caratteristiche del manto nevoso nella Terra Vittoria Settentrionale, Antartide
- R. **Caprioli, R. Gragnani, M. Guglielmin, C. Smiraglia, M. Proposito, S. Torcini** - Profili chimici da trincee di neve e carote di nevato superficiale per lo studio dei tassi di accumulo sul Ghiacciaio Campbell (Terra Vittoria Sett.ale, Antartide)
- N. **Corradi, M. Ferrari, R. Ivaldi** - Preme risultanze delle determinazioni sedimentologiche e geotecniche su carote del Joides Basin in relazione alla Grounding Line Pleistocenica
- M. **Dini, A. Longinelli, G. Orombelli, C. Smiraglia** - Composizione isotopica di campioni di neve nella Terra Vittoria Settentrionale (Antartide) e relazioni con i fattori geografici
- C. **Festa, A. Rossi** - Misura della conducibilità termica (Tcm) su carote di ghiaccio. Strumenti e procedure
- R. **Gragnani, S. Torcini** - Metodo di analisi di cromatografia ionica per il monitoraggio dei solfati nelle carote di ghiaccio
- M. **Marsella, L. Vittuari** - Fotogrammetria assistita dal Gps per la produzione di cartografia in Antartide

- T. Guaia, A. Brambati** - Influenza del fattore climatico sulle fluttuazioni granulometriche nella carota ANTA91-8 (Mare di Ross, Antartide)
- M.C. Salvatore, A. Bodesan, M. Meneghel, C. Baroni, G. Orombelli** - Schizzo geomorfologico della zona di Evans Cove (Terra Vittoria, Antartide)

Articoli

- R. Ajassa, A. Biancotti, A. Biasini, G. Brancucci, A. Carton, M.C. Salvatore** - Changes in the number and the area of Italian Alpine glaciers between 1958 and 1989
- R. Bombarda, B. Parisi** - I ghiacciai (vedrette) delle Dolomiti di Brenta: centotrent'anni di frequentazione e di osservaz.
- A. Fiucci, B. Gigante, C. Rossi, C. Smiraglia, O. Veggetti** - Ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso d'Italia). determinazione dello spessore del ghiaccio e della morfologia del substrato mediante radio-echo sounding
- A. Mazza** - La teoria delle onde cinematiche: una priorità della Glaciologia italiana (L. De Marchi, 1895)
- L. Motta, M. Motta** - Struttura del ghiaccio e dinamica del Ghiacciaio degli Jumeaux (Valtournanche, Valle d'Aosta)
- M. Pappalardo, A. Ribolini** - carta geomorfologica della Valle Desertetto (Alpi Marittime) e note illustrative
- M. Pelfini, S. Belloni, G. Rossi, G. Strumia** - Il tempo di risposta del Ghiacciaio del Lys (Valle d'Aosta). Un esempio di indagine dendrogeomorfologica e ambientale
- C. Smiraglia** - Le variazioni oloceniche del Ghiacciaio Yanzigou nel Massiccio del Gongga Shan (Da Xueshan, Cina)
- Note brevi*
- A.V. Cerutti** - Crollo della fronte del Ghiacciaio sommitale delle Grandes Jorasses (Monte Bianco) il 30-31 maggio 1997
- G. Orombelli** - Ardito desio e il Comitato Glaciologico Italiano
- Relazioni della campagna glaciologica 1996* a cura di E. Armando, C. Baroni, G. Zanon- Variazioni dei ghiacciai italiani 1995-96; Settore Piemontese-Valdostano; Settore Lombardo; Settore Triveneto

