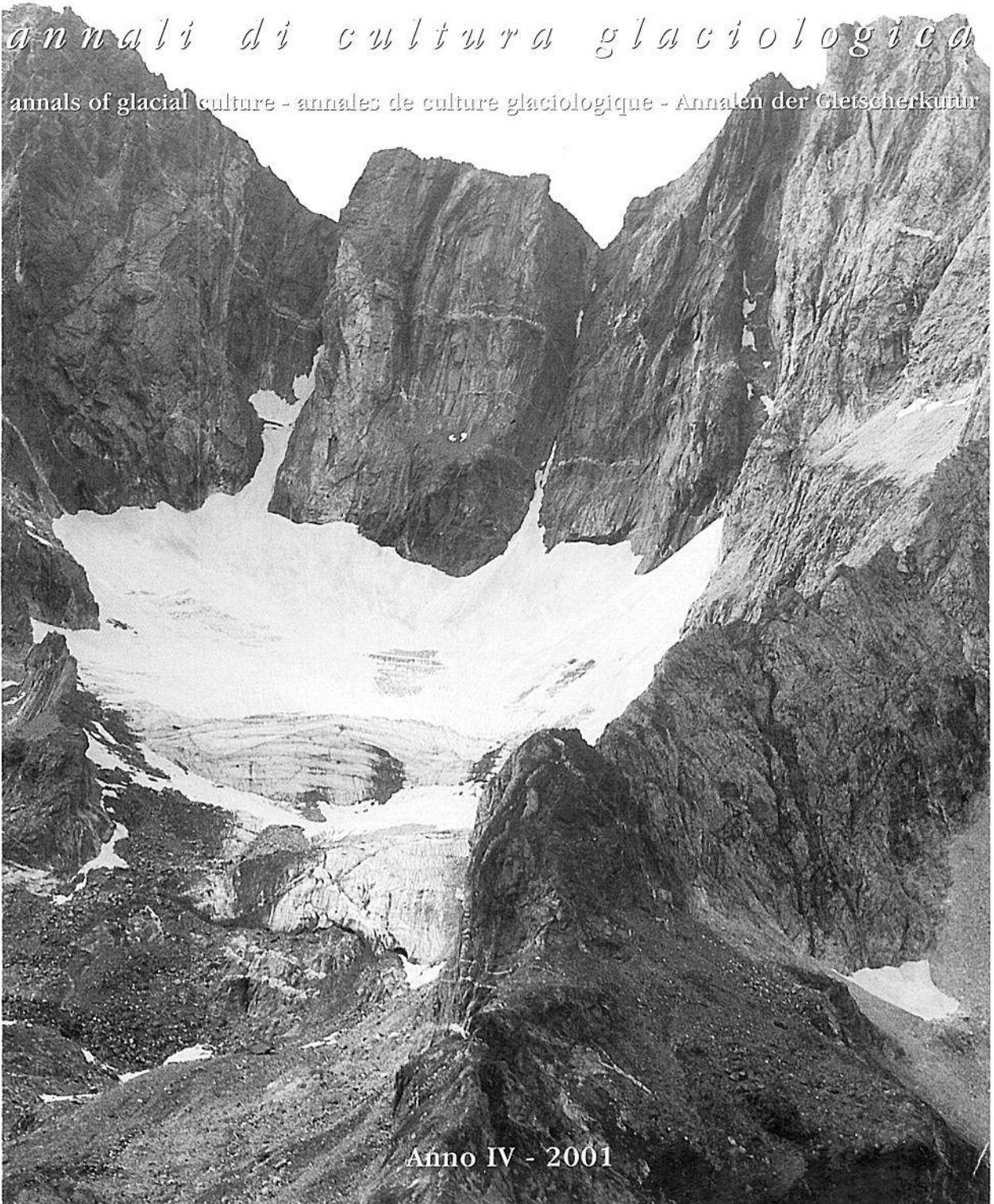


# *Terra glaciabilis*

*annali di cultura glaciologica*

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



Anno IV - 2001





# TERRA GLACIĀLIS

*annali di cultura glaciologica*

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

Anno IV

**2001**

Servizio Glaciologico Lombardo  
Milano - Italia

Sede legale e coordinamento scientifico: via Giambellino 102, 20147 Milano, ++39 02 4236691  
<http://sgl.cluster.it>



## **TERRA GLACIÁLIS**

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

### *Comitato scientifico / Scientific committee :*

Antonio Galluccio, Luca Bonardi, Andrea Almasio, Guido Catasta,  
Giordano Elli, Angelo Meani, Valerio Paneri, Massimo Merati,  
Alessandro Galluccio, Mario Monfredini, Massimo Urso

### *Segreteria / Secretary :*

Paola Maria Gorni, Stefania Zocchetti

### *Impaginazione e grafica / Paging and graphics:*

Antonio Galluccio

### *Amministrazione / Administration :*

Alessandro Galluccio

### *Contatti con gli sponsor / Liaison with sponsors :*

Giovanna Mainardi, Francesco Galluccio

### *Traduzioni / Translations:*

Francesca Ferroni (inglese)  
Sandra Mauri, Guido Catasta (francese)  
Flavio Cambieri (revisione)

### *Cartografia / Cartography:*

Antonio Galluccio, Silvia Zocchetti, Andrea Almasio

### *Collaborazioni / Collaboration:*

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

Copyright © 2001 Associazione S.G.I. – Servizio Glaciologico Lombardo

La traduzione, la riproduzione e l'adattamento totale o parziale, con qualsiasi mezzo (compresi i microfilm e le copie fotostatiche), con l'obbligo di citazione delle fonti, sono liberi e gratuiti per tutti i paesi.

*Translation, reproduction and total or partial adaptation, with any means (including microfilms and photostats) are free and free of charge in all countries provided that reference to the source is made.*

Milano, giugno 2001

*In copertina: la Cima di Rosso (3366 m, a sinistra) domina il piccolo ghiacciaio omonimo orientale, che appare coperto da un consistente strato di neve residua. Questa si è conservata sino a settembre per effetto dell'andamento favorevole del mese di luglio 2000, fresco e nevoso. (7 settembre, V. Mariani). (Val Malenco, Lombardia, Italia).*

*Cover: Cima di Rosso (3366m, left) dominates its small eastern glacier, which is covered by a considerable layer of residual snow. This kept until September as a result of the favourable course of the cool and snowy month of July. (7<sup>th</sup> September, V. Mariani). (Val Malenco, Lombardia, Italy).*

opera realizzata con il patrocinio del

*Club Alpino Italiano*

opera realizzata con il contributo di:

*CLUSTER s.r.l.*

*Club Alpino Italiano, sezione di Crema*

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

*Ennio Fossati*

### ***Avvertenze per la lettura del testo inglese***

Le fotografie, le tabelle e le figure sono riportate solo nella stesura in lingua italiana: i testi di corredo (didascalie, voci nelle tabelle, note a piè di pagina relative alle tabelle e alle figure) vi appaiono già tradotte in lingua inglese. Nella versione inglese un apposito rimando (numero progressivo e pagina) è inserito nella posizione corrispondente a quella del testo italiano.

*Pictures, tables and graphs can be found only in the Italian text, which contains the English version of captions, tables, footnotes and graphs. Special references (progressive numbers and pages) have been introduced in the English text in the same position as in the Italian text.*

### ***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: [sgl.terraglacialis@cluster.it](mailto:sgl.terraglacialis@cluster.it)
  - 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 from sales will be used entirely 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](mailto:sgl.terraglacialis@cluster.it)
  - phone number: ++39 02 4236691



Allora, pare non ci sia proprio più niente da fare, dobbiamo rassegnarci alla rovina, maledettamente evitabile, della verde Terra per colpa dell'uomo! Sì perché i Grandi, le grandi potenze e i poteri "trasversali", non si vogliono mettere d'accordo: emissioni dei gas serra, debito dei paesi poveri e redistribuzione delle ricchezze, guerre regionali, lotta al crimine, esplosione demografica, queste le prime voci del lungo elenco di questioni non più rimandabili che non hanno ancora ricevuto risposte serie e lungimiranti. I Grandi non mettono mano ai problemi del mondo, esigono invece il proprio tornaconto, che non va solo mantenuto, ma reso esponenziale, pena la perdita di potere. Convegni e conferenze se ne fanno tanti, ma i risultati restano scoraggianti.

Crediamo che per limitare i poteri forti, un coacervo di tecnologia sopraffina, violenza, falsi valori, sottocultura, edonismo estremo, mancanza di senso della collettività, serva la forza del pensiero, un pensiero illuminato, rispettoso della storia dell'uomo e desideroso di conferire a tutti buone condizioni di vita, libertà e giustizia.

E dire che le potenzialità per un'inversione di rotta sono oggi dello stesso ordine di grandezza dei sistemi che tanti danni procurano al consesso umano: la ricerca scientifica conosce infatti un'epoca d'oro, senza eguali (vedi la ricostruzione del genoma umano come esempio paradigmatico), e le possibilità in ogni campo applicativo sono infinite. Il problema è che va resa etica. E' stato infatti dimostrato che se tanto, incommensurabile sapere, viene davvero messo a disposizione dell'Uomo, i problemi planetari di oggi possono avere in molti casi soluzioni semplici e rapide. Come accaduto per la riconosciuta riduzione del Buco dell'Ozono, per il Patto Antartico o per i modelli di sviluppo sostenibile che, quando applicati, forniscono risultati entusiasmanti.

E allora si scateni la scienza sana, faccia buon uso del suo enorme potere economico, sovverta pacificamente il sistema dall'interno, modifichi l'economia di mercato, sorta di perverso *Risiko* delle risorse ormai quasi fine a sé stesso, ridia al lavoro del singolo uomo il suo valore intrinseco, pur nell'ambito della concorrenzialità e di tutte quelle altre regole di cui sembra impossibile fare a meno. Lo stesso faccia l'universo intellettuale, che è ora chiamato a sporcarsi le mani e a smetterla di autoincensarsi: con grandi possibilità, perché mai tanto ricco fu nella storia dell'umanità. Contribuisca alla rinascita delle sane identità culturali, sviluppi le coscienze, promuova con più vigore i grandi ideali. Perché ormai è lampante per tutti che serve una visione d'insieme per salvare la Terra: prima che essa diventi un inferno (lo è già per circa due miliardi di persone) e, poco dopo, sotto il profilo ambientale, un azzurro Water World.

I grandi cambiamenti di cui abbiamo bisogno non si fanno in una notte, serve tempo e tanto lavoro, ma ce la si può fare e, soprattutto, bisogna cominciare. La pianificazione mediante accordi internazionali è il tramite per incidere veramente sul futuro del Pianeta. Discorsi, questi, che il lettore di Terra Glacialis assorbe quotidianamente attraverso la rete mediatica.

In sintesi: la Terra è una pattumiera agonizzante e gli uomini stanno per essere troppi, mentre troppi uomini soffrono l'indicibile. La morale: mettere da subito le scienze al servizio della parte migliore del pensiero umano, sfruttando il paradosso, come si accennava poc'anzi, della coesistenza di un mondo che va a rotoli per motivi di profitto, qualcuno ha ancora il coraggio di chiamarlo sviluppo, con l'immensità dei mezzi tecnici e ideativi disponibile. L'alternativa? Saltare sulla prima astronave diretta verso una luna fredda.

Ci venga perdonato lo sfogo, ma è arduo continuare il proprio appassionato sforzo di divulgazione culturale, relativo a un ambito naturalistico affascinante e importante, quello della criosfera, nella attuale certezza che di esso è sicuro si terrà poco o nessun conto nella fase delle decisioni da prendere, siano esse planetarie o anche solo locali. Non ci si è comunque ancora rassegnati alla pura accademia, alla legittima, ma a questo punto quasi inutile, soddisfazione della curiosità intellettuale. Si vuole fornire un contributo vero, minimo ma significativo: qualcuno ascolti, prenda coscienza, investa.

Il tutto mentre il versante meridionale delle Alpi è coperto da nevi incredibili, quelle dell'autunno-inverno 2000-2001, ma solo per l'effetto del prevalere di correnti occidentali quasi fuori stagione (il che conferma le temute anomalie del clima di questi anni), e i ghiacciai italiani

conosceranno forse un incremento di massa inimmaginabile fino a ieri: la Natura non smette di stupirci, ma nessuno si illude che possa da sola mettere a posto le cose. Anzi, viste le premesse, forse è meglio augurarsi che ciò non accada proprio.

Tra i contributi contenuti nel presente numero di *Terra Glaciälis* segnaliamo quello proveniente dalla Romania, da quell'Est europeo sofferente ma comunque sempre vivo. Altri argomenti monografici, i tradizionali monitoraggi nivo-glaciali della parte centro-orientale delle Alpi italiane e le abituali rubriche completano questa nuova, piccola fatica del Servizio Glaciologico Lombardo. Arricchita dalla traduzione integrale in lingua inglese.

la redazione  
14 aprile 2001

Well, it looks like there is really nothing we can do, we must resign ourselves to the terribly avoidable ruin of the green Earth thanks to mankind! Yes, because the Big ones, the superpowers and the "transversal" powers do not want to reach an agreement on the emission of greenhouse gases, on the foreign debt of poor countries and the redistribution of wealth, regional wars, fight against crime, baby boom; these are the first items in a long list of issues which can no longer be postponed and which have not yet been attended to with serious and far-sighted answers. They do not deal with the world's problems but still they want to make it profitable and even make it exponential to avoid losing power. A lot of meetings and conferences are organized, but the outcome is still disheartening. We believe that it is necessary to use the power of thinking, an enlightened thinking, respecting the history of mankind and willing to ensure good life conditions, freedom and justice for everybody, to limit the strong powers – a jumble of first-class technology, violence, false values, subculture, extreme hedonism, lack of sense of community.

And to think that the potential for a course reversal is today of the same order of magnitude as the systems causing so much damage to the human assembly; the scientific research is experiencing unprecedented golden times (see the reconstruction of the human genome as a practical example), and the possibilities in any application field are unending. The problem is that it has to be put into an ethical context. It has, in fact, been proved that if such immense knowledge was made available to mankind, the modern problems of the world would be easily and quickly solved. Like in the case of the recognized reduction of the hole in the ozone layer, the Antarctic Treaty or the models for sustainable development giving exciting results. The healthy science should therefore break out and make good use of its huge economic power, it should peacefully subvert the system from the inside and change the market economy; a sort of perverse Risiko of resources, which can give an intrinsic value to the work of every man within competition and all those rules we apparently cannot do without. The intellectual universe, which is now called to dirty its hands and to stop flattering itself, should do the same; it has huge possibilities, because it has never been so rich in the whole history of mankind. It should help the renaissance of the good cultural identities, it should develop the consciences, promote the big ideals more vigorously. It is already clear to everybody that it is necessary to have a master plan to save the Earth before it becomes hell (it is already hell for nearly two billion people), and soon afterwards, a light blue Water World from the environmental point of view.

The great changes we need cannot be done overnight, we need time and a lot of work, but we can make it, and above all we must start. The planning through international agreements is the means to really influence the future of the Planet. These are issues that the readers of *Terra Glaciälis* assimilate every day through the media. In short the Earth is the dump in the throes of death and people are starting to be too many, while too many people are subject to indescribable sufferings. The moral is: immediately put science at the disposal of the best part of human thinking by taking advantage of the above-mentioned paradox of the coexistence of a world going to rack and ruin because of profit (somebody still dares to call it development) with the infinite number of available technical and creative means. An alternative to this? Jump on the first shuttle and go to a cold moon.

Please forgive us for the outburst, but it is difficult to carry on with our own passionate effort of spreading culture regarding a fascinating and important natural environment, the cryosphere. We are sure that it will be little considered or even ignored when planetary or only local decisions are taken. We have not yet resigned to pure empty virtuosity, to the legitimate, though now useless, satisfaction of the intellectual curiosity. We would like to really give a small though relevant hint: may somebody listen to us, become aware and invest.

Meantime the southern slope of the Alps is covered with an incredible amount of snow, from the 2000-2001 fall-winter, as a result of the predominance of the western currents already out of season (which confirms the concerning anomalies of the climate over these years), and the Italian glaciers will perhaps undergo a mass increase unimaginable up to now. Nature does not stop surprising us, but nobody hopes that it can sort out the problems on its own. Considering the premises, it is indeed better to hope that this will not happen at all.

Amongst the contributions contained in this issue of *Terra Glaciälis* we would like to indicate the one from Romania, from the suffering though still lively European East. Other monographic issues, the traditional snow-ice monitoring in the central-eastern part of the Italian Alps and the usual pages complete this new little effort of Servizio Glaciologico Lombardo, which is enriched by the full translation into English.

the editorial staff  
14<sup>th</sup> April 2001

## LA GUERRA BIANCA NELL'ORTLES-CEVEDALE: IL GHIACCIO SCRIGNO DELLA MEMORIA

### 1 - INTRODUZIONE

Sulle vette dell'Ortles-Cevedale e dell'Adamello, di quello che era allora il settore più occidentale del confine politico tra Regno d'Italia e Impero Asburgico (fig. 1), nel triennio 1916-1918 fu combattuta una guerra d'alta quota che non ha riscontri nella storia europea. Le peculiarità di un terreno di operazioni sconosciuto imposero soluzioni logistiche ardite e soprattutto innovative, essendo la tradizione militare in ambito alpino riconducibile soprattutto all'utilizzo di stabili fortificazioni, di trinceramenti e dell'artiglieria pesante. Furono così ideate tecniche specifiche, per le quali sperimentazione e affinamento procedettero quasi di pari passo, in tempi strettissimi. Inoltre, la necessità di difendere cime e creste che sino ad allora i più avevano solo osservate da lontano, comportò la militarizzazione di quella piccola schiera di alpinisti, di cacciatori e di guide che costituiva l'élite dei conoscitori. Preposti alla ideazione dei manufatti di nuova concezione, sovente avversati da comandi ottusamente ancorati alle antiche modalità belliche, questi specialisti di ambo le parti tracciarono inoltre la via per l'istruzione degli altri combattenti, inquadrati nei battaglioni delle grandi armate popolari, che di alta montagna sapevano poco o nulla. Imparando in fretta il mestiere di sopravvivere in un ambiente inusuale e ostile, anche costoro certamente impressero una forte spinta conoscitiva, capace di modificare per sempre il rapporto tra l'uomo, belligerante e non, e le vette ghiacciate.



*Foto 1: resti di baracche austriache presso la vetta del Monte Cristallo (G. Cola, 28 ottobre 1999).*

*Photo 1: ruins of Austrian huts at the peak of Monte Cristallo (G. Cola, 28<sup>th</sup> October 1999).*

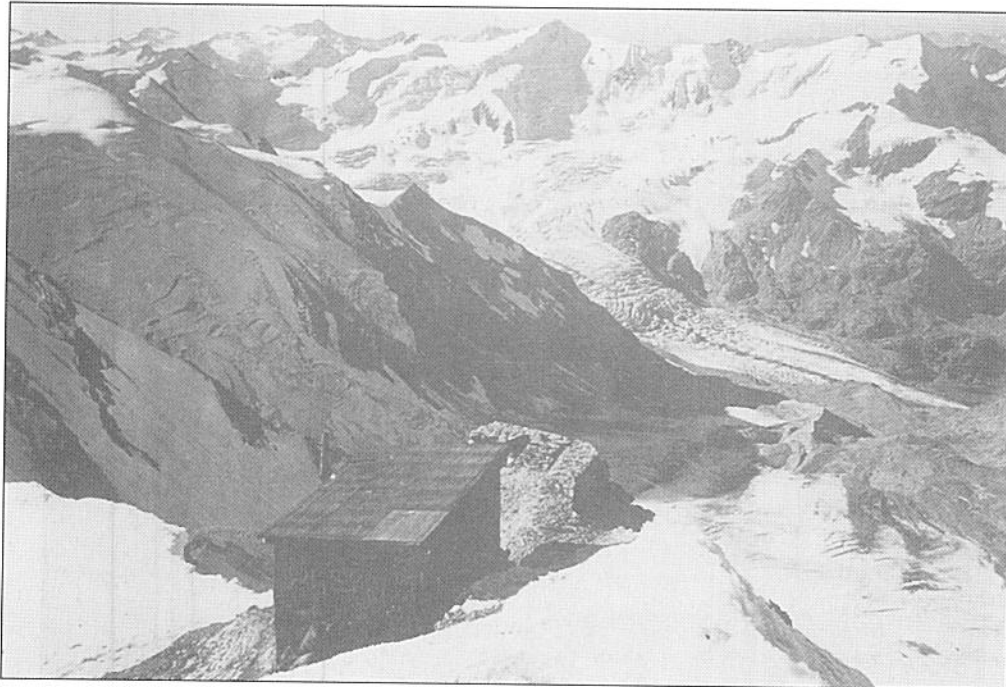
---

(\*) Servizio Glaciologico Lombardo, Milano (Italy), [antonio.galluccio@libero.it](mailto:antonio.galluccio@libero.it); [dosegu@libero.it](mailto:dosegu@libero.it).