ANNO 1998

 *Journal of Glaciology - Vol. 44, No. 146*

- M.J. Siegert, J.K. Ridley** - Determining basal ice-sheet conditions in the Dome C region of East Antarctica using satellite radar altimetry and airborne radio-echo sounding
- W. Greuell, R. Bohm** - 2m temperatures along melting mid-latitude glaciers, and implications for the sensitivity of the mass balance to variations in temperature
- C.A. Shuman, R.B. Alley, M.A. Fahnestock, R.A. Bindschadler, J.W.C. White, J. Winterle, J.R. Mc Connell** - Temperature history and accumulation timing for the snow-pack at GISP2, central Greenland
- M.P. Fischer, R.D. Powell** - A simple model for the influence of push-morainal banks on the calving and stability of glacial tidewater termini
- K.G. Partington** - Discrimination of glacier facies using multi-temporal SAR data
- J.B. Brzoska, C. Coléou, B. Lesaffre** - Thin-sectioning of wet snow after flash-freezing
- D. Palacios, J. de Marcos** - Glacial retreat and its geomorphological effects on Mexico's active volcanoes, 1994-95
- J.T. Harper, N.F. Humphrey, W.T. Pfeffer** - Crevasse patterns and the strain-rate tensor: a high-resolution comparison
- R.M. Frolich, C.S.M. Doake** - Synthetic aperture radar interferometry over Rutford Ice Stream Carlson Inlet, Antarctica
- M. Vallon, C. Vincent, L. Reynaud** - Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climate change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France
- T.A. Scambos, M.A. Fahnestock** - improving digital elevation models over ice sheets using AVHRR-based photogrammetry
- A.C. Fowler, E. Schiavi** - A theory of ice-sheet surges
- J.J. Sapiano, W.D. Harrison, K.A. Echelmeyer** - Elevation, volume and terminus changes of nine glaciers in North America
- N.F. Glasser, M.J. Hambrey, K.R. Crawford, M.R. Bennett, D. Huddart** - The structural glaciology of Kongsvegen, Svalbard, and its role in landform genesis
- C.R. Bentley, N. Lord, C. Liu** - Radar reflections reveal a wet bed beneath stagnant Ice Stream C and a frozen bed beneath ridge BC, West Antarctica
- C.R. Bentley** - Rapid sea-level rise from a West Antarctic ice-sheet collapse: a short-term perspective
- B.C. Welch, W.T. Pfeffer, J.T. Harper, N.F. Humphrey** - Mapping subglacial surfaces of temperature valley glaciers by two-pass migration of a radio-echo sounding survey
- Instruments and Methods*
- F. Wilhelms, J. Kipfstuhl, H. Miller, K. Heinloth, J. Firestone** - Precise dielectric profiling of ice cores: a new device with improved guarding and its theory
- E.W. Blake, C.P. Wake, M.D. Gerasimoff** - The ECLIPSE drill: a field-portable intermediate-depth ice-coring drill
- J.M. Casas, F. Sàbat, J.M. Vilaphana, J.M. Parés, D.M. Pomeroy** - A new portable ice-core drilling machine: application to tephra studies
- Correspondence*
- J. Legarsky, A. Wong, T. Akins, S.P. Gogineni** - Detection of hills from radar data in central-northern Greenland
- I.E. Tabacco, A. Passerini, F. Corbelli, M. Gorman** - Determination of the surface and bed topography at Dome C, East Antarctica
- V.S. Zagorodnov** - Comments on "Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in area of high melt" by Roy M. Koerner

R.M. Koerner - Reply to the comments of V.S. Zagorodnov on "Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in area of high melt" by Roy M. Koerner

Journal of Glaciology - Vol. 44, No. 147

- B. Legrésy, F. Rémy - Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet
- C.R. Bentley, J.M. Wahr - Satellite gravity and the mass balance of the Antarctic ice sheet
- A.M. Bazhev, O. Rototaeva, J. Heintzenberg, M. Stenberg, J.F. Pinglot - Physical and chemical studies in the region of the southern slope of Mount Elbrus, Caucasus
- H. Engelhardt, B. Kamb - Basal sliding of Ice Stream B, West Antarctica
- J. Oerlemans, W.H. Knap - A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland
- R.J. Braithwaite, T. Konzelmann, C. Marty, O.B. Olesen - Reconnaissance study of glacier energy balance in North Greenland, 1993-94
- M. Lepparanta, Y. Sun, J. Haapala - Comparisons of sea-ice velocity fields from ERS-1 SAR and a dynamic model
- T. Murray, J.A. Dowdeswell, D.J. Drewry, I. Frearson - Geometric evolution and ice dynamics during a surge of Bakaninbreen, Svalbard
- K.M. Cuffey, E. J. Steig - Isotopic diffusion in polar firn: implications for interpretation of seasonal climate parameters in ice-core records, with emphasis on central Greenland
- R.C.A. Hindmarsh - The stability of a viscous till sheet coupled with ice flow, considered at wavelengths less than the ice thickness
- R.C.A. Hindmarsh - Drumlinization and drumlin-forming instabilities: viscous till mechanisms
- J.G. Cogley, W.P. Adams - Mass balance of glaciers other than the ice sheets
- L. Arnaud, M. Gay, J.M. Barnola, P. Duval - Imaging of firn and bubbly ice in coaxial reflected light: a new technique for the characterization of these porous media
- B.T. Rabus, K.A. Echelmeyer - The mass balance of McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, U.S.A.; its regional relevance and implications for climate change in the Arctic
- M.S. Cao - Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains
- B. Hanson, R. LeB. Hooke, E.M. Grace Jr. - Short-term velocity and water-pressure variations down-glacier from a riegel, Storglaciären, Sweden
- A. Hubbard, H. Blatter, P. Nienow, D. Mair, B. Hubbard - Comparison of a three-dimensional model for glacier flow with field data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland
- M. Truffer, A. Iken - The sliding velocity over a sinusoidal bed at high water pressure
- J. Wallinga, R.S.W. van de Wal - Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change: experiments with a one-dimensional flowline model
- K. Melvold, J.O. Hagen - Evolution of a surge-type glacier in its quiescent phase: Kongsvegen, Spitsbergen, 1964-95
- E. Rignot, D.R. MacAyeal - Ice-shelf dynamics near the front of the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, revealed by SAR interferometry
- E. Rignot, D.R. MacAyeal, C.L. Hulbe - Ice-shelf dynamics near the front of the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, revealed by SAR interferometry: model/interferogram comparison
- Instruments and Methods*
- B. Hubbard, A. Binley, L. Slater, R. Middleton, B. Kulesa - Inter-borehole electrical resistivity imaging of englacial drainage

Journal of Glaciology - Vol. 44, No. 148

- G.S. Wilson, D.M. Harwood, R.A. Askin, R.H. Levy - Late Neogene Sirius Group strata in Reedy Valley, Antarctica: a multiple-resolution record of climate, ice-sheet and sea-level
- J. Colinge, H. Blatter - Stress & velocity fields in glaciers: Part I. Finite-difference schemes for higher-order glacier models
- H. Blatter, G.K. Clarke, J. Colinge - Stress and velocity fields in glaciers: Part II. Sliding and basal stress distribution
- J.F. Nye - Diffusion of isotopes in the annual layers of ice sheets
- E. Rignot - Hinge-line migration of Petermann Cletscher, north Greenland, detected using satellite-radar interferometry
- E.M. Arons, S.C. Colbeck, J.M.N.T. Gray - Depth-hoar growth rate near a rocky outcrop
- P.M. Cutler - Modelling the evolution of subglacial tunnels due to varying water input
- G.E. Liston, M. Sturm - A snow-transport model for complex terrain
- U.H. Fischer, N.R. Iverson, B. Hanson, R. LeB. Hooke, P. Jansson - Estimation of hydraulic properties of subglacial till from ploughmeter measurements
- W. Abdalati, K. Steffen - Accumulation & hoar effects on microwave emission on the Greenland ice-sheet dry-snow zones
- D.R. Fatland, C.S. Lingle - Analysis of the 1993-95 Bering Glacier (Alaska) surge using differential SAR interferometry
- D.E. Lawson, J.C. Strasser, E.B. Evenson, R.B. Alley, G.J. Larson, S.A. Arcone - Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice. I. Field evidence
- D.E. Lawson, J.C. Strasser, E.B. Evenson, R.B. Alley, G.J. Larson, S.A. Arcone - Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice. II. Theory
- G. Aalgeirsdóttir, K.A. Echelmeyer, W.D. Harrison - Elevation and volume changes on the Harding Icefield, Alaska