Tab.1: I GHIACCIAI DELL'ORTLES-CEVEDALE / THE GLACIERS OF ORTLES-CEVEDALE		
	numero number	sup. in ha surface
Ghiacciai del versante lombardo (dati 1998-1999) / <i>Glaciers in Lombardy (1998-1999 figures)</i>	59*	3.625**
Ghiacciai del versante atesino e trentino / <i>Glaciers in Alto Adige and Trentino:</i>		
- Val Martello (dati 1999) / <i>Val Martello (1999 figures):</i>	31	1.550
- Altri (dati 1966 con variazione stimata) / <i>Others (1966 figures with estimated variation)***:</i>	65	3.400
<b>Totali / Grand total</b>	<b>155</b>	<b>8.575</b>
* non sono comprese le 35 forme glaciali minori attualmente inventariate; / <i>not including the 35 minor glacial formations on the present inventory;</i>		
** comprende le superfici delle 35 forme glaciali minori (circa 60 ha); / <i>including the surface of the minor glacial formations (about 60 ha);</i>		
*** nel 1966 A. Desio indica 78 ghiacciai per una superficie complessiva di circa 4300 ha. / <i>in 1966 A. Desio reported an amount of 78 glaciers with an overall surface of about 4300 ha.</i>		

Nell'ambito della guerra in montagna, ciò che rende memorabili le operazioni che si svolsero nell'Ortles-Cevedale è la presenza dei ghiacciai, una presenza importante, trattandosi del gruppo montuoso italiano che ne ospita il maggior numero. Ghiacciai ripidi e impervi, che impedirono le grandi battaglie campali<sup>2</sup>, l'utilizzo delle mine e la guerra di trincea vera e propria, fatta di assalti e di continue e luttuose repliche, modalità invece abituali nella parte orientale dolomitica del fronte. Piuttosto si adattarono la tattica e la logistica all'elemento nivo-glaciale visto all'inizio come semplice ostacolo da superare e trasformatosi poi in opportunità offensiva.

Il presente lavoro ha un duplice scopo: da un lato vuole approfondire alcuni aspetti di questa valenza bellica dei ghiacciai; dall'altro, mediante la ricostruzione degli avvenimenti meteo-climatici che si verificarono prima, durante e dopo la guerra, provare a spiegarne il ruolo di veri e propri scrigni del ricordo. Solo alle alte quote dove i ghiacciai vivono, oggi come ieri, le loro tormentate dinamiche, è stata infatti possibile, negli Anni Ottanta e Novanta, una seconda stagione di ritrovamenti, a sessant'anni dal termine del lavoro dei *recuperanti*.



*Foto 2: la piccola baracca posta pochi metri sotto la vetta del Monte Cevedale (ignoto, 1916)*  
*Photo 2: the small hut located a few metres below the peak of Monte Cevedale (unknown, 1916)*

<sup>2</sup> scontri a fuoco con impiego di un elevato numero di combattenti si svolsero invece nel Gruppo dell'Adamello, grazie alla conformazione semipianeggiante e ai grandi spazi dei ghiacciai omonimo, della Lobbia e di Lares, e sulla Marmolada.

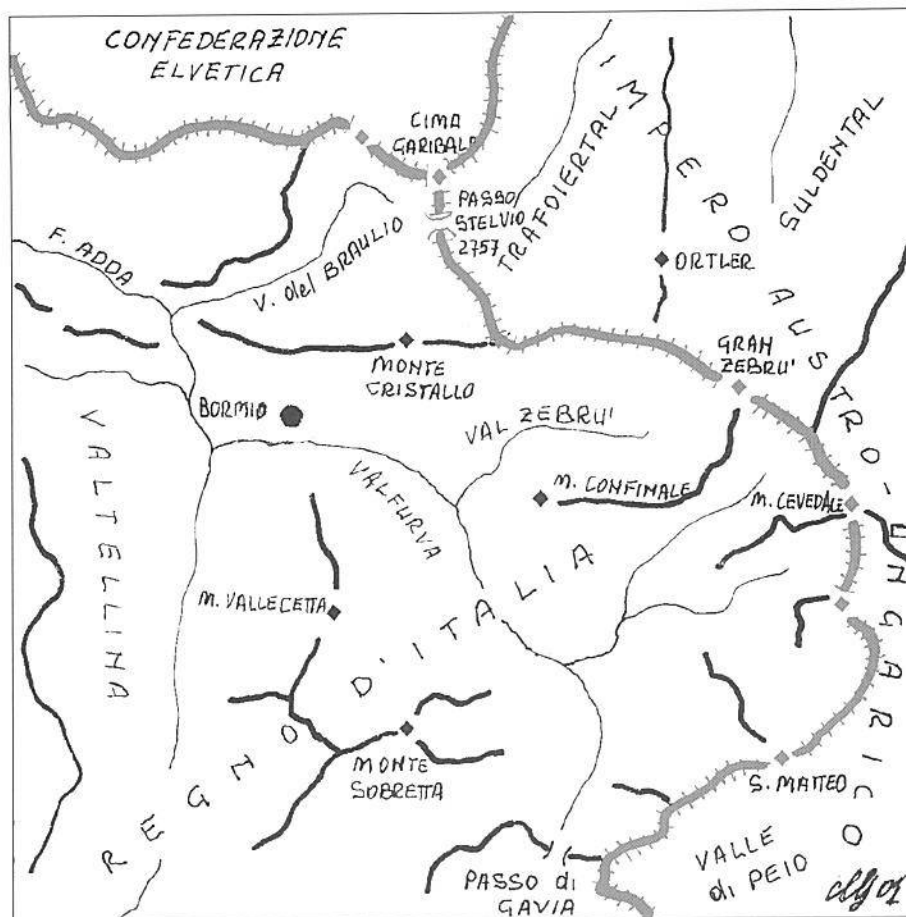


Fig. 1: il settore più occidentale del fronte tra Regno d'Italia e Impero Austro-Ungarico nel 1916. Presso il Passo dello Stelvio, sulla Dreisprachenspitze ("Cima delle tre lingue"), oggi Cima Garibaldi, si incontravano tre confini, comprendendo quello con la Confederazione Elvetica (ridisegnato per concessione del Museo Etnografico Vallivo della Valsugana).

Fig. 1: the westernmost sector of the front between the Kingdom of Italy and the Austro-Hungarian Empire in 1916. At Stelvio, on the Dreisprachenspitze ("Peak of three languages"), now Cima Garibaldi, three borders met together including the one to the Swiss Confederation (redrawn after concession of the Valley Ethnographic Museum of Valsugana).

## 2 – L'ENIGMA DELLE BARACCHE DI VETTA

Nel luglio del 1982 raggiungiamo la vetta del Monte Cevedale. Gita splendida, ghiacciai immacolati, sommità scintillanti, perfette. La sosta sulla cima si prolunga, nonostante non sia comodissimo rimanere seduti su quella che è una cresta affilata di nevi dure, larga circa tre metri. Lo sguardo penetra un piccolo universo di ghiaccio, in comune tra Lombardia e Alto Adige: verso Nord le lunghe colate della Val Martello, l'Ortles e il Gran Zebbrù, a meridione il grande Ghiacciaio dei Forni e la sua chiostra di cime corazzate di seracchi.

Passano dieci anni. Per caso, consultando un archivio fotografico, rinveniamo un'immagine della Grande Guerra in cui si vede una baracca d'alta quota affacciata sulla Valle delle Rosole (foto 2). Sembra posta proprio in vetta al Cevedale. Non è possibile! La sommità è sempre stata di



ghiaccio. Utilizzando le montagne visibili nella fotografia come punti di triangolazione, raggiungiamo invece la certezza che il manufatto era proprio lassù, in cima. Altri monti, teatro di azioni belliche, quali l'Ortles, il Cristallo, la Cima di Trafoi, il S. Matteo avevano ospitato baracche di vetta: queste però erano state costruite nei crepacci, in anfratti, quando non del tutto celate sotto il manto glaciale, in galleria. Invece la nostra pare edificata su terreno sgombro e mostra persino un muretto a secco di protezione proteso verso Sud: almeno una porzione della cima del Cevedale appare quindi libera dal ghiaccio al momento della messa in opera. Incuriositi, proseguiamo le ricerche. Le foto 3 e 4 contengono uno spunto interessante. In esse si possono notare le condizioni della Vedretta Alta dell'Ortles in una imprecisata primavera degli Anni Dieci, comunque di prima della guerra, e ai giorni nostri. La freccia indica la fronte del ramo meridionale del ghiacciaio, con evidenza più cospicua e aggettante nella immagine moderna rispetto a quella di inizio secolo. Anche le rimanenti parti dell'apparato, pur più estese rispetto a oggi, non appaiono molto diverse. Fatto sorprendente, visto che le dimensioni attuali dei ghiacciai sono all'incirca la metà, o poco più, di quelle degli Anni Dieci.

Questa osservazione trova riscontro in un gruppo di rare immagini, qui omesse per motivi di spazio, che riguardano analoghe situazioni: ad esempio, la coltre ghiacciata che incappuccia il Monte Cristallo pare assai meno spessa negli anni antecedenti la guerra rispetto al 1917 o addirittura al 1955.

L'ipotesi è dunque questa: per particolari condizioni meteorologiche verificatesi prima del 1916 è possibile che alcune sommità del massiccio dell'Ortles-Cevedale fossero allora meno glacializzate rispetto ai decenni successivi o anche in parte scoperte. Ciò potrebbe spiegare la relativa facilità con cui i belligeranti poterono attrezzare molte delle vette di confine. Forse, ma è solo una delle possibili idee, per un periodo pluriennale la zona è stata interessata nella stagione fredda da configurazioni bariche che hanno favorito la prevalenza di correnti perturbate caratterizzate da forte ventosità: quest'ultima procura grandi accumuli sui pianori dei ghiacciai, soprattutto quelli sottovento, ma alimenta solo transitoriamente le alte creste, sottoposte all'effetto deflattivo colico.

Di certo c'è che sulle spalle rocciose, rivolte al bacino orientale del Ghiacciaio dei Forni, delle cime di Pejo, Taviela e Palon de la Mare, in siti che per lunghi periodi successivi al tempo di guerra sono rimasti sepolti nella neve se non raggiunti da lembi di ghiacciaio, come avvenuto ad esempio negli Anni Settanta, si osservano oggi numerose baracche che furono costruite sul terreno roccioso e non nel ghiaccio, come attestano le immagini d'epoca che le ritraggono in funzione (foto 5). Lo stesso dicasi dei manufatti siti sulla vetta del Monte Pasquale, a oltre 3500 m di quota: sono emersi dal ghiaccio solo alla metà degli Anni Novanta.

Diverso è il caso dei ricoveri situati nel settore superiore del Ghiacciaio di Madaccio, sul versante atesino del massiccio: la foto 7 starebbe a dimostrare che essi furono edificati nelle crepacce terminali delle piccole pareti di ghiaccio che ai tempi fasciavano colli e vette della zona. Le caldissime estati del 1989 e del 1991, con il possibile concorso delle piogge dilavanti del 1987, hanno fuso il ghiaccio che li aveva celati per oltre settanta anni.

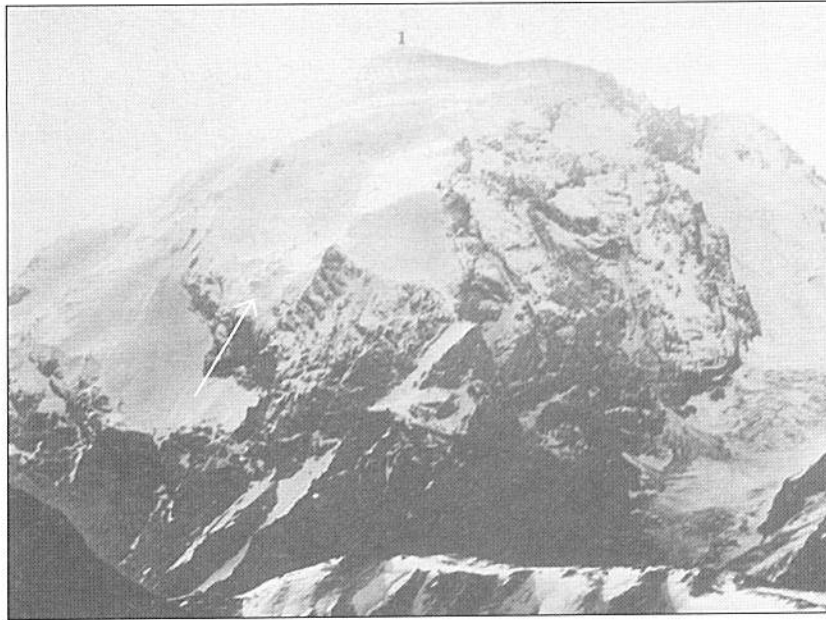
Gli edifici del Monte Cristallo erano infine ricavati all'interno delle caratteristiche grotte glaciali del versante settentrionale della montagna: anch'essi sono affiorati negli ultimi anni (foto 1).

### 3 - IL MICROCLIMA DELLE BARACCHE

Quando i visitatori hanno raggiunto le casupole di legno fin qui descritte, da pochi anni venute alla luce, si sono trovati di fronte a un fenomeno particolare: l'interno conteneva un monoblocco di ghiaccio con incastonati i più svariati reperti. Lo stesso avveniva per le baracche d'alta quota già conosciute, cioè quelle che erano quasi sempre rimaste allo scoperto dopo la fine delle ostilità.

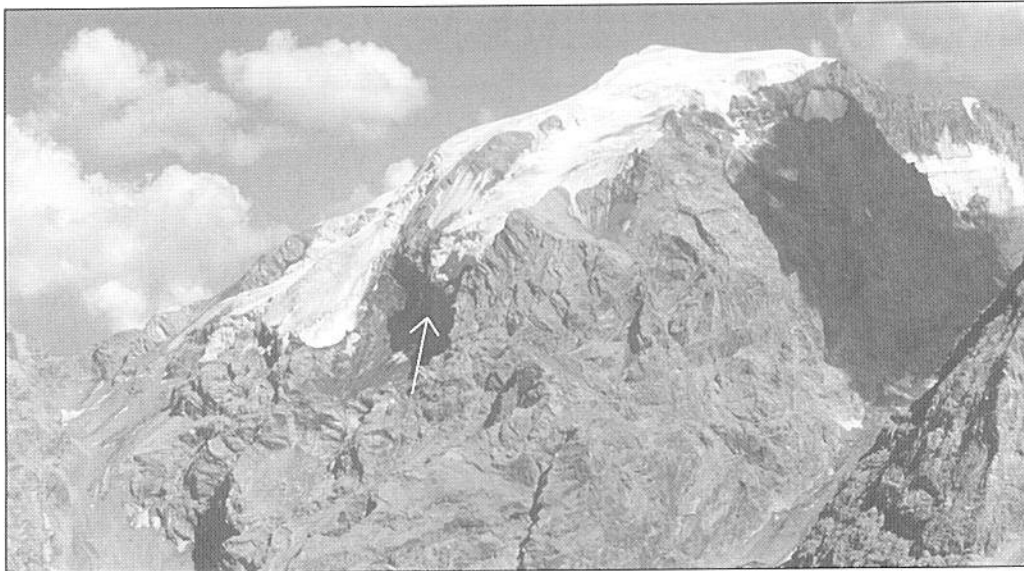
Con gli anni caldi dell'ultima parte del ventesimo secolo, il blocco di ghiaccio ha iniziato a fondere, in qualche caso dissolvendosi e liberando il proprio contenuto.





*Foto 3: la calotta ghiacciata dell'Ortles in una foto ripresa prima della guerra, probabilmente attorno al 1910. La freccia indica il ramo meridionale del ghiacciaio, meno prominente rispetto ai giorni nostri (si confronti con la foto 4) (ignoto).*

*Photo 3: the Ortles ice cap in a picture taken before the war, probably around 1910. The arrow indicates the glacier's southern branch, which is less jutting out than nowadays (compare with photo 4) (unknown).*



*Foto 4: la Vedretta Alta dell'Ortles e il suo ramo meridionale (freccia) nel 1998. Nonostante siano passati circa ottanta anni, durante i quali l'andamento climatico non è certo stato favorevole alla conservazione dei ghiacciai, la situazione non appare poi così diversa da quella della foto 3 (A. Galluccio, 8 agosto).*

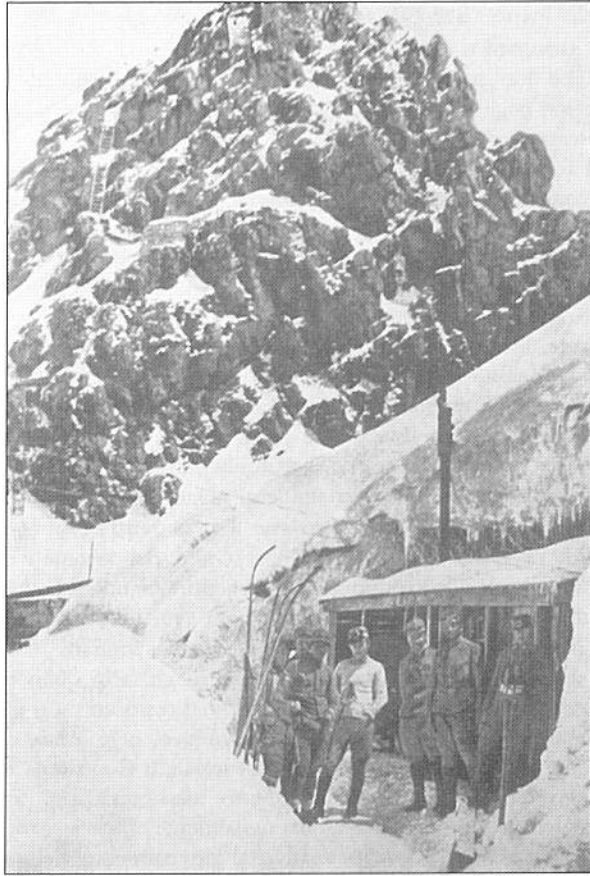
*Photo 4: Vedretta Alta dell'Ortles and its southern branch (arrow) in 1998. Although almost eighty years have gone by and the weather course has definitely not been favourable to the preservation of the glaciers, the situation does not seem to be so much different from that of photo 3 (A. Galluccio, 8<sup>th</sup> August)*



*Foto 5 e 6: le baracche austriache site sulla spalla meridionale del Palon de la Mare ("baracche brnsade") nel 1918 (sopra; da G. Langhes: "La guerra fra rocce e ghiacci", 1991) e ai giorni nostri (sotto; G. Cola, 23 agosto 1998)*

*Photo 5 and 6: the Austrian huts on the southern shoulder of Palon de la Mare (so called "baracche brnsade") in 1918 (above; from G. Langhes: "La guerra tra rocce e ghiacci", 1991) and now (below; G. Cola, 23<sup>rd</sup> August 1998).*





*Foto 7 e 8: la Capanna Molterer, operativa al Madaccio (sopra; da G. Langhe: "La guerra fra rocce e ghiacci", 1991) e i resti dei ricoveri vicini come apparivano nel 1992 (sotto; da Marseiller et alii: "Memorie nel ghiaccio", 1998)*

*Photo 7 and 8: Capanna Molterer, operative but at Madaccio (above; from G. Langhe: "La guerra tra rocce e ghiacci", 1991) and the rests of the nearest refuges as they appeared in 1992 (below; from Marseiller et alii: "Memorie del ghiaccio", 1998).*



E' così iniziata quella inattesa seconda fase di recupero dei reperti bellici che ha caratterizzato gli Anni Novanta. Il mantenersi pluridecennale di questa sorta di frigoriferi della memoria, soprattutto nelle baracche non inglobate dal ghiaccio dopo il 1917, è quindi la causa del mancato rinvenimento di tali oggetti negli anni immediatamente successivi alla guerra, quando molto diffusa e costante fu l'attività dei *recuperanti*.

La spiegazione del fenomeno vede l'identificazione di un particolare microclima dovuto alla presenza stessa del manufatto (*microclima delle baracche*). In montagna le strutture lignee non manutenzionate si degradano rapidamente, soggette come sono all'alternanza di gelo, fusione nivale, pioggia e vento; inoltre molte di esse possono aver chiuso la propria operatività con danni strutturali. Con le precipitazioni successive all'abbandono, sia per il crollo di parte del tetto sia per l'ingresso della neve attraverso gli interstizi nel corso delle tempeste (foto 9), il vano si riempie di neve che, durante l'estate, fonde solo parzialmente e può rigelare: il legno della baracca, infatti, protegge l'ammasso dall'azione diretta dei raggi solari, comportandosi come un isolante imperfetto, capace comunque di mantenere la temperatura interna di alcuni gradi più bassa rispetto all'ambiente circostante, soprattutto nella stagione calda.