- R.J. Braithwaite, T. Konzmann, C. Marty, O.B. Olesen - Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993-94, and their implications for glacier climate studies
- R.C.A. Hindmarsh - Ice-stream surface texture, sticky spots, waves and breathers: the coupled flow of ice, till and water
- W.D. Harrison, K.A. Echelmeyer, C.F. Larsen - Measurement of temperature in a margin of Ice Stream B. Antarctica: implications for margin migration and lateral drag
- G. Haardeng-Pedersen, K. Keller, C.C. Tscherning, N. Gundestrup - Modelling the signature of a transponder in altimeter return data and determination of the reflection surface of the ice cap near the GRIP camp, Greenland
- N.R. Iverson, T.S. Hooyer, R.W. Baker - Ring-shear studies of till deformation: Coulomb-plastic behavior and distributed strain in glacier beds
- N.A. Nereson, C.F. Raymond, E.D. Waddington, R.W. Jacobel - Recent migration of Siple Dome ice divide, West Antarctica
- R.H. Thomas, B.M. Csath*, S. Gogineni, K.C. Jezek, K. Kuivinen - Thickening of the western part of the Greenland ice sheet
- Instruments and Methods*
- S. Gogineni, T. Chuah, C. Allen, K. Jezek, R.K. Moore - An improved coherent radar depth sounder
- Correspondence*
- L. Jun, T.H. Jacka - Horizontal shear rate of ice initially exhibiting vertical compression fabrics
- V. Morgan, A. Elcheikh, R. Brand - Technique for improving core quality in intermediate-depth drilling
- W.G. Rees - A rapid method for measuring snow surface profiles

Annals of Glaciology - Vol. 27, 1998

"Papers from the International Symposium on Antarctica and Global Change: Interactions and Impacts". Hobart, 1997

- D.G. Vaughan, J.L. Bamber - Identifying areas and low-profile ice sheet and outcrop damming in the Antarctic ice sheet by ERS-1 satellite altimetry
- C.S. Lingle, D.N. Covey - Elevation changes on the East Antarctic ice sheet, 1978-93, from satellite radar altimetry: a preliminary assessment
- H.A. Phillips, I. Allison, R. Coleman, G. Hyland, P.J. Morgan, N.W. Young - Comparison of ERS satellite radar altimeter heights with GPS-derived heights of the Amery Ice Shelf, East Antarctica
- E. Rignot - Radar interferometry detection of hinge-line migration on Rutford Ice Stream and Carlson Inlet, Antarctica
- J.G. Ferrigno, R.S. Williams, Jr, C.E. Rosanova, B.K. Lucchitta, C. Swithinbank - Analysis of coastal change in Marie Byrd Land and Ellsworth Land, West Antarctica, using Landsat imagery
- B.K. Lucchitta, C.E. Rosanova - Retreat of northern margins of George VI and Wilkins Ice Shelves, Antarctic Peninsula
- C.E. Rosanova, B.K. Lucchitta, J.G. Ferrigno - Velocities of Thwaites Glacier and smaller glaciers along the Marie Byrd Land coast, West Antarctica
- M. Frezzotti, A. Capra, L. Vittuari - Comparison between glacier ice velocities inferred from GPS and sequential satellite images
- T.A. Scambos, N.A. Nereson, M.A. Fahnestock - Detailed topography of Roosevelt Island & Siple Dome, West Antarctica
- N.W. Young, D. Turner, G. Hyland, R.N. Williams - Near-coastal iceberg distributions in East Antarctica, 50-145° E
- M.J.M. Williams, R.C. Warner, W.F. Budd - The effects of ocean warming on melting and ocean circulation under the Amery Ice Shelf, East Antarctica
- F. Remy, B. Legresy - Antarctic non-stationary signals derived from Seasat-ERS-1 altimetry comparison
- H. Rott, W. Rack, T. Nagler, P. Skvarca - Climatically induced retreat and collapse of northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula
- H.J.R. Keys, S.S. Jacobs, L.W. Brigham - Continued northward expansion of the Ross Ice Shelf, Antarctica
- K. Grosfeld, R. Gerdes - Circulation beneath the Filchner Ice Shelf, Antarctica, and its sensitivity to changes in the oceanic environment: a case-study
- W. Jiahong, K. Jiancheng, H. Jiankang, X. Zichu, L. Leibao, W. Dali - Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica
- C. Hjort, S. Bjorck, O. Ingolfsson, P. Moller - Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern Hemispheres
- A.M. Smith, D.G. Vaughan, C.S.M. Doake, A.C. Johnson - Surface lowering of the ice ramp at Rothera Point, Antarctic Peninsula, in response to regional climate change
- T.J. Chinn - Recent fluctuations of the Dry Valleys glaciers, McMurdo Sound, Antarctica
- G.S. Hamilton, I.M. Whillans, P.J. Morgan - First point measurements of ice-sheet thickness change in Antarctica
- G. Casassa, H.H. Brecher, C. Cardenas, A. Rivera - Mass balance of the Antarctic ice sheet at Patriot Hills
- V. Morgan, T.D. van Ommen, A. Elcheikh, L. Jun - Variations in shear deformation rate with depth at Dome Summit South, Law Dome, East Antarctica
- S.F. Price, I.M. Whillans - Delineation of a catchment boundary using velocity and elevation measurements
- G.H. Gudmundsson, C.F. Raymond, R. Bindshadler - The origin and longevity of flow stripes on Antarctic ice streams
- W.F. Budd, B. Coustts, R.C. Warner - Modelling the Antarctic and Northern Hemisphere ice-sheet changes with global climate through the glacial cycle
- R.C. Warner, W.F. Budd - Modelling the long-term response of the Antarctic ice sheet to global warming
- R. Calov, I. Marsiat - Simulations of the Northern Hemisphere through the last glacial-interglacial cycle with a vertically integrated and a three-dimensional thermomechanical ice-sheet model coupled to a climate model