Ripetendosi il processo numerose volte, l'accumulo nevoso si trasforma in ghiaccio che, essendo di provenienza atmosferica, è molto simile al ghiaccio di ghiacciaio, poroso e ricco di impurità. Perché tutto ciò avvenga è necessario che il manufatto si trovi all'alta quota alpina, normalmente oltre i 3200 m. Evidentemente, solo così in alto, nei decenni trascorsi, si sono avute le condizioni termiche necessarie allo sviluppo del fenomeno. Quando il limite climatico stagionale delle nevi (*snow-line*) è risalito oltre la quota suddetta, cosa avvenuta con frequenza dopo il 1987, anche il duro ghiaccio del microclima delle baracche ha iniziato a fondere.

La conservazione della neve e la sua trasformazione in ghiaccio quando questa si accumuli all'interno di un riparo dotato di un microclima idoneo è del resto un fatto già ben noto anche in altri ambiti: a quote assai più basse si celano infatti le *giazzere*, o *ghiacciaie*, ospitate negli anfratti umbratili delle montagne calcaree quali Grigna Settentrionale e Concarena e nella profondità di numerosi sistemi di grotte: qui l'isolamento rispetto alle condizioni atmosferiche esterne, soprattutto estive, è mantenuto da fattori diversi ma ugualmente efficaci.

Un ultimo aspetto interessante è quello relativo al rinvenimento del *microclima delle baracche* anche all'interno di quelle rimaste sepolte per decenni nel ghiaccio: viene da pensare che per un imprecisato periodo di tempo anch'esse siano state allo scoperto. Ad esempio, per alcuni dei manufatti del Madaccio (foto 8) è ipotizzabile che ciò sia avvenuto nei primi Anni Venti, contrassegnati da una forte siccità.

Per chi ha compiuto i recuperi, l'asportazione degli oggetti è risultata sovente difficoltosa e non esente da gravi rischi, in quanto il fronte, dopo il 4 novembre del 1918, fu abbandonato in fretta e furia, soprattutto dagli austriaci che temevano, giustamente, di avere tagliata la ritirata. Questa modalità ha fatto sì che sul campo rimanesse la gran parte dell'armamento leggero e degli esplosivi. Il 14 agosto 1992, proprio al Madaccio, due giovani di lingua tedesca sono saltati in aria probabilmente per aver urtato una cassa di dinamite in cui l'alternanza di gelo e disgelo aveva prodotto un velo di nitroglicerina, che esplose al semplice contatto<sup>3</sup>.

#### **4 - INFLUENZA DELL'ANDAMENTO METEO-CLIMATICO SULLE OPERAZIONI BELLICHE E SULLA CONSERVAZIONE DEI REPERTI**

La ricostruzione per sommi capi dell'andamento nivo-meteorologico nel periodo di guerra e nei decenni successivi può essere utile per comprendere il ruolo dei fatti atmosferici in merito alle tattiche belliche e all'adeguamento tecnologico e nel determinare la descritta moderna stagione del recupero di reperti.

---

<sup>3</sup> da informazioni raccolte nell'agosto del 1994 presso le guide alpine valtellinesi e atesine che hanno partecipato alle operazioni di recupero delle salme.



*Foto 9: baracca austriaca alla Cima di Pejo. Nel vano sfondato si nota l'ammasso di ghiaccio interno, coperto di neve, che cela i reperti bellici (G. Cola, 24 ottobre 1995)*

*Photo 9: Austrian hut at Cima di Pejo. The internal ice mass, hiding the war finds, can be noticed in the broken room (G. Cola, 24<sup>th</sup> October 1995).*

Detto dell'ipotesi di partenza, e cioè che è possibile che negli Anni Dieci alcune sommità fossero meno glacializzate rispetto ad altri periodi del XX secolo nonostante uno sviluppo dei ghiacciai assai maggiore, va analizzato subito un evento epocale: l'anno idrologico 1916-1917. Si tratta non di un'annata particolarmente nevosa ma di un parossismo prolungato che avrà effetti notevoli sullo stato dei ghiacciai (è possibile che esso sia all'origine dell'avanzata degli Anni Venti) e altrettanto profondi sull'andamento delle operazioni militari.

Partiti lancia in resta dislocando le proprie truppe su vette e colli, i comandi delle due parti si accorsero che c'era poco da scherzare: le colossali neviccate dell'autunno del 1916 convinsero tutti a una guerra di appostamento, priva di grandi azioni. Le condizioni di sopravvivenza dei combattenti, divisi in piccoli drappelli, divennero infatti per lunghi mesi l'unico problema di cui occuparsi. Solo nel marzo del 1917 gli austriaci, dopo breve assalto, conquistarono il Monte Cristallo. In settembre si replicò, con le due battaglie per il dominio sulla Trafoier. Per il resto le posizioni subito conquistate furono tenute sino alla fine della guerra. Il valtellinese Tuana aveva nel frattempo sistemato il suo nido di mitraglia nella parte alta della Süldengrat del Gran Zebrù, a poche decine di metri dalla vetta in mano austriaca (maggio del 1916). Nell'Ortles-Cevedale, per vedere altre battaglie in alta quota con la partecipazione di centinaia di uomini bisogna arrivare al periodo finale del conflitto, quando nell'agosto e nel settembre del 1918 si svolsero i due sanguinosi scontri del Monte S. Matteo, con l'eroico sacrificio del Capitano Berni. Con ciò non si vuol dire che non fu guerra vera, tutt'altro. Ma le condizioni proprie del terreno, quelle tipiche di alte creste rocciose di dolomia e di ripidi dossi cristallini, con il concorso di un andamento meteorologico particolarmente avverso, fecero in modo che in questo settore del fronte le operazioni avessero uno svolgimento prevalentemente estivo o autunnale, mentre in inverno l'attività era stanziale e di consolidamento.



Tornando al 1916, dall'esame dell'iconografia pare proprio di poter concludere che in quell'anno i monti cambiarono aspetto: ovunque ghiaccio e neve, anche dove normalmente non se ne trovava. Non lo sappiamo con certezza, ma è probabile (analizzata una carta del comando austro-ungarico che piazza una postazione sostitutiva presso il Colle delle Rosole) che la baracca del Cevedale sia stata subito e definitivamente sepolta. Nel mese di dicembre nevicò ininterrottamente per settimane ("cadde una quantità di neve come non s'era vista a memoria d'uomo") (LANGHES, 1993, p. 33). Nella notte tra il 12 e il 13 del mese, complice un repentino rialzo termico, una tragedia immane: la cosiddetta Santa Lucia Nera. Si dice che i morti da valanga furono oltre diecimila lungo il fronte alpino, più di trecento solo al Gran Poz, in Marmolada. Al Ghiacciaio di Presena, tra Castellaccio e Busazza, in questo periodo lo spessore della neve era di circa dieci metri (VON LICHEM, 1991, p. 66). Per avere uno strato simile al suolo servono apporti nevosi freschi almeno tripli. Dal mese di gennaio a quello di aprile del 1917 ne vennero altri dodici metri. Non si va lontano dal vero quando si quantifica in circa cinquanta metri di neve caduta l'entità delle precipitazioni di quel luttuoso inverno, verificatesi sovente sotto forma di implacabile tormenta, con venti misurati sino a 115 km/h e temperature per più giorni al di sotto dei - 32 °C (VIAZZI, 1981-82).

A luglio la neve vecchia era ancora ben presente nei paesi della Val di Sole, come Vermiglio e Stavel, siti attorno ai mille metri di quota. Il Merciai, noto osservatore di inizio secolo dei ghiacciai adamellini, riporta che nel 1919 le fronti erano ancora coperte dal nevato riferibile al 1916-1917 (MERCIAI, 1920, p. 271). Le cose non andarono diversamente nel contiguo massiccio dell'Ortles-Cevedale.

Oltre il periodo bellico, gli Anni Venti si segnalano per un esordio siccitoso: alcune immagini dei ghiacciai dell'epoca mostrano estese colate in avanzata ma del tutto spoglie di neve. La seconda metà del decennio e gli Anni Trenta trascorrono invece umidi ma non freddi, come attestano la ricostituzione di molte pareti di ghiaccio del settore e il contemporaneo ritiro dei ghiacciai. Gli Anni Quaranta e Cinquanta sono invece decisamente sfavorevoli allo sviluppo del glacialismo, con qualche isolata eccezione. Dopo il 1960, anno che, pur in scala minore, segna una sorta di replica del 1916-1917, il Ghiacciaio dell'Adamello inizia così a restituire i corpi dei combattenti dispersi.

Negli Anni Settanta i ritrovamenti cessano di colpo, complici alcune annate nevose e fresche. L'apice di questa breve fase favorevole alla riglaciatura delle montagne si tocca nel biennio 1977-1978. La conseguente, breve avanzata dei ghiacciai termina nel 1985. Le alluvioni del 1987<sup>4</sup> innestano una nuova fase di riduzione della copertura glaciale che, dapprima incerta, diviene poi clamorosa negli Anni Novanta. Già dal 1988 tornano alla luce nuovi reperti, quali alcune baracche del bacino orientale del Ghiacciaio dei Forni, mentre nel 1991 e nel 1992 la gran parte di quanto era rimasto sepolto è ormai allo scoperto<sup>5</sup>. Il processo si completa ai giorni nostri: si pensi che il livello altimetrico dei pianori gelati dell'Adamello è oggi più basso di circa trenta metri rispetto alla fine degli Anni Settanta e il ghiacciaio appare disseminato di reticolati, resti di baracche, suppellettili e munizioni.

Ricapitolando, dopo gli anni di guerra molti residui bellici vennero inglobati dalla neve e dal ghiaccio, per riapparire parzialmente una prima volta, forse, nei primi Anni Venti, poi negli Anni Cinquanta e Sessanta, ricoprirsi di nuovo nei due decenni successivi e tornare definitivamente alla luce dopo il biennio 1991-1992. Ciò avvenne solo all'alta quota alpina, al di sopra dei 3200-3300 m. Più in basso, le descritte brevi fasi favorevoli all'ampliamento dell'ambito nivo-glaciale hanno avuti effetti minori, a parte qualche sito particolarmente protetto, in modo da potervi considerare eccezionale la conservazione e il rinvenimento di reperti oltre la prima fase dei recuperi.

<sup>4</sup> non ci fu solo il luttuoso episodio del 16-18 luglio (con numerose vittime in Valtellina e nella bergamasca), ma anche due eventi minori nel mese di agosto e uno in settembre, che colpirono le Alpi Centrali "a macchia di leopardo".

<sup>5</sup> fummo tra i primi, nel luglio del 1991, a rinvenire questa nuova messe di reperti: sul Ghiacciaio dei Forni, in pochi giorni, trovammo più di cinquanta ordigni, oltre a numerose suppellettili.



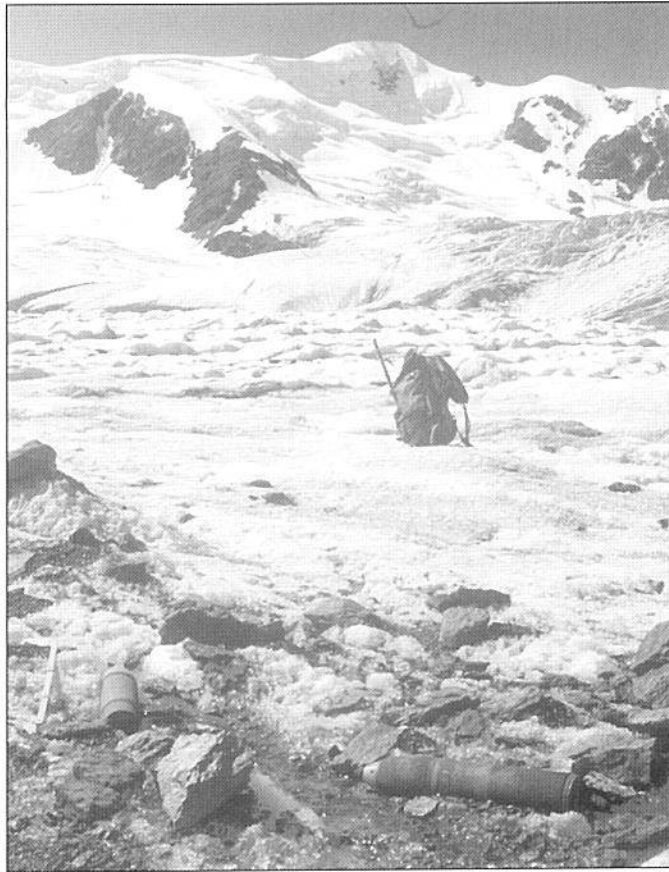


Foto 10: bombe della Grande Guerra sul palteau centrale del Ghiacciaio dei Forni (G. Catasta, 1991)

Photo 10: bombs of the Great War on the central plateau of the Forni Glacier (G. Catasta, 1991)

## 5 - L'UTILIZZO BELLICO DEI GHIACCIAI: LE MILIZIE SPECIALIZZATE E LE TECNICHE SPECIFICHE

Prima della Grande Guerra, nel corso dei secoli, le Alpi avevano visto innumerevoli episodi bellici ma mai si era combattuto con le armi da fuoco oltre i 3000 m di quota. Una guerra tutta da inventare, dunque. I comandi, secondo logica, si affidano subito a ciò che hanno di meglio: gli austro-ungarici alla milizia territoriale tirolese, il corpo degli *Standschützen*<sup>6</sup>, e alle guide alpine militarizzate (*Bergführer*), gli italiani agli *Alpini*, il più antico corpo specializzato al mondo per la difesa in montagna (si ricordano la “Centuria Valtellina” e le compagnie dei “Volontari Alpini”), e anch’essi alle guide. Sulle alte creste, non di rado, gli specialisti delle due parti si incontrano da nemici dopo essere stati, sino al giorno prima, colleghi o sportivissimi rivali nella caccia.

Diviene però necessario istruire altre truppe al combattimento in montagna: gli asburgici mettono in campo i *Landschützen*, corrispondenti alla leva di massa e ai riservisti e, soprattutto nelle fasi finali, i *Kaiserjäger*, molti dei quali tedeschi. In numerose operazioni svoltesi nella zona dell’Ortles, gli imperiali “fanno uso” dei prigionieri russi, insostituibili nelle corvee logistiche. Gli

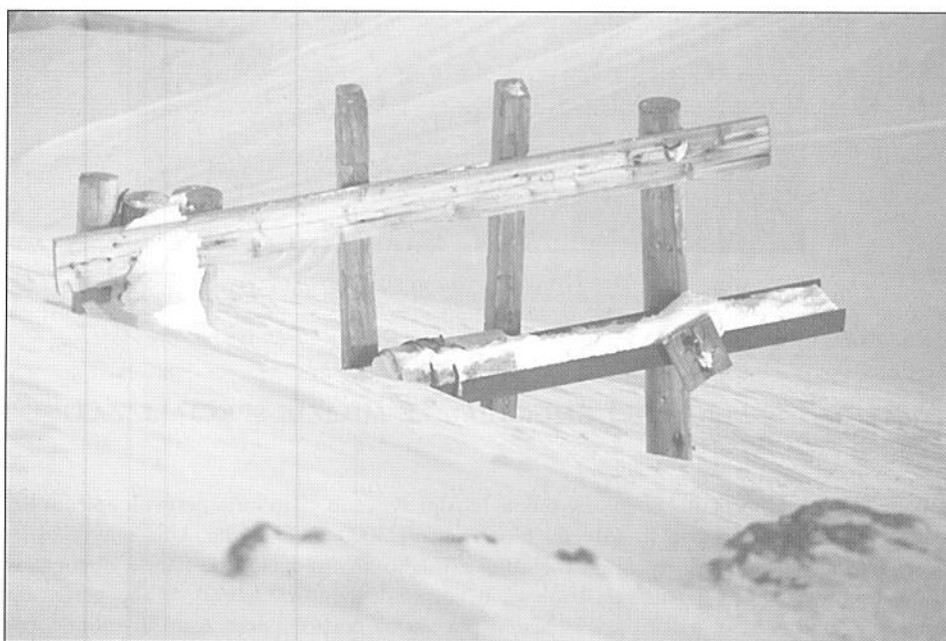
---

<sup>6</sup> erano volontari delle corporazioni dei tiratori, di antica tradizione: ogni villaggio aveva il suo drappello e gli ufficiali erano eletti democraticamente dalla truppa.

italiani creano il V Corpo di Armata Alpino: in alta Valtellina e nella Trafoiertal operano i battaglioni “Tirano”, “Valtellina” e “Aosta-Valle dell’Orco”.

Affinché materiali, ordini e informazioni possano raggiungere i veri e propri nidi d’aquila dove sono attestati i militari, viene messo in opera un complesso ed efficientissimo sistema logistico. Innanzitutto le *teleferiche*, installate a costo di enormi sacrifici e normalmente azionate a mano. Il loro corretto funzionamento è di vitale importanza: soprattutto nei mesi invernali, la rottura di un cavo equivale quasi sempre alla perdita della postazione. Tra le diverse decine di dispositivi di questo tipo realizzati nel massiccio, menzioniamo il più spettacolare, quello che con più campate raggiungeva la vetta del Gran Zebrù, a 3860 m di quota, partendo dall’odierno Rifugio Città di Milano, posto a circa 2500 m. Parimenti ardite ed efficaci erano le *linee telefoniche e telegrafiche*: in particolar modo le prime costituiscono un progresso tecnologico notevole, tenuto conto dell’allora ancor scarso sviluppo della rete in ambito civile. Il caposaldo italiano della Süldengrat al Gran Zebrù, posto a oltre 3600 m di quota, aveva il suo telefono, sempre funzionante. Il cavo corazzato correva in luoghi davvero impensabili, ancorato alle pareti e alle creste battute dai venti tempestosi.

In alta quota i trasporti, oltre che delle teleferiche, erano a carico dei poveri combattenti. Mentre, come detto, gli austriaci pensarono anche ai prigionieri, l’ingegno italiano cavò dal cilindro due motori biologici aggiuntivi: l’*asinello sardo*, cocciuto come si può immaginare ma anche resistente e affidabile, e i *cani* (quali il pastore abruzzese), utilissimi su terreno innevato. I collegamenti tra le postazioni erano sovente affidati a lunghe *scale* dotate di gradini di *legno*, alcune dal percorso particolarmente ardito.



*Foto 11: resti della stazione di arrivo di una teleferica al Monte Cristallo (G. Cola, 28 ottobre 1999).*

*Photo 11: remains of the arrival station of a cableway at Monte Cristallo (G. Cola, 28<sup>th</sup> October 1999).*

Ma l’aspetto più peculiare di queste nuove tecniche belliche, che configura un vero e proprio utilizzo militare dei ghiacciai è quello dello scavo di *gallerie nel ghiaccio*. Nate come semplici ricoveri e depositi di materiale, si trasformano successivamente in mezzo offensivo, sia per spostare truppe da un luogo all’altro al riparo dal fuoco avverso sia per condurre attacchi a sorpresa.

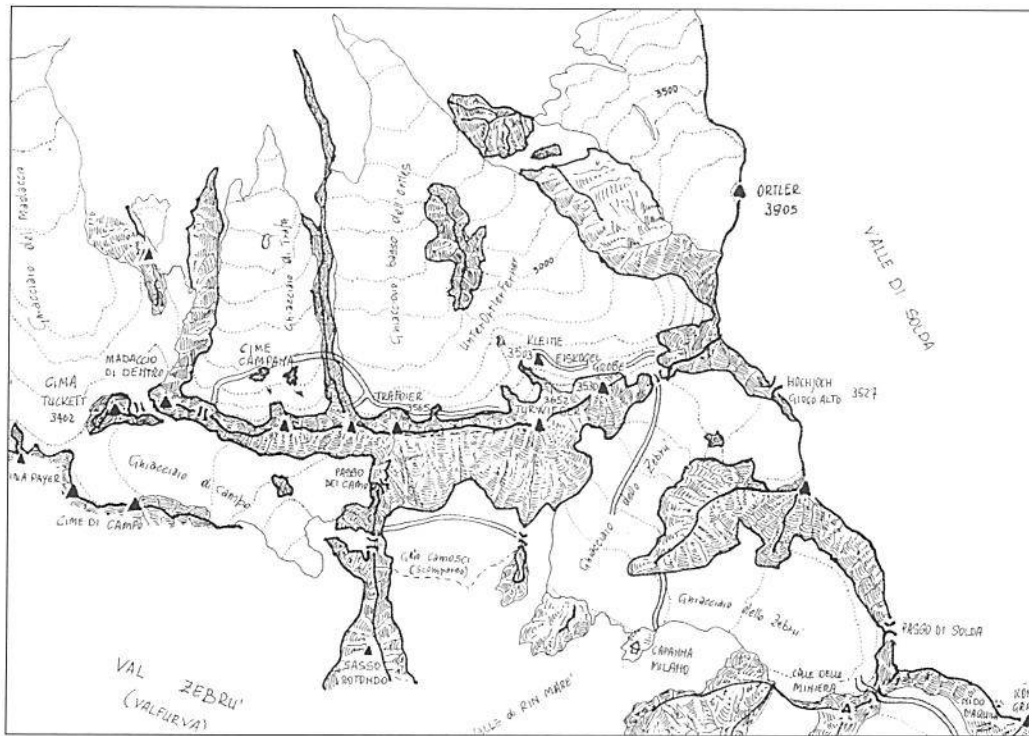


Fig. 2: il reticolo delle gallerie, italiane e austriache, realizzato attorno al tratto di cresta Ortles-Madaccio (A. Galluccio, 1999).  
 Fig. 2: the network of the Italian and Austrian tunnels, built around the crest's section Ortles-Madaccio (A. Galluccio, 1999).