- H.A. Phillips - Surface meltstreams on the Amery Ice Shelf, East Antarctica
- C.L. Hulbe, E. Rignot, D.R. MacAueal - Comparison of ice-shelf creep flow simulations with ice-front motion of Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, detected by SAR interferometry
- C.S. Lingle, E.N. Troshina - Relative magnitudes of shear and longitudinal strain rates in the inland Antarctic ice sheet, and response to increasing accumulation
- W.L. Wang, R.C. Warner - Simulation of the influence of ice rheology on velocity profiles and ice-sheet mass balance
- R. Calov, A. Savvin, R. Greve, I. Hansen, K. Hutter - Simulation of the Antarctic ice sheet with a three-dimensional polythermal ice-sheet model, in support of the EPICA project
- N.A. Nereson, R.C.A. Hindmarsh, C.F. Raymond - Sensitivity of the divide position at Siple Dome, West Antarctica, to boundary forcing
- V. Maggi, G. Orombelli, B. Stenni, O. Flora, R. Uditi, S. Becagli, R. Traversi, S. Vermigli, J.R. Petit - 70 years of northern Victoria Land (Antarctica) accumulation rate
- D.H. Bromwich, R.I. Cullather, M.L. Van Woert - Antarctic precipitation and its contribution to the global sea-level budget
- E.R. Venteris, I.M. Whillans - Variability of accumulation rate in the catchments of Ice Stream B, C, D and E, Antarctica
- K. Melvold, J.O. Hagen, J.F. Pinglot, N. Gundestrup - Large spatial variation in accumulation rate in Jutulstraumen ice stream, Dronning Maud Land, Antarctica
- M. Craven, I. Allison - Firnification and the effects of wind-packing on Antarctic snow
- I.N. Smith, W.F. Budd, P. Reid - Model estimates of Antarctic accumulation rates and their relationship to temperature changes
- R. Bintanja - The contribution of snowdrift sublimation to the surface mass balance of Antarctica
- M. Canals, F. Estrada, R. Urgeles, GEBRAP 96/97 Team - Very high-resolution seismic definition of glacial and postglacial sediment bodies in the continental shelves of the northern Trinity Peninsula region, Antarctica
- M. Canals, R. Urgeles, F. Estrada, GEBRAP 96/97 Team - Internal structure and seismic facies of the deep-water sediment drifts off northern Graham Land Antarctica: results from a very high-resolutions survey
- P.N. Sedwick, P.T. Harris, L.G. Robertson, G.M. McMurtry, M.D. Cremer, P. Robison - A geochemical study of marine sediments from the Mac. Robertson shelf, East Antarctica: initial results and palaeoenvironmental implications
- A. Nishimura, T. Nakasone, C. Hiramatsu, M. Tanahashi - Late Quaternary palaeoenvironmental of the Ross Sea continental shelf, Antarctica
- E.W. Domack, P.T. Harris - A new depositional model for ice shelves, based upon sediment cores from the Ross Sea and Mac. Robertson shelf, Antarctica
- S.G. Moreton, J.L. Smellie - Identification and correlation of distal tephra layers in deep-sea sediment cores, Scotia Sea, Antarctica
- S. Passchier, A.L.L.M. Verbers, F.M. van der Wateren, F.J.M. Vermeulen - Provenance, geochemistry and grain-sizes of glaciogenic sediments, including the Sirius Group, and Late Cenozoic glacial history of the southern Prince Albert Mountains, Victoria Land, Antarctica
- H. Miura, K. Moriwaki, H. Maemoku, K. Hirakawa - Fluctuations of the East Antarctic ice-sheet margin since the last glaciation from stratigraphy of raised beach deposits along the Soya Coast
- L.H. Burckle, R. Mortlock - Sea-ice extent in the Southern Ocean during the Last Glacial Maximum: another approach to the problem
- E.J. Steig, C.P.Hart, J.W.C. White, W.L.Cunningham, M.D. Davis, E.S. Saltzman - Changes in climate, ocean and ice-sheet conditions in the Ross embayment, Antarctica, at 6 ka
- U. Mokolajewicz - Effect of meltwater input from the Antarctic ice sheet on the thermohaline circulation
- R. Souchez, A. Khazendar, D. Ronveaux, J.L. Tison - Freezing at the grounding line in the East Antarctica: possible implications for sediment export efficiency
- C. Zweck - Glacial isostasy and the crustal structure of Antarctica
- F. Pattyn, H. Decleir - Ice dynamics near Antarctic marginal mountain ranges: implications for interpreting the glacial-geological evidence
- Dome-F Deep Coring Group - Deep ice-core drilling at Dome Fuji and glaciological studies in east Dronning Maud Land, Antarctica
- Dome-F Ice Core Research Group - Preliminary investigation of paleoclimate signals recorded in the ice core from Dome Fuji station, east Dronning Maud Land, Antarctica
- L. Jun, T.H. Jacka, V. Morgan - Crystal-size and microparticle record in the ice core from Dome Summit South, Law Dome, East Antarctica
- K.J.R. Rosman, W. Chisholm, C.F. Boutron, S. Hong, R. Edwards, V. Morgan, P.N. Sedwick - Lead isotopes and selected metals in ice from Law Dome, Antarctica
- V. Maggi, J.R. Petit - Atmospheric dust concentration record from the Hercules N,v, firn core, northern Victoria Land, Antarctica
- M.J. Siegert, R. Hodgins, J.A. Dowdeswell - Internal radio-echo layering at Vostok station, Antarctica, as an independent stratigraphic control on the ice-core record
- R. Edwards, P.N. Sedwick, V. Morgan, C.F. Boutron, S. Hong - Iron in ice core from Law Dome, East Antarctica: implications for past deposition of aerosol iron
- K. Kreutz, P.A. Mayewski, S.I. Whitlow, M.S. Twickler - Limited migration of soluble ionic species in a Siple Dome, Antarctica, ice core