Quelle di utilizzo logistico sono sovente opere imponenti, larghe anche tre metri e non di rado attrezzate con rotaie e vagoncini, mentre i tunnel impiegati negli assalti sono ripidi e angusti, con rare prese d'aria: vengono costruiti in segreto, con mille cautele e gran fatica. Lo scavo avviene quasi sempre a mano, raramente con l'ausilio di perforatori idraulici. L'uso della dinamite, dopo alcuni esperimenti fallimentari, viene invece abbandonato, sia perché "avvisa" il nemico dell'opera in corso ma soprattutto in quanto poco efficace: la plasticità del ghiaccio, infatti, assorbe buona parte degli effetti demolitori delle deflagrazioni.

Numerosi sono gli episodi che vedono l'uso prettamente offensivo delle gallerie nel ghiaccio: l'epopea della Trafoier, nel 1917, solo per citare un esempio, si svolse da parte austriaca mediante la costruzione di un ripido tunnel nel versante settentrionale della montagna. Nate tra l'iniziale diffidenza dei comandi, queste opere conoscono così un rapido sviluppo, sino a costituire una vasta rete, rivelatasi insostituibile in alcuni settori (fig. 2).

Sotto il profilo glaciologico, le gallerie possono essere distinte in due tipologie: i generi, infatti, si resero conto subito che quelle scavate nel corpo di un ghiacciaio si rovinavano in fretta, rimanendo coinvolte nel flusso glaciale. Tenendo conto che questo ha una velocità variabile, da apparato ad apparato e a seconda della stagione, tra i pochi metri e le decine di metri all'anno, si può immaginare come, ogni due o tre mesi, ma a volte anche con intervalli ben più brevi, il manufatto andasse risistemato. La grande galleria della Capanna Milano (l'attuale Rif. V Alpini – Bertarelli) (fig. 3) scomparve già nei primissimi anni successivi al termine delle ostilità, migrando rapidamente a valle.

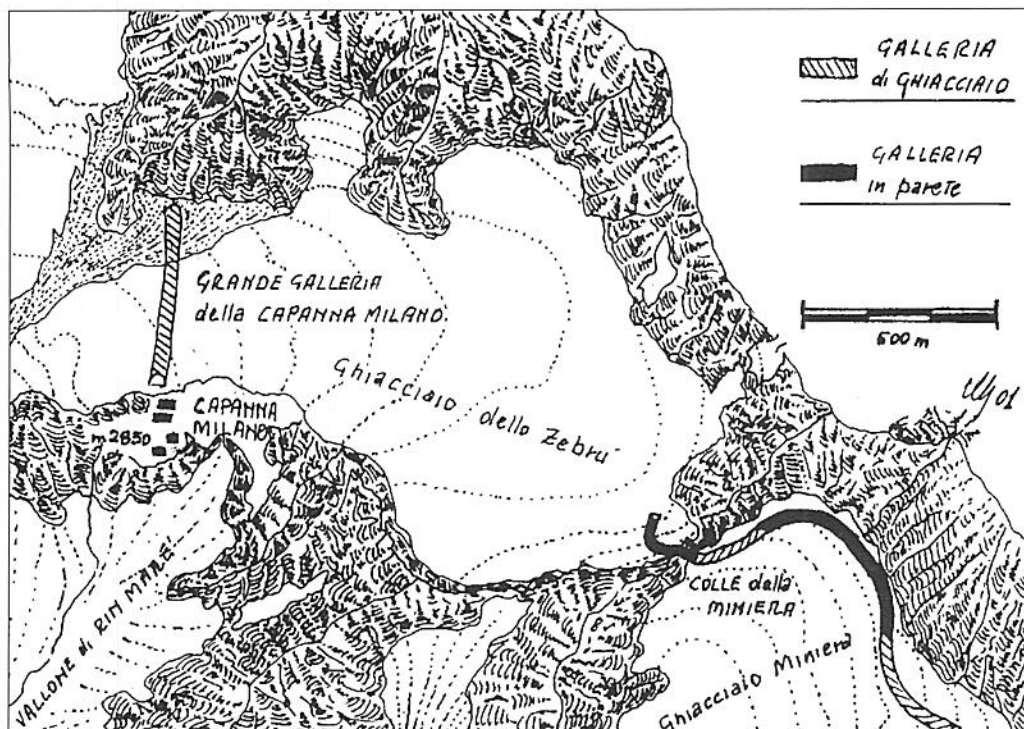


Fig. 3: la grande galleria di Capanna Milano (a sinistra) fu scavata nel ramo orientale del Ghiacciaio dello Zebriù: durante la guerra dovette essere mantenuta numerose volte, in quanto la velocità del flusso glaciale era molto alta nel punto dove era costruita. Scompare pochi anni dopo la fine delle ostilità. La galleria del Colle e del Ghiacciaio della Miniera nei tratti scavati in parete rimase immutata a lungo, anche nel periodo post-bellico (a destra) (A. Galluccio, G. Cola, 2001)

Fig. 3: the big tunnel of Capanna Milano (left) was dug in the eastern branch of the Zebriù Glacier. During the war it had to be often maintained, because the flow speed of the glacier was very high in the area where it had been built. It disappeared a few years after the end of the war. The tunnel on Miniera Pass and Miniera Glacier remained unchanged for a long time in those sections dug into the wall, even after the war (right) (A. Galluccio, G. Cola, 2001).

Altri tunnel rimanevano invece intatti per lunghi periodi. Erano quelli scavati nelle *pareti di ghiaccio*, cioè nei settori sommitali dei ghiacciai che sono posti a monte delle crepacce terminali. Questi pendii sono in effetti individui geologici a sé stanti, dotati di dinamiche di accumulazione e di caratteristiche fisiche diverse da quelle delle colate glaciali (GALLUCCIO E RIGHETTI, 1995). Per quanto attiene alla manutenzione delle gallerie, l'aspetto più interessante è che le pareti non si muovono, accrescendosi o riducendosi solo in superficie, senza traslare verso valle se non impercettibilmente. Un bel vantaggio, che i militari cercarono di sfruttare ogni qual volta fosse possibile. Nell'esempio di fig. 3, erano in parete il tratto sottostante il Colle della Miniera e parte della galleria che percorreva, attraversandolo, l'omonimo ghiacciaio. Relitti di queste opere, ancora ben conservati, vennero rinvenuti anche dopo oltre dieci anni dallo scavo. Gli austriaci sfruttarono questo effetto-parete soprattutto sul Monte Cristallo, pure se la calotta ghiacciata della montagna è più un ghiacciaio vero e proprio che una parete di ghiaccio: dalle cronache emerge che essi vi trovarono condizioni intermedie, ma gestibili, tra le due tipologie.

Infine non si può fare a meno di citare il paradigma di questa tecnica di guerra, la "città di ghiaccio", scavata dagli imperiali nel Ghiacciaio della Marmolada, che arrivò a ospitare centinaia di uomini e, purtroppo, fu teatro di episodi luttuosi legati al degrado della struttura imposto dal

movimento del ghiaccio. Nel nostro settore retico, il sistema più stabile e complesso, oltre a quello citato del Monte Cristallo, fu probabilmente la rete di tunnel ricavata sulla cima dell'Ortles. Essendo la parte sommitale della Vedretta Alta forgiata a guisa di calotta, gli austriaci non ebbero alcuna difficoltà a tenere la posizione senza gravose manutenzioni, attrezzandola con cannoni e obici di grande calibro e con quella che fu forse la più alta stazione meteorologica del mondo.

## 6 - CONCLUSIONI

La guerra a 3500 m costituisce un unicum nel plurimillenario rapporto tra l'uomo e l'Alpe: sino ai moderni conflitti asiatici, che si combattono a quote anche di molto superiori ma, per ciò che si sa, al di fuori dell'ambito nivo-glaciale, nulla di simile è avvenuto prima e dopo il triennio 1916-1918. Si è trattato di un episodio stravolgente, che ha imposto un'accelerazione a un faticoso processo di conoscenza che andava allora sviluppandosi: non si dimentichi, infatti, che sino a pochi decenni prima della Grande Guerra, l'alta montagna veniva ancora vista come luogo del maleficio, foriero di tragedie, possibilmente da evitare.

Se è vero che già sul finire del Settecento si impressero nella neve i passi regolari dei pionieri, alla conquista del Monte Bianco e di altre grandi vette alpine, è altrettanto sicuro che, al di fuori dei centri del turismo d'élite, come Chamonix, Courmayeur, Grindevald, Solda e pochi altri, sospetto e diffidenza continuavano a permeare l'animo delle popolazioni delle valli secondarie. In quest'ottica, colpiscono la capacità ideativa e il coraggio che i combattenti applicarono al più ombroso degli elementi della montagna, il ghiacciaio, piegandolo, almeno in qualche caso, alla propria volontà. Tale bagaglio di storia e sofferenze umane va ulteriormente valorizzato, promuovendone una più vasta diffusione, per scopi culturali ed educativi<sup>7</sup>; ma sarebbe anche doveroso proteggere dal degrado, con apposite leggi e finanziamenti, le vestigia che ancora punteggiano le nostre montagne. Un giusto omaggio alla memoria.

### Ringraziamenti:

Un sentito grazie va a Mario Testorelli e alla sua consorte, sia per la collaborazione fornita in occasione delle ricerche svolte presso il Museo Etnografico Vallivo della Valfurva sia per l'idea stessa di tale iniziativa storico-culturale. Per la condivisione di una comune passione a Luca Catasta, a Giacomo Casarelli e a Pierluigi Farioli. Per la lettura critica del testo a Luca Bonardi e a Guido Catasta.

## BIBLIOGRAFIA

- BELOTTI, MAGRIN G., PERETTI G. (1999) – *Il Sentiero della Pace in Lombardia*, Alpina Editrice, Bormio.
- BERTARELLI G. (1924) – *La guerra in alta montagna*, Rivista del T.C.I.
- FETTARAPPA SANDRI C. (1995) – *La guerra sotto le stelle*, Nordpress, Chiari.
- GALLUCCIO A., RIGHETTI F. (1995) – *La riduzione delle pareti di ghiaccio alpine, un contributo allo studio del fenomeno*, Ann. Sez. Valtellinese CAI 1994, Sondrio
- GIOVANNINI A. (1996) – *Dalla Presanella al Cevedale, lungo i sentieri della Grande Guerra*, Publilux, Trento.
- LANGHES G. (1993) – *La guerra fra rocce e ghiacci*, Athesia, Bolzano.
- MERCIAI G. (1920) – in *Bollettino della Società Geografica Italiana*, fasc. VII/X, Roma.
- MARAVIGLIA P. (1927) – *Guerra e vittoria*, Unione Tipografico-editrice Torinese, Torino.
- MAGRIN G. (1994) – *La battaglia più alta della storia*, Gino Rossato Editore, Valdagno.
- MARSEILLER, BERNHART, HALLER (1998) – *Memorie nel ghiaccio*, Athesia, Bolzano.
- MARTINELLI U. (inedito) – *La guerra a tremila metri, dallo Stelvio al Gavia, diario di un cittadino bormiese*, (per concessione del Museo Etnografico Vallivo della Valfurva).
- ONGARI D. (1972) – *La guerra sui monti dell'Alto Noce dal 1915 al 1918*, Società di Studi Trentini di Scienze Storiche, Trento.
- TEDESCHI M. (1919) – *Il più alto combattimento della guerra*, in *Rivista T.C.I.*, anno XXVI, n. 9-10, pp. 231-238.

<sup>7</sup> le iniziative già realizzate in tal senso sono comunque numerose e qualificate, con una vasta messe di pubblicazioni, itinerari dedicati e centri culturali aperti al pubblico (vedi in bibliografia, oltre ai testi, l'elenco dei musei disponibili, limitatamente al settore Alpi Centrali).



- TESTORELLI M. (1998) – *La guerra sulle alte vette e i ghiacciai, dallo Stelvio al Gavia*, in Romano S., 1998: *due ricorrenze storiche*, Banca Popolare di Sondrio.
- URANGIA TAZZOLI T. (1995) – *La guerra sulle alte vette e sui ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale*, Nordpress, Chiari.
- VIAZZI L. (1981-82) – *I diavoli dell'Adamello*, Mursia, Milano.
- VIAZZI L. (1997) – *La guerra alpina sul fronte Ortles-Cevedale*, Nordpress, Chiari.
- VIAZZI L. (1977) – *Guerra sulle vette, Ortles-Cevedale, 1915-1918*, Mursia, Milano.
- VIAZZI L., Martinelli U. (1996) – *La guerra a tremila metri, dallo Stelvio al Gavia*, Nordpress, Chiari.
- VON LICHEM H. (1991) – *La guerra in montagna 1915-1918 (Ortles - Adamello - Giudicarie)*, Athesia, Bolzano.
- VON LICHEM H. (1996) – *Guerra in solitudine*, Athesia, Bolzano.
- VON LICHEM H. (1994) – *La guerra in montagna*, vol. 1, Athesia, Bolzano.

#### Musei (per l'osservazione dei reperti)

- Museo Etnografico Vallivo della Valfurva, S. Antonio Valfurva (SO), ++ 39 0342 945291.
- Museo Storico Carlo Donegani, Passo Stelvio (SO), ++ 39 0342 903030.
- Museo della Guerra Bianca in Adamello, Temù (BS), ++ 39 0364 94617.
- Museo della Guerra Bianca, c/o Albergo Alpino, Vermiglio (BS).

#### Abstract

Nel triennio 1916-1918 il Gruppo dell'Ortles-Cevedale fu teatro di una guerra d'alta quota che costituisce un evento unico nella storia europea: per affrontare un terreno arduo e in parte sconosciuto furono ideate tecniche belliche innovative, come lo scavo di gallerie nel ghiaccio. La ricostruzione degli eventi meteorologici del Novecento sembra suggerire che, nel periodo antecedente la guerra, alcune cime del gruppo montuoso fossero meno glacializzate rispetto ai decenni successivi: ciò potrebbe spiegare la decisione dei comandi militari di attrezzarle con manufatti fissi. È stato infine identificato un particolare microclima (*microclima delle baracche*) che ha consentito la conservazione di reperti bellici sino ai primi Anni Novanta. In questi modi, nel settore più occidentale del fronte tra Regno d'Italia e Impero Asburgico, il ghiaccio ha assunto un ruolo rilevante sia nello svolgersi delle azioni belliche sia nel tramandarne la memoria.

Parole chiave: *Prima Guerra Mondiale, microclima delle baracche, gallerie nel ghiaccio*

In the three years 1916-1918 the Massif of Ortles-Cevedale was the scene of a war at high altitudes which represents a unique event in the European history; new war techniques, like the digging of tunnels into the ice, were created to deal with a difficult and partly unknown kind of soil. The reconstruction of the meteorological events in the 20<sup>th</sup> century suggests that before the war some peaks of the massif were less covered with ice than in the following decades. Finally, a particular microclimate (the *microclimate of the huts*) helped the preservation of war surplus until the beginning of the 90s. This is how the ice in the westernmost sector of the front between the Kingdom of Italy and the Habsburg Empire played a relevant role both during the war operations and in handing down memories.

Key words: *First World War, Ortles-Cevedale, tunnels into the ice*

Pendant les années 1916-1918 le Groupe de l'Ortles-Cevedale devient le théâtre d'une guerre d'altitude, événement unique pour l'histoire européenne : pour faire face à un milieu hostile et inconnu, on a inventé des nouvelles techniques de guerre, par exemple le percement de galeries dans la glace. La reconstitution des événements météorologiques du XX<sup>ème</sup> siècle confirme que, pendant la période qui précède la Première Guerre Mondiale, certains sommets de ce groupe étaient moins glacés que pendant les années suivantes. Cela pourrait expliquer la présence d'ouvrages fixes, comme les baraquas en bois. On a identifié un microclimat particulier (*microclimat des baraques en bois*) qui a favorisé la conservation de pièces de guerre jusqu'aux années 90. Dans le secteur le plus à l'ouest du front entre le Règne d'Italie et l'Empire des Habsbourg, la glace et les glaciers ont eu un rôle important au niveau des actions et des mémoires de la guerre.

Mots clés: *Première Guerre Mondiale, microclimat des baraques en bois, galeries dans la glace*



## THE WHITE WAR ON ORTLES-CEVEDALE: THE ICE AS A CASKET OF MEMORIES

### 1 – INTRODUCTION

During the three years 1916-1918 a war at higher elevations, which never happened again, was fought on the peaks of Ortles-Cevedale and of Adamello, i.e. of what was at the time the westernmost sector of the political border between the Kingdom of Italy and the Habsburg Empire (fig. 1). The peculiarity of an unknown operation field imposed hazardous but above all innovative logistic solutions; the military tradition in the mountain, in fact, mostly concentrated on the use of permanent small fortresses, of entrenchments and heavy artillery. Specific techniques were therefore created; their test and improvement went on almost simultaneously and in a very short time. Moreover, the need to defend peaks and crests, which up to then most people had only observed from a distance, caused the militarization of that small group of alpinists, hunters and guides forming the elite of experts. They were in charge of planning modern manufactures, even though they were often opposed by the commands, who still had their minds obtusely set on the ancient war patterns.

These experts on both sides prepared the ground for the training of other soldiers, who were recruited in the battalions of the large popular armies and who knew more or less nothing of high mountains. Being forced to quickly learn how to survive in an unusual and hostile environment, they also gave a strong cognitive push, which changed the relationship between mankind, belligerent or not, and the icy peaks once and for all.

*Photo 1: see page 9*

*Table 1: see page 10*

With regards to the war fought on the mountains, what makes the operations on Ortles-Cevedale memorable is the presence of glaciers, an important presence if we consider that this is the Italian massif hosting the highest number of units. Being steep and impassable, they hindered the big pitched battles, the use of mines and the real trench warfare made of assaults and continuous and tragic repetitions, which was usual in the eastern Dolomite part of the front<sup>2</sup>. Armies had instead to adapt the tactics and the logistics to the snow-ice element, which was first considered as the simple hinder to be overcome and then it turned out to be an offensive opportunity.

This work has a double objective: on one hand it aims at thoroughly examining some aspects of the military value of glaciers; on the other hand, it tries to explain the role of real caskets of memories by reconstructing the meteorological-climatic events happened before, during and after the war. In the 80s and 90s, sixty years after the end of the work of the so-called “recuperanti”, a second round of finds started only at high altitudes where glaciers experience their relentless dynamics.

*Photo 2: see page 10*

*Fig. 1: see page 11*

### 2 – THE ENIGMA OF THE PEAK HUTS

In July 1982 we reached the peak of Monte Cevedale. A wonderful trip, spotless glaciers, shining, perfect peaks. Our break on top lasted longer, even though it was not that comfortable to sit on a sharp, 3 metre-long crest made of hard snow. Our eyes sank into a small universe of ice shared by Lombardy and Alto Adige; north we could see the long flows of Val Martello, Ortles and Gran Zebrù, south of the large Forni Glacier and its ring of peaks protected by seracs.

Ten years went by. By chance, while consulting a photographic archive we found a picture of the Great War showing a hut at higher elevations facing Valle delle Rosole (photo 2). It seemed to be located right on top of Cevedale. It couldn't be possible! The peak has always been made of ice. By using the visible mountains in the picture as triangulation points we became convinced that the hut was really up there, on top.

---

(\*) Servizio Glaciologico Lombardo, Milan (Italy); antonio.galluccio@libero.it; dosegu@libero.it.

<sup>2</sup> gunfight with the use of a high number of soldiers took place on the Adamello group thanks to the semiflat conformation and to the large areas of the following glaciers: Adamello, Lobbia and Lares and on the Marmolada.

Other mountains, theatre of war, like Ortles, Cristallo, Cima di Trafoi and S. Matteo had hosted peak huts; these had however been built into seracs and winding ravines or they were even completely hidden under the ice cover in a tunnel. Our hut seemed to be on a clear area and it even had a small dry wall around it stretching out towards the south. At least one part of the peak of Cevedale seemed therefore to be free from ice during its setting up. We got more and more curious and we carried on with the research. The photos 3 and 4 are an interesting hint to check the conditions of the Vedretta Alta of Ortles during an indefinite spring of the 10s, or in any way before the war, and nowadays. The arrows show the snout of the glacier's southern branch, which was clearly larger and more jutting out in the modern image than in that of the beginning of the century. The remaining parts of the unit, even though they were larger than today, did not appear so much different, which is surprising if we consider that the glaciers' present dimensions are more or less half or little more than those of the 10s. This observation is proved by a group of uncommon images which have been left out here for space reasons and which are related to similar situations like, for example, the ice blanket mantling Monte Cristallo which seems to be thinner in the years prior to the war than in 1917 or even 1955.

The assumption is therefore the following: as a result of particular weather conditions occurred before 1916, it could be possible that some peaks of Ortles-Cevedale were less covered with ice compared to the following ten years or even partly uncovered. This could explain why it was relatively easy for the belligerents to equip many peaks along the border. Maybe, but this is only one of the possible conclusions, during the cold season the area had been affected for many years by pressure patterns favouring the predominance of turbulent currents characterized by strong winds. These provided then large accumulation on the glaciers' plateaus, above all on the leeward ones, but they fed only temporarily the high crests subject to wind erosion.

Certainly many huts can now be found on the rocky shoulders facing the eastern basin of the Forni Glacier and the peaks of Pejo, Taviela and Palon de la Mare, i.e. in those sites which remained buried by the snow or were even reached by the glaciers' end for long periods after the war, like for example in the 70s. These huts were built on rocky soil and not into the ice, as proved by the images of those times showing them in operation (photo 5). The same goes for the manufactures located on top of Monte Pasquale, at more than 3500 m, which emerged from the ice only in the mid 90s. The refuges located in the upper sector of the Madaccio Glacier, on the Adige side of the massif, represent a different case; photo 7 should prove that they were built in the end creavasses of the small ice walls wrapping hills and peaks of that area at the time. The very hot summers of 1989 and 1991, together with the possible concurrence of washing away rains in 1987, melted the ice that had covered them for more than seventy years. The huts of Monte Cristallo were dug inside the typical glacier caves of the northern side of the mountain and they too have emerged only in the past few years (photo 1).

### 3 – THE MICROCLIMATE IN THE HUTS

When the visitors reached the above-mentioned wooden huts, which emerged only a few years ago, they noticed a particular phenomenon; inside was an ice monobloc with the most different finds in it. The same happened in the already known huts at higher elevations, i.e. those which had mostly remained uncovered after the end of the war. Following the warm years of the last part of the 20<sup>th</sup> century the ice bloc started to melt and in some cases it even broke up releasing its content.

*Photo 3 and 4: see page 13*

*Photo 5 and 6: see page 14*

*Photo 7 and 8: see page 15*

The unexpected second round of recovery of war surplus started in the 90s and characterized the whole period. The fact that this sort of memories' fridges kept over many years, above all those huts not incorporated in the ice after 1917, is therefore the cause of the unsuccessful recovery of those objects in the years immediately after the war, when the activity of the "recuperanti" was widely spread and constant.

The explanation of this phenomenon lies in a particular microclimate due to the presence of the manufacture (microclimate in the huts). Wooden structures which are not maintained usually deteriorate quickly in the mountain, as they are subject to the alternating of frost, melting, rain and wind; moreover, many of them might have closed down after being seriously damaged. Following the precipitation during their idleness, the collapse of part of the roof, the incoming snow through the cracks during the snowstorms (photo 9), the room was filled with snow, which partially melted during the summer and could then re-freeze.

Going back to 1916, from the examination of the iconography we have come to the conclusion that the mountains changed aspect during that year. There were ice and snow everywhere, even in those areas where there was usually nothing. We do not know it for sure but probably the hut at Cevedale was immediately and permanently buried (after examination of an Austrian-Hungarian map positioning a substitutive weapon pit at Colle delle Rosole). During December it snowed non-stop for some weeks ("A quantity of snow never seen within living memory fell") (LANGHES, 1993, p. 33). In the night between the 12<sup>th</sup> and 13<sup>th</sup> of the month, thanks to a raise in temperature, a terrible tragedy, the so-called Santa Lucia Nera, occurred. It has been said that the victims of the avalanches were more than ten thousand along the front on the Alps, more than three hundred only at Gran Poz in the Marmolada. At the Presena Glacier, between Castellaccio and Busazza, the snow thickness in that period was almost ten metres (VON LICHEM, 1991, p. 66), which means having at least triple snow supplies to reach such a snow layer. From January to April 1917 another twelve metres of snow fell. We are not far from the truth when we calculate that the scope of precipitation of that mournful winter is equal to fifty metres of snow, which often fell in the form of a relentless snowstorm, with a wind speed of 115 km/h and the temperature keeping below - 32°C for some days (VIAZZI, 1981-82). In July the old snow was still present in the villages of Val di Sole, like Vermiglio and Stavel, located around 1000m of altitude. Merciai, a famous observer of glaciers in Adamello at the beginning of the century, reported that in 1919 the glacier snouts were still covered with the snow dating back to 1916-1917 (MERCIAI, 1920, p.271). Things were not different in the neighbouring massif of Ortles-Cevedale.

The 20s are interesting years not only for the war but also because of the initial dry climate. Some pictures of the glaciers at the time show large advancing flows which were free from snow. The second half of the decade and the 30s registered a humid though not cold weather, as proved by the re-forming of many ice walls in that sector and the contemporaneous retreat of glaciers. The 40s and 50s were definitely unfavourable decades for the development of glaciation, though with some isolated exceptions. After 1960, which was somehow a small scale repetition of 1916-1917, the Adamello Glacier started to render the bodies of the missing soldiers.

In the 70s the finds suddenly stopped because of some snow and cool summer seasons. This short phase favourable to the re-glaciation of the mountains had its culmination in the two years 1977-1978. The following short advancing phase of glaciers ended in 1985. The 1987<sup>4</sup> floods triggered off a reduction of the ice cover which was initially uncertain but became sensational in the 90s. Since 1988 new finds emerged, like some huts in the eastern basin of the Forni Glacier, while in 1991 and 1992 most of what was previously buried became uncovered<sup>5</sup>. The process ends nowadays; the altimetric level of the upland plain covered with ice in Adamello is today 30 m lower than at the end of the 60s and the glacier is strewn with barbed wire entanglement, rests of huts, equipment and munitions.

Summing up, much of the war surplus were buried in the snow and in the ice after the war, and it partially reappeared for the first time, maybe, in the 20s, then again in the 50s and 60s; it was buried again in the two following decades and emerged permanently after 1991-1992. This happened only at higher elevations on the Alps, above 3200-3300 m . Below this altitude the above-mentioned short phases favourable to the growth of the snow-ice area had minor effects, except for some particularly protected sites, where the preservation and the findings after the first period of retrievals can be considered as something extraordinary.

*Photo 10: see page 19*

## 5 – THE WAR USE OF GLACIERS: THE SPECIALIZED ARMIES AND THE SPECIFIC TECHNIQUES

Before the Great War, the Alps had hosted many battles over the years but nobody had ever fought with fire-arms above 3000 m of altitude. So that war was something to be invented. The commands logically relied on their best: the Austrian-Hungarians relied on the Tyrolese territorial army, the so-called Standschützen corps<sup>6</sup>, and on the militarized guides (Bergführer); the Italians on the Alpine corps, the oldest specialized corps in the world for defense in the mountain (the "Centuria Valtellina" and the companies of the "Volontari Alpini")

<sup>4</sup> there was not only the bloody event on 16-18 July (with many victims in Valtellina and in the province of Bergamo), but also two minor events in August and September involving the Central Alps here and there.

<sup>5</sup> our retrievals of war surplus in July 1991 were amongst the first ones ever carried out; we found more than fifty bombs in a few days on the Forni Glacier plus some equipment.

<sup>6</sup> they were volunteers from the old traditional shots' corporations; each village had its squad and the officials were democratically elected by the troops.

Going back to 1916, from the examination of the iconography we have come to the conclusion that the mountains changed aspect during that year. There were ice and snow everywhere, even in those areas where there was usually nothing. We do not know it for sure but probably the hut at Cevedale was immediately and permanently buried (after examination of an Austrian-Hungarian map positioning a substitutive weapon pit at Colle delle Rosole). During December it snowed non-stop for some weeks ("A quantity of snow never seen within living memory fell") (LANGHES, 1993, p. 33). In the night between the 12<sup>th</sup> and 13<sup>th</sup> of the month, thanks to a raise in temperature, a terrible tragedy, the so-called Santa Lucia Nera, occurred. It has been said that the victims of the avalanches were more than ten thousand along the front on the Alps, more than three hundred only at Gran Poz in the Marmolada. At the Presena Glacier, between Castellaccio and Busazza, the snow thickness in that period was almost ten metres (VON LICHEM, 1991, p. 66), which means having at least triple snow supplies to reach such a snow layer. From January to April 1917 another twelve metres of snow fell. We are not far from the truth when we calculate that the scope of precipitation of that mournful winter is equal to fifty metres of snow, which often fell in the form of a relentless snowstorm, with a wind speed of 115 km/h and the temperature keeping below - 32°C for some days (VIAZZI, 1981-82). In July the old snow was still present in the villages of Val di Sole, like Vermiglio and Stavel, located around 1000m of altitude. Merciai, a famous observer of glaciers in Adamello at the beginning of the century, reported that in 1919 the glacier snouts were still covered with the snow dating back to 1916-1917 (MERCIAI, 1920, p.271). Things were not different in the neighbouring massif of Ortles-Cevedale.

The 20s are interesting years not only for the war but also because of the initial dry climate. Some pictures of the glaciers at the time show large advancing flows which were free from snow. The second half of the decade and the 30s registered a humid though not cold weather, as proved by the re-forming of many ice walls in that sector and the contemporaneous retreat of glaciers. The 40s and 50s were definitely unfavourable decades for the development of glaciation, though with some isolated exceptions. After 1960, which was somehow a small scale repetition of 1916-1917, the Adamello Glacier started to render the bodies of the missing soldiers.

In the 70s the finds suddenly stopped because of some snow and cool summer seasons. This short phase favourable to the re-glaciation of the mountains had its culmination in the two years 1977-1978. The following short advancing phase of glaciers ended in 1985. The 1987<sup>4</sup> floods triggered off a reduction of the ice cover which was initially uncertain but became sensational in the 90s. Since 1988 new finds emerged, like some huts in the eastern basin of the Forni Glacier, while in 1991 and 1992 most of what was previously buried became uncovered<sup>5</sup>. The process ends nowadays; the altimetric level of the upland plain covered with ice in Adamello is today 30 m lower than at the end of the 60s and the glacier is strewn with barbed wire entanglement, rests of huts, equipment and munitions.

Summing up, much of the war surplus were buried in the snow and in the ice after the war, and it partially reappeared for the first time, maybe, in the 20s, then again in the 50s and 60s; it was buried again in the two following decades and emerged permanently after 1991-1992. This happened only at higher elevations on the Alps, above 3200-3300 m . Below this altitude the above-mentioned short phases favourable to the growth of the snow-ice area had minor effects, except for some particularly protected sites, where the preservation and the findings after the first period of retrievals can be considered as something extraordinary.

*Photo 10: see page 19*

## 5 – THE WAR USE OF GLACIERS: THE SPECIALIZED ARMIES AND THE SPECIFIC TECHNIQUES

Before the Great War, the Alps had hosted many battles over the years but nobody had ever fought with fire-arms above 3000 m of altitude. So that war was something to be invented. The commands logically relied on their best: the Austrian-Hungarians relied on the Tyrolese territorial army, the so-called *Standeschützen* corps<sup>6</sup>, and on the militarized guides (*Bergführer*); the Italians on the Alpine corps, the oldest specialized corps in the world for defense in the mountain (the "*Centuria Valtellina*" and the companies of the "*Volontari Alpini*"

<sup>4</sup> there was not only the bloody event on 16-18 July (with many victims in Valtellina and in the province of Bergamo), but also two minor events in August and September involving the Central Alps here and there.

<sup>5</sup> our retrievals of war surplus in July 1991 were amongst the first ones ever carried out; we found more than fifty bombs in a few days on the Forni Glacier plus some equipment.

<sup>6</sup> they were volunteers from the old traditional shots' corporations; each village had its squad and the officials were democratically elected by the troops.

most interesting aspect, because they did not move, they enlarged or reduced only on the surface without moving downhill, if not imperceptibly. The soldiers tried to take advantage of this fact as much as they could. In the example showed in Fig. 3, the stretch below Colle della Miniera and part of the tunnel crossing the glacier bearing the same name were dug into the wall. Some rests of these works, which were still in good conditions, were found even ten years after the digging. The Austrians took advantage of this wall-effect above all on Monte Cristallo, even though the ice cap of the mountain was more a real glacier than an ice wall. The chronicle reported that they found intermediate, though manageable, conditions between the two types.

Finally one should mention the paradigm of this war technique, “the ice city” dug into the Marmolada Glacier, which hosted up to hundreds of soldiers and it was unfortunately the scene of mournful events due to the deterioration of the structure forced by the ice movement. In our Rhaetian sector the most lasting and complex system, beyond the above-mentioned one of Monte Cristallo, was probably the tunnel network dug around the peak of Ortles. Being the top part of Vedretta Alta shaped like a cap, the Austrians had no difficulty in keeping their weapon pit without heavy maintenance and equipping it with guns and big-calibre howitzers and with what has probably been the highest weather station in the world.

## 6 – CONCLUSION

The war at 3500 m represents something unique in the multimillennial relationship between men and the Alps. Nothing similar has ever happened again either before and after the three years 1916-1918 or up to the modern Asian conflicts, which are fought at high altitudes, as far as we know, but outside the areas covered with snow and ice. It has been an upsetting event, which has speeded up a difficult process of knowledge developing at the time; one should not forget, in fact, that until some decades before the Great War, high mountains were still considered as a place of witchcraft heralding tragedies to be avoided.

If on one hand it is proved that at the end of the 18<sup>th</sup> century the pioneers left their footprints in the snow while conquering the Monte Bianco and other famous peaks in the Alps, suspicion and mistrust on the other hand were still dominating the thinking of the people living in the secondary valleys, outside those clivarian tourists destinations like Chamonix, Courmayeur, Grindevald, Solda and a few other places. From this point of view, the creative capacity and the courage of the soldiers dealing with glaciers, the most mysterious element of the mountains, and the fact that sometimes they could even bend it to their will, is really impressive. This store of history and of human sacrifice should be made more valuable and should be promoted more widely for cultural and educational purposes<sup>7</sup>; it should also be right and proper to protect the ruins on our mountains from deterioration through special laws and financial support. A right tribute to memories.

*REFERENCES (see pages 23-24)*

---

<sup>7</sup> however, many qualified initiatives have already been carried out in this regard through a lot of publications, dedicated itineraries and cultural centres open to the public (see references, texts and the list of available museums in the Central Alps).



most interesting aspect, because they did not move, they enlarged or reduced only on the surface without moving downhill, if not imperceptibly. The soldiers tried to take advantage of this fact as much as they could. In the example showed in Fig. 3, the stretch below Colle della Miniera and part of the tunnel crossing the glacier bearing the same name were dug into the wall. Some rests of these works, which were still in good conditions, were found even ten years after the digging. The Austrians took advantage of this wall-effect above all on Monte Cristallo, even though the ice cap of the mountain was more a real glacier than an ice wall. The chronicle reported that they found intermediate, though manageable, conditions between the two types.

Finally one should mention the paradigm of this war technique, “the ice city” dug into the Marmolada Glacier, which hosted up to hundreds of soldiers and it was unfortunately the scene of mournful events due to the deterioration of the structure forced by the ice movement. In our Rhaetian sector the most lasting and complex system, beyond the above-mentioned one of Monte Cristallo, was probably the tunnel network dug around the peak of Ortles. Being the top part of Vedretta Alta shaped like a cap, the Austrians had no difficulty in keeping their weapon pit without heavy maintenance and equipping it with guns and big-calibre howitzers and with what has probably been the highest weather station in the world.

## 6 – CONCLUSION

The war at 3500 m represents something unique in the multimillennial relationship between men and the Alps. Nothing similar has ever happened again either before and after the three years 1916-1918 or up to the modern Asian conflicts, which are fought at high altitudes, as far as we know, but outside the areas covered with snow and ice. It has been an upsetting event, which has speeded up a difficult process of knowledge developing at the time; one should not forget, in fact, that until some decades before the Great War, high mountains were still considered as a place of witchcraft heralding tragedies to be avoided.

If on one hand it is proved that at the end of the 18<sup>th</sup> century the pioneers left their footprints in the snow while conquering the Monte Bianco and other famous peaks in the Alps, suspicion and mistrust on the other hand were still dominating the thinking of the people living in the secondary valleys, outside those elitarian tourists destinations like Chamonix, Courmayeur, Grindevald, Solda and a few other places. From this point of view, the creative capacity and the courage of the soldiers dealing with glaciers, the most mysterious element of the mountains, and the fact that sometimes they could even bend it to their will, is really impressive. This store of history and of human sacrifice should be made more valuable and should be promoted more widely for cultural and educational purposes<sup>7</sup>; it should also be right and proper to protect the ruins on our mountains from deterioration through special laws and financial support. A right tribute to memories.

*REFERENCES (see pages 23-24)*

---

<sup>7</sup> however, many qualified initiatives have already been carried out in this regard through a lot of publications, dedicated itineraries and cultural centres open to the public (see references, texts and the list of available museums in the Central Alps).

La prima è stata di breve durata e ha avuto il suo massimo negli Anni Venti, mentre la seconda, di caratteristiche indubbiamente più marcate, ha iniziato a manifestarsi negli Anni Sessanta per terminare in modo alquanto brusco attorno al 1985. A partire da quest'ultima data si è imposta una forte deglaciazione che appare inconsueta soprattutto per la rapidità con cui ha risposto alle pur sensibili variazioni del regime termo-pluviometrico. Alla luce di questi eventi e dell'interesse che essi hanno suscitato nell'opinione pubblica, l'attenzione del consesso scientifico si è rivolta alla ricerca delle possibili cause, con particolare riferimento ai rilevanti episodi meteorologici estremi che si sono susseguiti negli ultimi anni.

Nella gran ridda di ipotesi che si sono formulate a riguardo, quasi tutte tendenti a individuare nell'incremento dell'*effetto serra* la causa principale dei mutamenti ambientali di tipo climatico, appare tuttavia oggettivamente difficile identificare l'inquinamento atmosferico quale unico attore del cambiamento. A sostegno di quest'ultima tesi, peraltro avvalorata anche dall'analisi di talune vicende climatiche del passato, potrebbe essere portata proprio la citata, improvvisa svolta degli Anni Ottanta, verificatasi con una rapidità ben maggiore dell'accelerazione, pure significativa, che sembra essere stata impressa all'immissione dei gas serra in atmosfera. Volendo infine cercare una collocazione spazio-temporale alla nostra epoca in relazione alle fasi climatiche, è logico situarla oggi all'interno di un periodo interglaciale, dato che sono trascorsi circa 10 000 anni dalla fine dell'Ultimo Massimo Glaciale e che nulla vieta di ipotizzare che tra qualche millennio possa aprirsi una nuova finestra climatica di tipo glaciale. In questa ottica planetaria, di macro-scala, la ricerca glaciologica di previsione a breve termine non è in grado di proporre soluzioni applicative di sicuro interesse. Le fluttuazioni di micro-scala (da 1 a 5-10 anni) assumono invece una importanza rilevante per l'impatto ambientale che ne deriva. In tal senso i ghiacciai si rivelano molto utili: essi, infatti, possono essere considerati strumenti di misura particolarmente sensibili, tanto più efficienti quanto precise e perfezionate risultano essere le tecniche di indagine e di interpretazione dei dati.

## 2 - UNA NUOVA PROSPETTIVA DI RICERCA: IL SITO GLACIOGENO

Al fine di raffinare le metodologie e gli strumenti di ricerca in ambito glaciologico alpino, può essere utile ampliare il campo di indagine non solo alle masse ghiacciate di modesta consistenza ma anche ad altri oggetti che siano in possesso di potenzialità *glaciogene*, intendendosi con ciò l'insieme di quelle condizioni ambientali locali in grado di interagire con le dinamiche climatiche generali influenzando i processi di genesi o dissoluzione glaciale.

Per il conseguimento di questa finalità possono essere individuati come soggetti idonei quei siti montani all'interno dei quali si verificano, si sono verificati o si potranno verificare, i *processi di formazione e sviluppo di masse nivo-glaciali*. Oltre che singolarmente, tali luoghi vanno visti anche in un contesto territoriale omogeneo, meglio se di modesta estensione: queste caratteristiche sono, ad esempio, ben rappresentate nella regione dolomitica, che dimostra quindi di potersi porre come un buon laboratorio di ricerca. I primi obiettivi da raggiungere consistono nell'individuazione di criteri adeguati a identificare e qualificare i siti glaciogeni idonei e nella restrizione della scala temporale di riferimento all'interno di brevi periodi, una sorta di soglia minima di sensibilità, operazione che consenta di apprezzare anche le più piccole variazioni coinvolgenti il rapporto dinamico tra clima e volume delle masse glaciali.