- M. Stenberg, E. Isaksson, M. Hansson, W. Karlén, P.A. Mayewski, M.S. Twickler, S.I. Whitlow, N. Gundestrup - Spatial variability of snow chemistry in western Dronning Maud Land, Antarctica
- M.A.J. Curran, T.D. van Ommen, V. Morgan - Seasonal characteristics of the major ions in the high-accumulation Dome Summit South ice core, Law Dome, Antarctica
- R. Udisti, S. Becagli, R. Traversi, S. Vermigli, G. Piccardi - Preliminary evidence of a biomass-burning event from a 60 year-old firn core from Antarctica by ion chromatographic determination of carboxylic acids
- D. Noone, I. Simmonds - Implications for the interpretation of ice-core isotope data from analysis of modelled Antarctic precipitation
- A.M. Carleton, G. John, R.G. Welsch - Interannual variations and regionality of Antarctic sea-ice-temperature associations
- A.B. Watkins, I. Simmonds - Relationship between Antarctic sea-ice concentration, wind stress and temperature temporal variability, and their changes with distance from the coast
- X. Wu, W.F. Budd - Modelling global warming and Antarctic sea-ice changes over the past century
- R.A. Massom, P.T. Harris, K.J. Michael, M.J. Potter - The distribution and formative processes of latent-heat polynyas in East Antarctica
- A. Worby, X. Wu - East Antarctic sea ice: observations and modelling
- P. Heil, V.I. Lytle, I. Allison - Enhanced thermodynamic ice growth by sea-ice deformation
- P.J. Langhorne, V.A. Squire, C. Fox, T.G. Haskell - Break-up of sea ice by ocean waves
- W.D. Hibler, III, P. Heil, V.I. Lytle - On simulating high frequency variability in Antarctic sea-ice dynamics model
- V.I. Lytle, A.P. Worby, R.A. Massom - Sea-ice pressure ridges in East Antarctica
- R. Fisher, V.I. Lytle - Atmospheric drag coefficients of Weddell Sea ice computed from roughness profiles
- M Rapley, V.I. Lytle - Brine infiltration in the snow cover of sea ice in the eastern Weddell Sea, Antarctica
- K.J. Michael, C.S. Hungria, R.A. Massom - Radiometric measurements of sea-ice surface temperature in East Antarctica
- M.J. McGuinness, H.J. Trodahl, K. Collins, T.G. Haskell - Non-linear thermal transport and brine convection in first-year sea ice
- S. Marsland, J.O. Wolff - East Antarctic seasonal sea-ice and ocean stability: a model study
- T. Motoi, A. Kitoh, H. Koide - Antarctic Circumpolar Wave in a coupled ocean-atmosphere model
- C. Genthon, G. Krinner, M. Déqué - Intra-annual variability of Antarctic precipitation from weather forecasts and high-resolution climate models
- J.O. Wolff - Antarctic sea-ice simulations with a coupled ocean/sea-ice model on a telescoped grid
- J.O. Wolff, J.A. Bye - Drift patterns in a Antarctic channel from a quasi-geostrophic model with surface friction
- N.P.M. van Lipzig, E. van Meijgaard, J. Oerlemans - Evaluation of a regional atmospheric model for January 1993, using in situ measurements from the Antarctic