Sulla base delle suddette considerazioni il *sito glaciogeno alpino* può essere definito come *luogo topografico morfologicamente identificabile all'interno del quale variazioni climatiche anche di piccola scala inducono processi glaciali evidenti e rilevabili*. In questa direzione, dunque, la ricerca glaciologica si estende oltre lo studio delle masse glaciali "tradizionali", fino a comprendere l'analisi delle condizioni locali intese come insieme di *fattori sensibili di glaciazione*. Ne consegue che il sito glaciogeno non va confuso con le masse ghiacciate in esso contenute: il luogo mantiene le proprie peculiari caratteristiche anche al modificarsi delle condizioni climatiche e, quindi, dei prodotti dell'azione glaciogena. Un conto è perciò parlare di un ghiacciaio *di circo* e un altro del sito glaciogeno che lo ospita: in questo caso morfologicamente classificabile come *circo*.

La prima è stata di breve durata e ha avuto il suo massimo negli Anni Venti, mentre la seconda, di caratteristiche indubbiamente più marcate, ha iniziato a manifestarsi negli Anni Sessanta per terminare in modo alquanto brusco attorno al 1985. A partire da quest'ultima data si è imposta una forte deglaciazione che appare inconsueta soprattutto per la rapidità con cui ha risposto alle pur sensibili variazioni del regime termo-pluviometrico. Alla luce di questi eventi e dell'interesse che essi hanno suscitato nell'opinione pubblica, l'attenzione del consesso scientifico si è rivolta alla ricerca delle possibili cause, con particolare riferimento ai rilevanti episodi meteorologici estremi che si sono susseguiti negli ultimi anni.

Nella gran ridda di ipotesi che si sono formulate a riguardo, quasi tutte tendenti a individuare nell'incremento dell'*effetto serra* la causa principale dei mutamenti ambientali di tipo climatico, appare tuttavia oggettivamente difficile identificare l'inquinamento atmosferico quale unico attore del cambiamento. A sostegno di quest'ultima tesi, peraltro avvalorata anche dall'analisi di talune vicende climatiche del passato, potrebbe essere portata proprio la citata, improvvisa svolta degli Anni Ottanta, verificatasi con una rapidità ben maggiore dell'accelerazione, pure significativa, che sembra essere stata impressa all'immissione dei gas serra in atmosfera. Volendo infine cercare una collocazione spazio-temporale alla nostra epoca in relazione alle fasi climatiche, è logico situarla oggi all'interno di un periodo interglaciale, dato che sono trascorsi circa 10 000 anni dalla fine dell'Ultimo Massimo Glaciale e che nulla vieta di ipotizzare che tra qualche millennio possa aprirsi una nuova finestra climatica di tipo glaciale. In questa ottica planetaria, di macro-scala, la ricerca glaciologica di previsione a breve termine non è in grado di proporre soluzioni applicative di sicuro interesse. Le fluttuazioni di micro-scala (da 1 a 5-10 anni) assumono invece una importanza rilevante per l'impatto ambientale che ne deriva. In tal senso i ghiacciai si rivelano molto utili: essi, infatti, possono essere considerati strumenti di misura particolarmente sensibili, tanto più efficienti quanto precise e perfezionate risultano essere le tecniche di indagine e di interpretazione dei dati.

## 2 - UNA NUOVA PROSPETTIVA DI RICERCA: IL SITO GLACIOGENO

Al fine di raffinare le metodologie e gli strumenti di ricerca in ambito glaciologico alpino, può essere utile ampliare il campo di indagine non solo alle masse ghiacciate di modesta consistenza ma anche ad altri oggetti che siano in possesso di potenzialità *glaciogene*, intendendosi con ciò l'insieme di quelle condizioni ambientali locali in grado di interagire con le dinamiche climatiche generali influenzando i processi di genesi o dissoluzione glaciale.

Per il conseguimento di questa finalità possono essere individuati come soggetti idonei quei siti montani all'interno dei quali si verificano, si sono verificati o si potranno verificare, i *processi di formazione e sviluppo di masse nivo-glaciali*. Oltre che singolarmente, tali luoghi vanno visti anche in un contesto territoriale omogeneo, meglio se di modesta estensione: queste caratteristiche sono, ad esempio, ben rappresentate nella regione dolomitica, che dimostra quindi di potersi porre come un buon laboratorio di ricerca. I primi obiettivi da raggiungere consistono nell'individuazione di criteri adeguati a identificare e qualificare i siti glaciogeni idonei e nella restrizione della scala temporale di riferimento all'interno di brevi periodi, una sorta di soglia minima di sensibilità, operazione che consenta di apprezzare anche le più piccole variazioni coinvolgenti il rapporto dinamico tra clima e volume delle masse glaciali.

Sulla base delle suddette considerazioni il *sito glaciogeno alpino* può essere definito come *luogo topografico morfologicamente identificabile all'interno del quale variazioni climatiche anche di piccola scala inducono processi glaciali evidenti e rilevabili*. In questa direzione, dunque, la ricerca glaciologica si estende oltre lo studio delle masse glaciali "tradizionali", fino a comprendere l'analisi delle condizioni locali intese come insieme di *fattori sensibili di glaciazione*. Ne consegue che il sito glaciogeno non va confuso con le masse ghiacciate in esso contenute: il luogo mantiene le proprie peculiari caratteristiche anche al modificarsi delle condizioni climatiche e, quindi, dei prodotti dell'azione glaciogena. Un conto è perciò parlare di un ghiacciaio *di circo* e un altro del sito glaciogeno che lo ospita: in questo caso morfologicamente classificabile come *circo*.



ma non senza preoccupazione, una forte riduzione di tutte le masse ghiacciate e, in taluni casi, una loro scomparsa: il fenomeno è in atto in tutti i gruppi glacializzati, dall'Antelao alle Tofane, dalle Pale di San Martino ai Cadini e fino alla Marmolada. Su quest'ultima montagna i ghiacciai si presentano in una condizione di progressiva e rapida riduzione di massa, talmente consistente da rappresentare il caso più emblematico, anche a motivo della notorietà di cui la Marmolada gode.

In definitiva, i luoghi dove, di volta in volta, masse glaciali di piccole o modeste dimensioni, vengono a formarsi o a dissolversi, possono dunque fornire una testimonianza efficace delle correlazioni tra dinamiche dell'atmosfera, mutamenti climatici ed evoluzione ambientale.

### 3 - TIPOLOGIA E CRITERI DI INDIVIDUAZIONE DEL SITO GLACIOGENO

#### Siti attivi, inattivi e fossili

Il concetto di sito glaciogeno può essere meglio delineato adottando anche la definizione di *morfoscultura*. Tali sono, ad esempio, i circhi o le nicchie. In base alla presenza o meno di una massa glaciale al loro interno, il sito potrà essere considerato *attivo* o, viceversa *inattivo* (tab. 1). Si tratta dunque di un luogo topografico che, dal punto di vista glaciologico, possiede una vita ciclica e caratteristiche idonee al processo di generazione di masse glaciali permanenti o semi permanenti.

SENSIBILI SENSITIVE	ATTIVI : presenza di masse di ghiaccio, di forma e dimensioni qualsiasi, anche sepolte nei detriti <i>ACTIVE: presence of ice masses having any shape and dimension, even buried by drift.</i>  INATTIVI : mancano masse ghiacciate la cui presenza è stata comunque accertata fino a tempi recenti <i>INACTIVE: lack of ice masses which have however been present until recent times</i>
FOSSILI FOSSIL	assenza di masse ghiacciate, anche sepolte, a partire dalla fine della Piccola Età glaciale <i>lack of ice masses, also buried ones, since the end of the Little Ice Age</i>

Tab. 1: classificazione dei siti glaciogeni alpini in relazione allo stato di attività della massa glaciale contenutavi.

Table 1: classification of the alpine glaciogenic sites in relation to the state of activity of the ice mass inside them.

Pur tuttavia, se la condizione di *attività* non pone dubbi sulla sua funzione di indicatore ambientale, alcuni problemi di carattere interpretativo possono presentarsi davanti ad una situazione di *inattività*. In questo caso, infatti, bisogna necessariamente indicare i parametri in base ai quali poter definire il suo grado di sensibilità, inteso come la capacità di riattivarsi in conseguenza di una variazione climatica di segno positivo.

Nell'ipotesi di una ripresa di condizioni favorevoli al glacialismo, una prima concreta verifica dell'avvenuta riattivazione di un sito può essere attuata sulla base della permanenza degli apporti nevosi al termine di una o più stagioni di ablazione, fatto che costituisce la dinamica principale dei processi glaciogeni. Al contrario, il perdurare di una condizione di inattività, dovuta a un innalzamento della *fascia altimetrica glaciogena*, (quella cioè nella quale è possibile lo sviluppo di una qualche forma di glacialismo) determina una progressiva involuzione sino all'esito finale, la fossilizzazione: potrà chiamarsi *fossile* un sito non più interessato da fenomeni glaciali almeno a partire dalla fine della Piccola Età Glaciale. Si comprende, perciò, come la sensibilità di un sito dipenda anche dalla sua posizione rispetto a una fascia climatica di transizione la cui variazione altimetrica incide in maniera fondamentale sulle capacità glaciogene.

In tab. 1 è schematizzata la classificazione dei siti glaciogeni a seconda della loro collocazione altimetrica. L'oscillazione del limite tra le due fasce, quella glaciogena e quella subglaciale, determina la *fascia sensibile di transizione* che potrà spostarsi verso il basso nel caso dell'instaurarsi di condizioni climatiche favorevoli a una ripresa del glacialismo, o verso l'alto nel caso contrario.

ma non senza preoccupazione, una forte riduzione di tutte le masse ghiacciate e, in taluni casi, una loro scomparsa: il fenomeno è in atto in tutti i gruppi glacializzati, dall'Antelao alle Tofane, dalle Pale di San Martino ai Cadini e fino alla Marmolada. Su quest'ultima montagna i ghiacciai si presentano in una condizione di progressiva e rapida riduzione di massa, talmente consistente da rappresentare il caso più emblematico, anche a motivo della notorietà di cui la Marmolada gode.

In definitiva, i luoghi dove, di volta in volta, masse glaciali di piccole o modeste dimensioni, vengono a formarsi o a dissolversi, possono dunque fornire una testimonianza efficace delle correlazioni tra dinamiche dell'atmosfera, mutamenti climatici ed evoluzione ambientale.

### 3 - TIPOLOGIA E CRITERI DI INDIVIDUAZIONE DEL SITO GLACIOGENO

#### Siti attivi, inattivi e fossili

Il concetto di sito glaciogeno può essere meglio delineato adottando anche la definizione di *morfoscultura*. Tali sono, ad esempio, i circhi o le nicchie. In base alla presenza o meno di una massa glaciale al loro interno, il sito potrà essere considerato *attivo* o, viceversa *inattivo* (tab. 1). Si tratta dunque di un luogo topografico che, dal punto di vista glaciologico, possiede una vita ciclica e caratteristiche idonee al processo di generazione di masse glaciali permanenti o semi permanenti.

SENSIBILI SENSITIVE	ATTIVI : presenza di masse di ghiaccio, di forma e dimensioni qualsiasi, anche sepolte nei detriti <i>ACTIVE: presence of ice masses having any shape and dimension, even buried by drift.</i>  INATTIVI : mancano masse ghiacciate la cui presenza è stata comunque accertata fino a tempi recenti <i>INACTIVE: lack of ice masses which have however been present until recent times</i>
FOSSILI FOSSIL	assenza di masse ghiacciate, anche sepolte, a partire dalla fine della Piccola Età glaciale <i>lack of ice masses, also buried ones, since the end of the Little Ice Age</i>

*Tab. 1: classificazione dei siti glaciogeni alpini in relazione allo stato di attività della massa glaciale contenutavi.*

*Table 1: classification of the alpine glaciogenic sites in relation to the state of activity of the ice mass inside them.*

Pur tuttavia, se la condizione di *attività* non pone dubbi sulla sua funzione di indicatore ambientale, alcuni problemi di carattere interpretativo possono presentarsi davanti ad una situazione di *inattività*. In questo caso, infatti, bisogna necessariamente indicare i parametri in base ai quali poter definire il suo grado di sensibilità, inteso come la capacità di riattivarsi in conseguenza di una variazione climatica di segno positivo.

Nell'ipotesi di una ripresa di condizioni favorevoli al glacialismo, una prima concreta verifica dell'avvenuta riattivazione di un sito può essere attuata sulla base della permanenza degli apporti nevosi al termine di una o più stagioni di ablazione, fatto che costituisce la dinamica principale dei processi glaciogeni. Al contrario, il perdurare di una condizione di inattività, dovuta a un innalzamento della *fascia altimetrica glaciogena*, (quella cioè nella quale è possibile lo sviluppo di una qualche forma di glacialismo) determina una progressiva involuzione sino all'esito finale, la fossilizzazione: potrà chiamarsi *fossile* un sito non più interessato da fenomeni glaciali almeno a partire dalla fine della Piccola Età Glaciale. Si comprende, perciò, come la sensibilità di un sito dipenda anche dalla sua posizione rispetto a una fascia climatica di transizione la cui variazione altimetrica incide in maniera fondamentale sulle capacità glaciogene.

In tab. 1 è schematizzata la classificazione dei siti glaciogeni a seconda della loro collocazione altimetrica. L'oscillazione del limite tra le due fasce, quella glaciogena e quella subglaciale, determina la *fascia sensibile di transizione* che potrà spostarsi verso il basso nel caso dell'instaurarsi di condizioni climatiche favorevoli a una ripresa del glacialismo, o verso l'alto nel caso contrario.

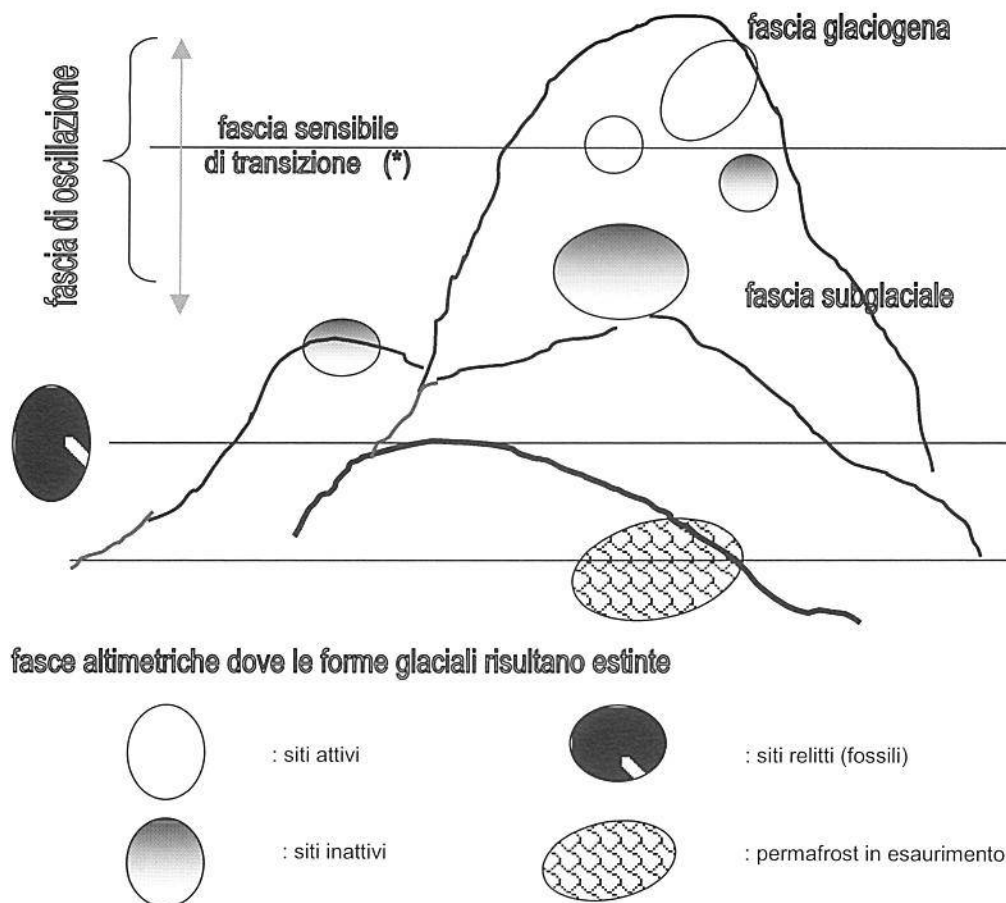
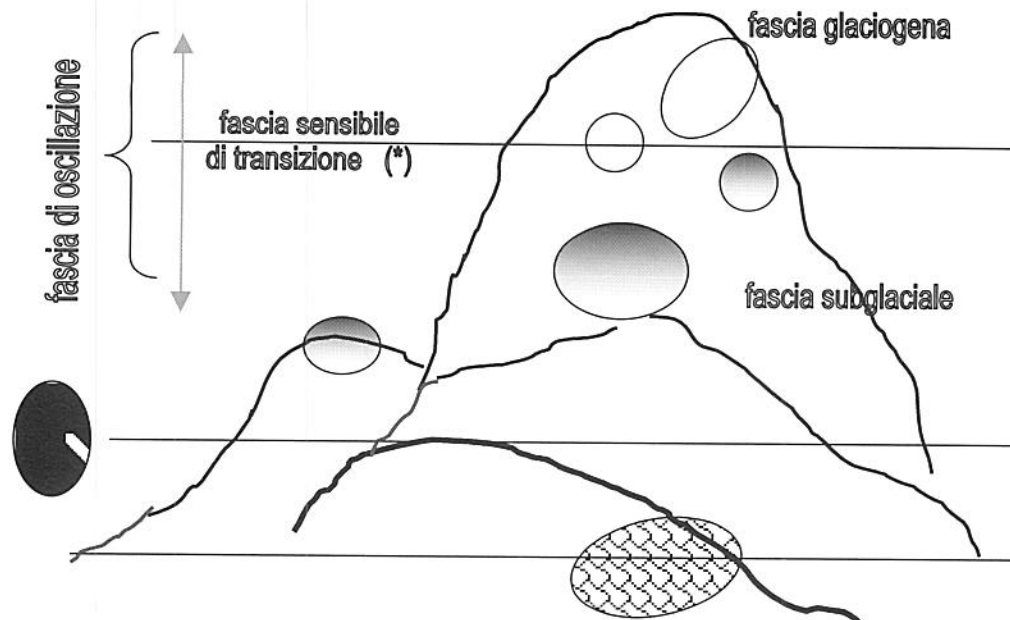


Fig. 1: esempio schematico di relazione tra tipologia dei siti e fasce climatiche. (\*): sulla base del valore medio delle altezze mediane rilevate per i siti glaciogeni delle Dolomiti, si potrebbe ipotizzare una quota di 2600 metri quale dato medio attuale di oscillazione per la fascia sensibile di transizione.

Fig. 1: schematic example of a relationship between the sites' typologies and the climatic strips. (\*): on the basis of the average value of the mean altitudes of the glaciogenic sites in the Dolomites, one could assume an elevation of 2600 m as the present average variation figure in the sensitive strip of transition.

### **Il rapporto di delimitazione tra sito glaciogeno e massa glaciale ospitata**

Si rende necessario un chiarimento circa il rapporto "geografico" tra il sito glaciogeno e l'unità glaciale in esso ospitata. L'occasione è offerta dai due ghiacciai presenti sulla montagna più glacializzata delle Dolomiti, la Marmolada. Si tratta del Ghiacciaio Principale e di quello Occidentale: due apparati che, a causa dell'intensa riduzione in atto, sono soggetti a profonde modificazioni, consistenti nello smembramento in più parti disgiunte. Per ragioni di opportunità e per il fatto che i fenomeni evolutivi sono ancora in atto, si è ritenuto opportuno mantenere la suddivisione e la classificazione precedente, cioè quella riportata nel WGI, continuando perciò a considerare i ghiacciai come due unità omogenee. In questo caso l'applicazione del concetto di sito glaciogeno porta a considerare unitari anche i due rispettivi siti glaciogeni, pur se la realtà odierna delinea una situazione alquanto diversa: sotto il profilo strettamente morfologico, infatti, l'intero versante settentrionale della montagna andrebbe descritto come caratterizzato dalla presenza di altrettanti siti quante sono le masse ghiacciate indipendenti oggi esistenti.



### fasce altimetriche dove le forme glaciali risultano estinte

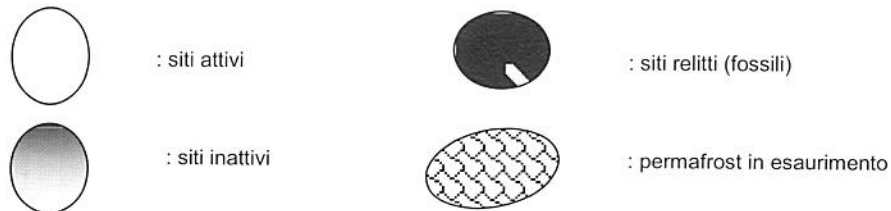


Fig. 1: esempio schematico di relazione tra tipologia dei siti e fasce climatiche. (\*): sulla base del valore medio delle altezze mediane rilevate per i siti glaciogeni delle Dolomiti, si potrebbe ipotizzare una quota di 2600 metri quale dato medio attuale di oscillazione per la fascia sensibile di transizione.

Fig. 1: schematic example of a relationship between the sites' typologies and the climatic strips. (\*): on the basis of the average value of the mean altitudes of the glaciogenic sites in the Dolomites, one could assume an elevation of 2600 m as the present average variation figure in the sensitive strip of transition.

### Il rapporto di delimitazione tra sito glaciogeno e massa glaciale ospitata

Si rende necessario un chiarimento circa il rapporto "geografico" tra il sito glaciogeno e l'unità glaciale in esso ospitata. L'occasione è offerta dai due ghiacciai presenti sulla montagna più glacializzata delle Dolomiti, la Marmolada. Si tratta del Ghiacciaio Principale e di quello Occidentale: due apparati che, a causa dell'intensa riduzione in atto, sono soggetti a profonde modificazioni, consistenti nello smembramento in più parti disgiunte. Per ragioni di opportunità e per il fatto che i fenomeni evolutivi sono ancora in atto, si è ritenuto opportuno mantenere la suddivisione e la classificazione precedente, cioè quella riportata nel WGI, continuando perciò a considerare i ghiacciai come due unità omogenee. In questo caso l'applicazione del concetto di sito glaciogeno porta a considerare unitari anche i due rispettivi siti glaciogeni, pur se la realtà odierna delinea una situazione alquanto diversa: sotto il profilo strettamente morfologico, infatti, l'intero versante settentrionale della montagna andrebbe descritto come caratterizzato dalla presenza di altrettanti siti quante sono le masse ghiacciate indipendenti oggi esistenti.

#### 4 - IL SITO GLACIOGENO ALPINO: UNA PRIMA APPLICAZIONE ALL'AREA DOLOMITICA

Come si è detto, negli anni 1999 e 2000 è stato effettuato il rilievo delle unità glaciali di gran parte della regione dolomitica, compresa la porzione di territorio appartenente alle province di Trento e Bolzano. Un primo, importante risultato è stato quello di disegnare un quadro aggiornato del glacialismo locale in un momento particolarmente significativo di transizione climatica. Grazie all'omogeneità delle tecniche di rilevamento e restituzione con quelle a suo tempo utilizzate per il World Glacier Inventory, i dati ottenuti hanno potuto essere confrontati con quelli relativi ai primi Anni Ottanta. Nella produzione del nuovo archivio sono state apportate alcune migliori metodologiche, atte a raffinare i dati e il dettaglio del rilievo soprattutto ai fini dello studio dei siti glaciogeni, concetto la cui introduzione ha rappresentato l'innovazione principale del lavoro.

Tra queste, un contributo sostanziale è stato fornito dall'adozione della Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 (per il catasto del WGI furono utilizzate le tavolette IGM in scala 1:25.000). E' inoltre opportuno ricordare come l'identificazione dei soggetti idonei al rilievo sia stata fatta sulla base dei criteri illustrati nella tab. 2, prevedendo di considerare la sola categoria dei *siti sensibili*, a loro volta identificati secondo le indicazioni riportate nella tab.1. Questa scelta, che ha costretto a limitare la ricognizione ai soli gruppi montuosi ospitanti i siti rispondenti ai suddetti requisiti, ha determinato l'esclusione, parziale o totale, di talune montagne famose, quali il Catinaccio o la Cima Tre Scarperi. Queste aree dovranno comunque essere prese in considerazione nel caso di un successivo approfondimento di indagine, in modo da poter arrivare alla stesura di una completa ed esauriente mappa dei siti glaciogeni per l'intera regione dolomitica.

Il rilevamento ha consentito di individuare complessivamente 74 siti, tra attivi e inattivi, con l'aggiunta di quello ubicato nel massiccio di Cima d'Asta (codice B 120 01). Quest'ultimo, anche se posto al di fuori dell'area dolomitica vera e propria, è stato ricordato, oltre che per la sua appartenenza al bacino idrografico del fiume Brenta, perché risulta essere l'unico presente sulla Catena del Lagorai<sup>3</sup>.

Nelle tabelle 3 e 4 è riportato l'elenco completo dei siti inattivi e attivi. I primi sono 8, mentre gli altri 66 sono stati classificati come attivi dato che in essi vengono riconosciute forme, pure diverse, di glacialismo: dai ghiacciai montani ai rock glaciers, ai glacionevati, a modeste e disomogenee placche di ghiaccio o nevato. Nella tabella 4 vengono elencati, per ciascuna unità, i dati riguardanti l'area totale, l'esposizione media e l'altitudine mediana. Sono pure riportati una sintetica descrizione morfologica e il gruppo montuoso di appartenenza. Riguardo al toponimo, si è fatto uso di quello più noto o, in mancanza di questo, si è ricorsi all'adozione di termini che, pur non rintracciabili nella bibliografia e sulla carta regionale, potessero servire a una facile identificazione del soggetto. Un'ultima annotazione riguarda infine il codice di identificazione che è stato modificato rispetto a quello utilizzato per il WGI, semplificandolo notevolmente pur mantenendo il principio di numerare le unità suddivise per bacini idrografici.

SITI INATTIVI (unità non esistenti nel 1999-2000) / INACTIVE SITES (non-existent units in 1999-2000)				
n.	codice / <i>cod.</i>	unità / <i>units</i>	area (km <sup>2</sup> )	esposizione / <i>exposure</i>
1	P 0210 08	Ghiacciaio Meridionale di Cima OMBRETTOLA	0	S-W
2	P 0240 02	Ghiacciaio Orientale Destro dell'ANTELLAO	0	E
3	P 0220 03	Ghiacciaio del PELMO	0	E-SE
4	A 1243 01	Ghiacciaio del CRISTALLINO	0	N
5	B 0120 03	Glacionevato (del Passo di Ball)	0	N-W
6	A 1012 01	Glacionevato	0	N-W
7	A 1011 07	Ghiacciaio di Cima CADINA	0	W
8	D 0000 01	Ghiacciaio della BUSA di Fuori	0	W

*Tab. 3 : elenco dei siti inattivi, dove cioè non è stata rilevata la presenza di masse glaciali, nemmeno sepolte.*

*Table 3: list of inactive sites, i.e. where there were no glacial masses, not even buried ones.*

<sup>3</sup> la situazione descritta è quella riportata nel WGI, non essendo stato effettuato alcun tipo di sopralluogo in periodi successivi.

#### 4 - IL SITO GLACIOGENO ALPINO: UNA PRIMA APPLICAZIONE ALL'AREA DOLOMITICA

Come si è detto, negli anni 1999 e 2000 è stato effettuato il rilievo delle unità glaciali di gran parte della regione dolomitica, compresa la porzione di territorio appartenente alle province di Trento e Bolzano. Un primo, importante risultato è stato quello di disegnare un quadro aggiornato del glacialismo locale in un momento particolarmente significativo di transizione climatica. Grazie all'omogeneità delle tecniche di rilevamento e restituzione con quelle a suo tempo utilizzate per il World Glacier Inventory, i dati ottenuti hanno potuto essere confrontati con quelli relativi ai primi Anni Ottanta. Nella produzione del nuovo archivio sono state apportate alcune migliorie metodologiche, atte a raffinare i dati e il dettaglio del rilievo soprattutto ai fini dello studio dei siti glaciogeni, concetto la cui introduzione ha rappresentato l'innovazione principale del lavoro.

Tra queste, un contributo sostanziale è stato fornito dall'adozione della Carta Tecnica Regionale in scala 1:10.000 (per il catasto del WGI furono utilizzate le tavolette IGM in scala 1:25.000). E' inoltre opportuno ricordare come l'identificazione dei soggetti idonei al rilievo sia stata fatta sulla base dei criteri illustrati nella tab. 2, prevedendo di considerare la sola categoria dei *siti sensibili*, a loro volta identificati secondo le indicazioni riportate nella tab.1. Questa scelta, che ha costretto a limitare la ricognizione ai soli gruppi montuosi ospitanti i siti rispondenti ai suddetti requisiti, ha determinato l'esclusione, parziale o totale, di talune montagne famose, quali il Catinaccio o la Cima Tre Scarperi. Queste aree dovranno comunque essere prese in considerazione nel caso di un successivo approfondimento di indagine, in modo da poter arrivare alla stesura di una completa ed esauriente mappa dei siti glaciogeni per l'intera regione dolomitica.

Il rilevamento ha consentito di individuare complessivamente 74 siti, tra attivi e inattivi, con l'aggiunta di quello ubicato nel massiccio di Cima d'Asta (codice B 120 01). Quest'ultimo, anche se posto al di fuori dell'area dolomitica vera e propria, è stato ricordato, oltre che per la sua appartenenza al bacino idrografico del fiume Brenta, perché risulta essere l'unico presente sulla Catena del Lagorai<sup>3</sup>.

Nelle tabelle 3 e 4 è riportato l'elenco completo dei siti inattivi e attivi. I primi sono 8, mentre gli altri 66 sono stati classificati come attivi dato che in essi vengono riconosciute forme, pure diverse, di glacialismo: dai ghiacciai montani ai rock glaciers, ai glacionevati, a modeste e disomogenee placche di ghiaccio o nevato. Nella tabella 4 vengono elencati, per ciascuna unità, i dati riguardanti l'area totale, l'esposizione media e l'altitudine mediana. Sono pure riportati una sintetica descrizione morfologica e il gruppo montuoso di appartenenza. Riguardo al toponimo, si è fatto uso di quello più noto o, in mancanza di questo, si è ricorsi all'adozione di termini che, pur non rintracciabili nella bibliografia e sulla carta regionale, potessero servire a una facile identificazione del soggetto. Un'ultima annotazione riguarda infine il codice di identificazione che è stato modificato rispetto a quello utilizzato per il WGI, semplificandolo notevolmente pur mantenendo il principio di numerare le unità suddivise per bacini idrografici.

SITI INATTIVI (unità non esistenti nel 1999-2000) / INACTIVE SITES (non-existent units in 1999-2000)				
n.	codice / cod.	unità / units	area (km <sup>2</sup> )	esposizione / exposure
1	P 0210 08	Ghiacciaio Meridionale di Cima OMBRETTOLA	0	S-W
2	P 0240 02	Ghiacciaio Orientale Destro dell'ANTELAO	0	E
3	P 0220 03	Ghiacciaio del PELMO	0	E-SE
4	A 1243 01	Ghiacciaio del CRISTALLINO	0	N
5	B 0120 03	Glacionevato (del Passo di Ball)	0	N-W
6	A 1012 01	Glacionevato	0	N-W
7	A 1011 07	Ghiacciaio di Cima CADINA	0	W
8	D 0000 01	Ghiacciaio della BUSA di Fuori	0	W

Tab. 3 : elenco dei siti inattivi, dove cioè non è stata rilevata la presenza di masse glaciali, nemmeno sepolte.

Table 3: list of inactive sites, i.e. where there were no glacial masses, not even buried ones.

<sup>3</sup> la situazione descritta è quella riportata nel WGI, non essendo stato effettuato alcun tipo di sopralluogo in periodi successivi.



Nel corso della campagna di rilievo sono state osservate interessanti dinamiche neomorfologiche: tra queste merita di essere ricordata la trasformazione di alcuni piccoli ghiacciai (o glacionevati) in *rock glaciers*. La scomparsa del ghiaccio o del nevato di parete, o lo svuotamento dei canali da valanga, processi che in questo momento sembrano avere raggiunto una notevole intensità, consentono la liberazione di materiale detritico che, non più trattenuto da fattori gelivi, precipita e va a ricoprire eventuali masse di ghiaccio o nevato sottostanti.

Questa modalità è certamente una delle più frequenti nei processi di formazione dei *rock glaciers*: numerosi casi di questo tipo, in piena attività, si possono ritrovare in alcuni gruppi dolomitici, come Sorapis, Sella e Cadini, fino alla Croda Rossa il cui versante orientale ospita due tra gli esempi più significativi.



*Foto 5: la Catena delle Marmarole presenta sul suo versante settentrionale un gruppo di siti glaciogeni morfologicamente ben definiti, molti dei quali attivi, e tutti di elevata sensibilità. Al centro si nota il circo di NW del Cimon del Froppa, con l'eccezionale cumulo morenico la cui morfologia testimonia efficacemente della storia glaciale degli ultimi secoli.*

*Photo 5: the Catena delle Marmarole has a group of morphologically well defined glaciogenic sites on its northern slope; most of them are active and have a high sensitivity. In the middle one can see the NW cirque of Cimon del Froppa with an extraordinary morainic mass whose morphology well testifies of the glaciers' history over the past centuries.*

Un secondo evento morfodinamico è quello della progressiva riduzione dello spessore del *permafrost*. Questo fatto, la cui reale dimensione deve essere ancora del tutto valutata e quantificata, fa sì che le falde detritiche, precedentemente consolidate dalla presenza di ghiaccio interstiziale, possano rendere disponibili masse crescenti di materiale sciolto. Se poi al processo di fusione del ghiaccio di fondo e interstiziale si aggiunge la possibilità di penetrazione dell'acqua meteorica, si comprende come possa aumentare la probabilità di fenomeni franosi di vario tipo, fino ad arrivare a veri e propri dissesti che potremo definire di carattere *glacio-idro-geologico*. Gli esempi a riguardo non mancano e per tutti vale, almeno fino a questo momento, la frana che ha coinvolto il settore sinistro del ghiacciaio di Val d'Arcia (Monte Pelmo) nel 1994. La maggiore disponibilità di materiale andrà gradatamente a incrementare il carico solido dei corsi d'acqua, che porteranno così fino a fondo valle i segnali concreti del mutamento in atto alle quote più elevate.

Nel corso della campagna di rilievo sono state osservate interessanti dinamiche neomorfologiche: tra queste merita di essere ricordata la trasformazione di alcuni piccoli ghiacciai (o glacionevati) in *rock glaciers*. La scomparsa del ghiaccio o del nevato di parete, o lo svuotamento dei canali da valanga, processi che in questo momento sembrano avere raggiunto una notevole intensità, consentono la liberazione di materiale detritico che, non più trattenuto da fattori gelivi, precipita e va a ricoprire eventuali masse di ghiaccio o nevato sottostanti.

Questa modalità è certamente una delle più frequenti nei processi di formazione dei *rock glaciers*: numerosi casi di questo tipo, in piena attività, si possono ritrovare in alcuni gruppi dolomitici, come Sorapis, Sella e Cadini, fino alla Croda Rossa il cui versante orientale ospita due tra gli esempi più significativi.



*Foto 5: la Catena delle Marmarole presenta sul suo versante settentrionale un gruppo di siti glaciogeni morfologicamente ben definiti, molti dei quali attivi, e tutti di elevata sensibilità. Al centro si nota il circo di NW del Cimón del Froppa, con l'eccezionale cumulo morenico la cui morfologia testimonia efficacemente della storia glaciale degli ultimi secoli.*

*Photo 5: the Catena delle Marmarole has a group of morphologically well defined glaciogenic sites on its northern slope; most of them are active and have a high sensitivity. In the middle one can see the NW cirque of Cimón del Froppa with an extraordinary morainic mass whose morphology well testifies of the glaciers' history over the past centuries.*

Un secondo evento morfodinamico è quello della progressiva riduzione dello spessore del *permafrost*. Questo fatto, la cui reale dimensione deve essere ancora del tutto valutata e quantificata, fa sì che le falde detritiche, precedentemente consolidate dalla presenza di ghiaccio interstiziale, possano rendere disponibili masse crescenti di materiale sciolto. Se poi al processo di fusione del ghiaccio di fondo e interstiziale si aggiunge la possibilità di penetrazione dell'acqua meteorica, si comprende come possa aumentare la probabilità di fenomeni franosi di vario tipo, fino ad arrivare a veri e propri dissesti che potremo definire di carattere *glacio-idro-geologico*. Gli esempi a riguardo non mancano e per tutti vale, almeno fino a questo momento, la frana che ha coinvolto il settore sinistro del ghiacciaio di Val d'Arcia (Monte Pelmo) nel 1994. La maggiore disponibilità di materiale andrà gradatamente a incrementare il carico solido dei corsi d'acqua, che porteranno così fino a fondo valle i segnali concreti del mutamento in atto alle quote più elevate.

possono condizionare i termini di disponibilità delle acque: ad esempio, il ripetersi di episodi intensi, anche alluvionali, sfalsa il vitale rapporto, temporale e dimensionale, tra disponibilità e consumi. Le conseguenze in casi simili sono, oltre che ambientali in senso lato, anche di ordine economico e sociale. Va poi citata la recente variabilità, a volte un'inconsistenza, del manto nevoso invernale, anche a quote elevate, che ha rappresentato un problema per l'economia valliva connessa alla pratica degli sport invernali.

La prima fase sperimentale dell'applicazione del concetto di sito glaciogeno ha avuto l'ambiente dolomitico come banco di prova. Essendo quest'ultimo un ambito omogeneo ma dotato di caratteristiche morfologiche e climatiche peculiari (altitudine mediana dei ghiacciai relativamente modesta, situazione geografica ristretta, elevata pendenza media del rilievo montuoso soprastante le masse glaciali, litotipo uniforme ecc.), per validare un criterio di applicabilità a un ambito più esteso è necessario esportare l'indagine in altri gruppi montuosi: tale operazione può comportare importanti variazioni alla definizione stessa di sito glaciogeno alpino e fornire significative indicazioni ai fini della redazione di una esaustiva classificazione morfo-dinamica.

#### Abstract

Nel corso di una ricerca svolta sulle Dolomiti del Veneto nel biennio 1999-2000, finalizzata alla realizzazione di un inventario dei ghiacciai, sono state studiate le caratteristiche di quei luoghi dove l'interazione tra condizioni locali ed evoluzione del clima ha favorito in passato lo sviluppo di masse glaciali oggi presenti, scomparse o in via di disfacimento. A questi è stata attribuita la definizione di *sito glaciogeno alpino*, il cui concetto sintetizza due eventi dinamici opposti: la capacità di portare alla formazione di unità glaciali di tipo diverso, come avviene nel passaggio tra un glacionevato e un ghiacciaio; l'evoluzione negativa, come, ad esempio, la trasformazione di un ghiacciaio in un *rock glacier*. Lo scopo principale della ricerca è quello di definire sia i parametri ambientali locali che rendono un luogo idoneo a generare masse glaciali sia i fattori climatici connessi.

Parole chiave: *Dolomiti, clima*

During a research carried out on the Dolomites in the Veneto Region in the two years 1999-2000 aiming at the creation of an inventory of glaciers, the features of those places where the interaction between local conditions and climate evolution has favoured the development of existing glacial masses, or now disappeared or that are undergoing a weathering process. These places have been defined as *alpine glaciogenic sites*. This definition synthesizes two opposite dynamic events, i.e. the ability of causing the formation of different glacier units, like in the case of the transformation of a glacierette into a glacier; the negative evolution, like for example the transformation of a glacier into a *rock glacier*. The research mainly aimed at determining both local environmental parameters, which make a place suitable for the generation of glacial masses, and related climatic factors.

Key words: *Dolomites, climate*

Pendant une recherche réalisée sur les Dolomites du Veneto, au cours des années 1999-2000, afin de produire un inventaire des glaciers, on a étudié les caractéristiques des ces lieux où l'interaction entre les conditions locales et l'évolution du climat a favorisé le développement de masses glaciales existantes, aujourd'hui disparues ou en dissolution. Ces lieux ont été nommés *milieu glaciogène alpin*, définition qui résume deux événements dynamiques opposés: la capacité de favoriser la formation de formes glaciales différentes, par exemple le passage d'un glacierette à un glacier; l'évolution négative, par exemple la transformation d'un glacier en *rock glacier*. Le but principal de la recherche est celui de définir soit les paramètres du milieu qui rendent un lieu favorable à la genèse de masses glaciales, soit les facteurs du climat connexes.

Mots clés : *Dolomites, climat*

possono condizionare i termini di disponibilità delle acque: ad esempio, il ripetersi di episodi intensi, anche alluvionali, sfalsa il vitale rapporto, temporale e dimensionale, tra disponibilità e consumi. Le conseguenze in casi simili sono, oltre che ambientali in senso lato, anche di ordine economico e sociale. Va poi citata la recente variabilità, a volte un'inconsistenza, del manto nevoso invernale, anche a quote elevate, che ha rappresentato un problema per l'economia valliva connessa alla pratica degli sport invernali.