- I. Allison - Surface climate of the interior of the Lambert Glacier basin, Antarctica, from automatic weather station data
- D.H. Bromwich, B. Chen, K.M. Hines, R.I. Cullather - Global atmospheric responses to Antarctic forcing
- S. Takahashi, T. Kameda, H. Enomoto, T. Shiraiwa, Y. Kodama, S. Fujita, H. Motoyama, O. Watanabe, G.A. Weidner, C.R. Stearns - Automatic weather station program during Dome Fuji Project by JARE in east Dronning Maud and, Antarctica
- R. Udisti, R. Traversi, S. Becagli, G. Piccardi - Spatial distribution and seasonal pattern of biogenic sulphur compounds in snow from northern Victoria Land, Antarctica
- G. Weller - Regional impacts of climate change in the Arctic and Antarctic
- T.H. Jacka, W.F. Budd - Detection of temperature and sea-ice-extent changes in the Antarctic and Southern Ocean, 1949-96
- A. Correia, P. Artaxo, W. Maenhaut - Monitoring of atmospheric aerosol particles on the Antarctic Peninsula
- W.C. Connolley, S. P. O'Farrell - Comparison of warming trends over the last century around Antarctica from three coupled models
- J.C.King, S.A.Harangozo - Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations & possible causes
- S.P. O'Farrell, W.M. Connolley - Comparison of warming trends predicted over the next century around Antarctica from two coupled models
- H.J. Zwally, M. Giovinetto, M. Craven, V. Morgan, I. Goodwin - Arcal distribution of the oxygen-isotope ratio in Antarctica: comparison of results based on field and remotely sensed data
- J. Turner, S. Leonard, T. Lachlan-Cope, G.J. Marshall - Understanding Antarctic Peninsula precipitation distribution and variability using a numerical weather prediction model
- H. Konishi, M. Wada, T. Endoh - Seasonal variations of clouds and precipitation at Syowa station, Antarctica
- K.J. Lewis, A.G. Fountain, G.L. Dana - Surface energy balance and meltwater production for a Dry Valley glacier, Taylor Valley, Antarctica
- G.J. Marshall, J. Turner, W.D. Miners - Interpreting recent accumulation records through an understanding of the regional synoptic climatology: an example from the southern Antarctic Peninsula
- I. Simmonds, D.A. Jones, D.J. Walland - Multi-decadal climate variability in the Antarctic region and global change
- C. Schneider - Monitoring climate variability on the Antarctic Peninsula by means of observations of the snow cover
- P. Skvarca, W. Rack, H. Rott, T.I. y Donangelo - Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Penins.
- B.K. Park, S.K. Chang, H.I. Yoon, H. Chung - Recent retreat of ice cliffs, King George Islands, South Shetland Islands, Antarctica Peninsula
- A.J. Fox, A.P.R. Cooper - Climate-change indicators from archival aerial photography of the Antarctic Peninsula

TERRA GLACIÁLIS
Anno II – N° 2

INDICE – Contents

	✘	Pagina
ARZUFFI A. – <i>Editoriale</i>	✘	7
MEMORIE E NOTE		
SMIRAGLIA C. – <i>Peculiarità della glaciologia antartica</i>	✘	9
CATASTA G. – <i>Un "calderone del ghiacciaio" in Valmalenco</i>	✘	17
LONARDO C. – <i>Estate 1998: l'evoluzione della fronte del Gb. di Rasica Est</i>	✘	25
D'ADDA S. – <i>Il glacialismo attuale in Val Seriana (Alpi Orobie)</i>	✘	31
BELLET A., DE MARTIN F., TRADA L. – <i>Terra glaciális ... al "finis terrae", Patagonia celebrativa: il Ghiacciaio Perito Moreno</i>	✘	143
MONITORAGGI		
GALLUCCIO A., BONARDI L., D'ADDA S., COLA G., BONETTI L. et alii, (a cura del Servizio Glaciologico Lombardo e del Centro Nivo- meteorologico Regionale di Bormio) – <i>Anno idrologico 1997-1998: nota nivo-meteorologica nelle Alpi Centrali italiane</i>	✘	45
SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (autori vari) – <i>Campagna glaciologica 1998, settore Alpi Centrali italiane</i>	✘	61
SERVIZIO GLACIOLOGICO ALTO ADIGE (C.A.I.) (a cura di F. Secchieri) – <i>Campagna glaciologica 1998, settore Alto Adige</i>	✘	119
HAGEDORN H. & SAMUEL-ECKERLE E. – <i>Le recenti oscillazioni dei ghiacciai tedeschi</i>	✘	133
RECENSIONI		
KAPPENBERGER G., KERKMANN J. – <i>Il Tempo in Montagna (manuale di meteorologia alpina)</i> (G. Elli)	✘	151
RASSEGNA GLACIOLOGICA INTERNAZIONALE		
ANNO 1998 - <i>Eventi e bibliografia</i> (a cura di C. Smiraglia)		153
ITINERARI DI VISITA		
Itinerario N° 1.99: Al Pizzo del Diavolo di Malgina (S. D'Adda)		40
Itinerario N° 2.99: Il Lago Argentino e il Ghiacciaio Perito Moreno (A. Bellet, F. De Martin, L. Trada)		148

✘ Abstract: italiano, english, français, deutsch