La prima fase sperimentale dell'applicazione del concetto di sito glaciogeno ha avuto l'ambiente dolomitico come banco di prova. Essendo quest'ultimo un ambito omogeneo ma dotato di caratteristiche morfologiche e climatiche peculiari (altitudine mediana dei ghiacciai relativamente modesta, situazione geografica ristretta, elevata pendenza media del rilievo montuoso soprastante le masse glaciali, litotipo uniforme ecc.), per validare un criterio di applicabilità a un ambito più esteso è necessario esportare l'indagine in altri gruppi montuosi: tale operazione può comportare importanti variazioni alla definizione stessa di sito glaciogeno alpino e fornire significative indicazioni ai fini della redazione di una esaustiva classificazione morfo-dinamica.

#### Abstract

Nel corso di una ricerca svolta sulle Dolomiti del Veneto nel biennio 1999-2000, finalizzata alla realizzazione di un inventario dei ghiacciai, sono state studiate le caratteristiche di quei luoghi dove l'interazione tra condizioni locali ed evoluzione del clima ha favorito in passato lo sviluppo di masse glaciali oggi presenti, scomparse o in via di disfacimento. A questi è stata attribuita la definizione di *sito glaciogeno alpino*, il cui concetto sintetizza due eventi dinamici opposti: la capacità di portare alla formazione di unità glaciali di tipo diverso, come avviene nel passaggio tra un glacionevato e un ghiacciaio; l'evoluzione negativa, come, ad esempio, la trasformazione di un ghiacciaio in un *rock glacier*. Lo scopo principale della ricerca è quello di definire sia i parametri ambientali locali che rendono un luogo idoneo a generare masse glaciali sia i fattori climatici connessi.

Parole chiave: *Dolomiti, clima*

During a research carried out on the Dolomites in the Veneto Region in the two years 1999-2000 aiming at the creation of an inventory of glaciers, the features of those places were examined, where the interaction between local conditions and climate evolution has favoured the development of existing glacial masses, or now disappeared or that are undergoing a weathering process. These places have been defined as *alpine glaciogenic sites*. This definition synthesizes two opposite dynamic events, i.e. the ability of causing the formation of different glacier units, like in the case of the transformation of a glacierette into a glacier; the negative evolution, like for example the transformation of a glacier into a *rock glacier*. The research mainly aimed at determining both local environmental parameters, which make a place suitable for the generation of glacial masses, and related climatic factors.

Key words: *Dolomites, climate*

Pendant une recherche réalisée sur les Dolomites du Veneto, au cours des années 1999-2000, afin de produire un inventaire des glaciers, on a étudié les caractéristiques des ces lieux où l'interaction entre les conditions locales et l'évolution du climat a favorisé le développement de masses glaciales existantes, aujourd'hui disparues ou en dissolution. Ces lieux ont été nommés *milieu glaciogène alpin*, définition qui résume deux événements dynamiques opposés: la capacité de favoriser la formation de formes glaciales différentes, par exemple le passage d'un glacierette à un glacier; l'évolution négative, par exemple la transformation d'un glacier en *rock glacier*. Le but principal de la recherche est celui de définir soit les paramètres du milieu qui rendent un lieu favorable à la genèse de masses glaciales, soit les facteurs du climat connexes.

Mots clés : *Dolomites, climat*

A research carried out on behalf of ARPA<sup>1</sup> of Veneto Region in the years 1999-2000 in collaboration with the Centro di Protezione Idrogeologica di Arabba (Province of Belluno) has provided the first opportunity to prove the above-mentioned concepts, which have been applied to one mountain in the glacier units of the Dolomites. There are preferential sites where glacial dynamic events occur in the highest altimetric strips of the Alps and specifically of the main Dolomites groups; these events can be either positive and therefore cause the formation and the development of glacierettes or glaciers, or negative when they cause the reduction or the disappearance of the existing glacier masses. In the first case the neomorphologies, both the glacial and periglacial ones, can represent exact signs of the ongoing change if they are carefully examined. The fact that they penetrate into the medium-high layers of the atmosphere being more strongly influenced by the effect of the exogenous agents, makes these areas somehow comparable to the probe of a big instrument capable of registering degree and intensity of the phenomena, with a sensitivity compatible with the processes occurring in short time intervals. Unfortunately in the past twenty years the situation moved extremely fast from a phase of considerable growth to a condition of strong deglaciation with huge effects not only on the ice masses but also on the periglacial environment, like one could easily see in the Dolomites area. In this group one can observe with interest, though with a bit of worry, a huge shrinking of the glacier masses and, in some cases, their disappearance. This phenomenon occurs on all glacialized groups, from Antelao to Tofane, from Pale di San Martino to Cadinè up to Marmolada. On the latter the glaciers are characterized by a condition of gradual and quick mass shrinking, such a huge one that it represents the most symbolic case, also because of the good reputation Marmolada has. Finally, the places where from time to time glacier masses of small or moderate dimensions form and disappear can therefore well testify to the relationship between the dynamics of the atmosphere, the climatic changes and the environmental evolution.

### 3 – TYPOLOGY AND CRITERIA FOR THE IDENTIFICATION OF THE GLACIOGENIC SITES

#### Active, inactive and fossil sites

The concept of glaciogenic site can be better explained by using the definition of morphosculpture, like for example the cirques and the niches. On the basis of the presence or lack of a glacier mass inside them the site can be considered active or otherwise inactive (table 1). The glaciogenic site is therefore a topographic place that from the glaciological point of view has a cyclic life and suitable features for the generation process of permanent or semi-permanent ice masses.

*Table 1: see page 34*

However, if on one side the activity state leaves no doubt on its role as environmental indicator, on the other side the inactivity state can create some problems. In this case it is, in fact, necessary to indicate the parameters on the basis of which one can determine its degree of sensitivity, i.e. the ability to become active again as a result of positive climatic variations. Should favourable conditions to glacialism restart, one can check that a site has once again become active by looking at the persistence of the snow at the end of one or more ablation seasons, which represent the key dynamics of the glaciogenic processes. A lasting condition of inactivity due to a higher glaciogenic altimetric strip (where the development of some kind of glacialism is possible) determines instead a gradual involution ending up with fossilization. A fossil site is a site involved by glacial phenomena at least since the end of the Little Ice Age. It is therefore clear how the sensitivity of a site depends also on its position in relation to a climatic strip of transition, whose altimetric variation influences its glaciogenic potential in a fundamental way. Table 1 contains the classification of the glaciogenic sites according to their altimetric position. The variation of the limit between the two strips, the glaciogenic one and the subglacial ones, determines the sensitive strip of transition which can move downward in case of climatic conditions favourable to the restart of glacialism, or otherwise upward.

*Photo 3: see page 35*

At present the climatic strips are generally higher and consequently they take a larger part of the territory away from the strip characterized by glaciogenic potential. This goes to the advantage of the underlying altimetric strip, or subglacial strip, which enlarges upward causing the disappearance of the smaller glaciers and of many glacierettes. It is useful to explain in detail that an alpine glaciogenic site, to be considered as such, should not necessarily contain a snow-ice mass; this is a condition that could however occur again as a consequence of a moderate climatic change. So there is no need to determine a minimum limit (area- or mass limit) or a specific typology (ice, firn or old snow) for the existing glacier masses, because at the beginning of a new glacial development phase the residual quantity could be little relevant, at least according to the standard parameters applied up to now. The dimensions of the reference time scale should be therefore

---

<sup>1</sup> Regional Agency for Environmental Protection.



A research carried out on behalf of ARPA<sup>1</sup> of Veneto Region in the years 1999-2000 in collaboration with the Centro di Protezione Idrogeologica di Arabba (Province of Belluno) has provided the first opportunity to prove the above-mentioned concepts, which have been applied to one mountain in the glacier units of the Dolomites. There are preferential sites where glacial dynamic events occur in the highest altimetric strips of the Alps and specifically of the main Dolomites groups; these events can be either positive and therefore cause the formation and the development of glacierettes or glaciers, or negative when they cause the reduction or the disappearance of the existing glacier masses. In the first case the neomorphologies, both the glacial and periglacial ones, can represent exact signs of the ongoing change if they are carefully examined. The fact that they penetrate into the medium-high layers of the atmosphere being more strongly influenced by the effect of the exogenous agents, makes these areas somehow comparable to the probe of a big instrument capable of registering degree and intensity of the phenomena, with a sensitivity compatible with the processes occurring in short time intervals. Unfortunately in the past twenty years the situation moved extremely fast from a phase of considerable growth to a condition of strong deglaciation with huge effects not only on the ice masses but also on the periglacial environment, like one could easily see in the Dolomites area. In this group one can observe with interest, though with a bit of worry, a huge shrinking of the glacier masses and, in some cases, their disappearance. This phenomenon occurs on all glacialized groups, from Antelao to Tofane, from Pale di San Martino to Cadini up to Marmolada. On the latter the glaciers are characterized by a condition of gradual and quick mass shrinking, such a huge one that it represents the most symbolic case, also because of the good reputation Marmolada has. Finally, the places where from time to time glacier masses of small or moderate dimensions form and disappear can therefore well testify to the relationship between the dynamics of the atmosphere, the climatic changes and the environmental evolution.

### 3 – TYPOLOGY AND CRITERIA FOR THE IDENTIFICATION OF THE GLACIOGENIC SITES

#### Active, inactive and fossil sites

The concept of glaciogenic site can be better explained by using the definition of morphosculture, like for example the cirques and the niches. On the basis of the presence or lack of a glacier mass inside them the site can be considered active or otherwise inactive (table 1). The glaciogenic site is therefore a topographic place that from the glaciological point of view has a cyclic life and suitable features for the generation process of permanent or semi-permanent ice masses.

*Table 1: see page 34*

However, if on one side the activity state leaves no doubt on its role as environmental indicator, on the other side the inactivity state can create some problems. In this case it is, in fact, necessary to indicate the parameters on the basis of which one can determine its degree of sensitivity, i.e. the ability to become active again as a result of positive climatic variations. Should favourable conditions to glacialism restart, one can check that a site has once again become active by looking at the persistence of the snow at the end of one or more ablation seasons, which represent the key dynamics of the glaciogenic processes. A lasting condition of inactivity due to a higher glaciogenic altimetric strip (where the development of some kind of glacialism is possible) determines instead a gradual involution ending up with fossilization. A fossil site is a site involved by glacial phenomena at least since the end of the Little Ice Age. It is therefore clear how the sensitivity of a site depends also on its position in relation to a climatic strip of transition, whose altimetric variation influences its glaciogenic potential in a fundamental way. Table 1 contains the classification of the glaciogenic sites according to their altimetric position. The variation of the limit between the two strips, the glaciogenic one and the subglacial ones, determines the sensitive strip of transition which can move downward in case of climatic conditions favourable to the restart of glacialism, or otherwise upward.

*Photo 3: see page 35*

At present the climatic strips are generally higher and consequently they take a larger part of the territory away from the strip characterized by glaciogenic potential. This goes to the advantage of the underlying altimetric strip, or subglacial strip, which enlarges upward causing the disappearance of the smaller glaciers and of many glacierettes. It is useful to explain in detail that an alpine glaciogenic site, to be considered as such, should not necessarily contain a snow-ice mass; this is a condition that could however occur again as a consequence of a moderate climatic change. So there is no need to determine a minimum limit (area- or mass limit) or a specific typology (ice, firn or old snow) for the existing glacier masses, because at the beginning of a new glacial development phase the residual quantity could be little relevant, at least according to the standard parameters applied up to now. The dimensions of the reference time scale should be therefore

---

<sup>1</sup> Regional Agency for Environmental Protection.



limited to the permanent monitoring over the years in order to catch the apparently secondary aspects of the evolution. Maybe the glacier research can set as future objectives the checking and testing of the representativeness of some sites, choosing them as samples to make the monitoring procedures easier. During the survey on the Dolomites glaciers the identification of sensitive sites has been done on the basis of exact bibliographic parameters (table 2). Moreover, limiting criteria have been adopted to reduce the number and quality of the subjects to be investigated, keeping their eventual further extension for a future phase.

*Table 2: see page 35; fig. 1: see page 36*

#### The delimitation between the glaciogenic site and the hosted glacier mass

It is necessary to explain the “geographic” relationship between the glaciogenic site and the glacier unit hosted in it. The opportunity is given by the two glaciers located on the most glacialized mountain of the Dolomites, the Marmolada: the Main Glacier and the Western Glacier. These units, following the ongoing huge shrinking, are subject to considerable changes, like the breaking-up into many separate parts. As the evolutionary phenomena are still ongoing, we thought it proper to keep the previous classification, i.e. the one reported in the WGI, therefore still considering the glaciers as two homogeneous units. In this case the use of the glaciogenic site concept leads to consider also the two respective glaciogenic sites as unitary, even though the present situation is rather different. From a strictly morphological point of view, the entire northern slope of the mountain should in fact be described as a slope characterized by the presence of as many sites as the present independent glacier masses.

The issue around the relationship between the delimitation of the glaciogenic site and the enlargement of the glacier bodies in it is rather limited in the Dolomites, even though it will have to be dealt with in a subsequent search and completion phase of the territorial survey. The concept can be explained better by referring to a large glacier which has a snout resulting from the joining of more flows, each originating in a side cirque tributary of the main glacier. One can talk about a single large site whose unitary character comes from the homogeneity of the glacier body. In case of a huge shrinking and consequently of the separation of the flows, which therefore turn into smaller independent glaciers, the glaciogenic site loses its unitary character and ends up dividing into minor glaciogenic sites. In the present climatic phase, this situation does not only represent an assumption, as already proved on several occasions outside of the Dolomites. Marmolada represents however a symbolic case. The recent shrinking dynamics of the Malavallo Glacier (Val Passiria, Region Alto Adige), one of the largest glaciers in the Eastern Alps, is a good example; its huge valley snout formed as a result of the coalescence of many flows, some of which are now separating. So they no longer feed the snout in common and turn instead into single cirque glaciers. Certainly one cannot leave out the assumption that a completely reverse climatic evolution, opposite to the present one, can occur thus unifying many sites again thanks to the growth and the rearrangement of the glaciers. Even though the entire glaciologists’ community is looking forward to a similar scenario, it is not likely to materialize in the short term considering the present climate trend and the time necessary for the expansion of the glacier masses, which is much longer than the time required for their weathering, as proved by the recent events.

*Photo 4: see page 37*

#### *4 – THE ALPINE GLACIOGENIC SITES: THE FIRST APPLICATION IN THE DOLOMITES AREA*

As already mentioned, a survey of the glacier units in most of the Dolomites region has been carried out in the years 1999 and 2000; it included the part of territory belonging to the province of Trento and Bolzano. The drawing of an updated picture of the local glacialism in a particularly relevant period of climatic transition represented the first important achievement. As the survey and processing techniques were in line with those originally used by the World Glacier Inventory, the registered figures could be compared with those referring to the beginning of the 80s. While creating the new archive, some methodologies have been improved to refine the figures and the details in order to study the glaciogenic sites, a concept whose introduction represents the main innovation of the work. For example, the use of the Carta Tecnica Regionale with a scale of 1:10 000 was highly important (the IGM charts with scale 1:25 000 were used for the WGI cadastre). Moreover, one should remember that the identification of suitable subjects for the survey has been done on the basis of the criteria shown in table 2 with the idea of taking only the category of the sensitive sites into consideration, which in turn have been identified according to the indications reported in table 1. This choice, which forced to limit the survey to the mountain groups with the sites meeting the above-mentioned requirements, has partially or completely left out some famous mountains, like the Catinaccio or the Cima Tre Scarperi. These areas will have however to be taken into consideration in case of a more detailed survey in order to draft a complete and exhaustive map of the glaciogenic sites for the entire Dolomites region. The survey allowed the identification of 74 sites (active and inactive), with the addition of the one located on the Cima d’Asta massif (code B 120 01). The latter, even though it is located outside the Dolomites area, has

been included because it belongs to the hydrographic basin of the river Brenta and because it is the only site on the Catena dei Lagorai<sup>2</sup>. Tables 3 and 4 contain the complete list of the inactive and active sites. The former amount to 8, while the latter amount to 66 and they have been considered active because they are recognized as forms, though different, of glacialism: from mountain glaciers to rock glaciers, to glacierettes, to moderate and not homogeneous stretches of ice or firn. Table 4 shows the figures regarding the total area, the average exposure and the mean altitude of each unit. It also gives a brief morphologic description and the belonging mountain group. With regards to the place-name, the most famous one has been used, or, if it lacked, terms have been adopted which cannot be found in the bibliography or in the regional chart, as they can help an easy identification of the subject. Finally, the identification code is different from the one used by the WGI; it has been greatly simplified even though the principle of numbering the units in relation to hydrographic basins has been kept.

*Table 3 and 4: see page 38 and 39*

Interesting neomorphological dynamics were observed during the survey; amongst them the transformation of some small glaciers (or glacierettes) into rock glaciers should be mentioned. The disappearance of the ice or of the firn on the walls, or the emptying of the avalanche gorges, which at present seems to have become very intense, enable the release of drift. The drift, which was no longer blocked by ice or snow, fell and covered eventual underlying ice or firn masses. This pattern certainly occurs quite often in the formation process of the rock glaciers. Many cases of this kind can be noticed on some Dolomites groups, like Sorapis, Sella and Cadini, up to Croda Rossa whose eastern slope hosts two of the most interesting examples.

*Photo 5: see page 40*

The second morphodynamic event is represented by the gradual thickness reduction of the permafrost. This fact, whose scope still has to be evaluated and quantified, has it that the talus previously kept together by the presence of interstitial ice makes larger masses of melted material available. If then the possibility of penetration of meteoric water adds to the melting process of the bottom and interstitial ice, one can see that various kinds of landslide are more likely to occur, or even real disaggregation which could be defined as glacial-hydro-geologic disaggregation. There are plenty of examples in this regard, like the landslide which involved the left side of the Val d'Arcia Glacier (Monte Pelmo) in 1994. The larger quantity of material will increase the solid load of the streams, which will then carry concrete signs of the ongoing changes at higher elevations to the bottom of the valley. Finally, strong erosion phenomena were registered as a result of the strong flowing; they formed deep furrows eroding both the buried ice masses and the drift deposits, including the more recent moraines.

*Fig. 2: see page 41*

## 5 – CONCLUSIONS

The interest for the protection of the environment and of the more endangered areas, together with the concern for the present climatic trend, makes a systematic monitoring absolutely necessary, which should concentrate especially on the more sensitive territorial areas. For example, glaciers and glaciogenic sites represent an added environmental value for the Dolomites and they can aspire to become a real glaciological research laboratory considering the closer and closer relationship between the morphodynamic variations of the areas at high altitudes and the socio-economic life of the people living in the areas indissolubly linked to the mountain, which in this case are represented by the Veneto-Po Valley. It is in fact clear that mountains play an essential role in the water cycle. They efficiently rule the water flows keeping, at least up to now, an optimal balance by storing the stocks in a solid state during the winter months and distributing them during the warm season through melting processes. Eventual drastic variations of the thermal-pluviometric regime can influence the availability of water; for example, repeated intense events, or floods, turn aside the vital time and dimensional relationship between availability and consumption. The consequences then involve both the environmental and the socio-economic situation. One should also mention the recent variability, sometimes also the lack of consistency, of the winter snow cover also at higher elevations, which represent a problem for the economy of the valley depending on the winter sports.

The first experimental phase of the concept of glaciogenic site had the Dolomites as test. Being this area homogeneous but having peculiar climatic and morphological features (relatively moderate mean altitude of the glaciers, limited geographic situation, high average inclination of the mountain above the ice mass, uniform lithotype, etc.) it is necessary to export the survey to other mountain groups in order to prove an applicability criterium to a more extended area. This could mean relevant variations to the definition of alpine glaciogenic site and it could provide interesting indications for the draft of an exhaustive morphodynamic classification.

---

<sup>2</sup> the situation described is the one reported by the WGI, as no on-site investigations of this kind have been carried out during following periods of time.

# CONSIDERAZIONI SULLA PRESENZA DELLA NEVE IN ESTATE NELLA ZONA PERIGLACIALE DEL MASSICCIO FĂGĂRAȘ (CARPAZI RUMENI)

(parte prima)

(traduzione dal francese di Guido Catasta)

## 1 - INTRODUZIONE

Nella prima parte del presente lavoro vengono presentate la localizzazione geografica e le condizioni di accumulo e di conservazione dei depositi nevosi nell'ambito periglaciale, fenomeno che riveste grande importanza nel Făgăraș, il più elevato ed esteso settore montuoso dei Carpazi Rumeni. Nella seconda parte si discuterà dei processi che questi depositi nevosi subiscono e delle loro caratteristiche e importanza per la zona periglaciale. Gli accumuli nevosi costituiscono il modello di manifestazione della neve estiva e giocano un ruolo molto rilevante in ciò che concerne i processi di nivazione.

Posto in posizione centrale rispetto alla Romania, tra la latitudine 45° 30' N e la longitudine 24° 30' E, il Massiccio del Făgăraș, con una superficie di 1500 km<sup>2</sup> circa, è situato al centro della parte occidentale della grande unità carpatica meridionale, unità a sua volta appartenente ai Carpazi Rumeni.

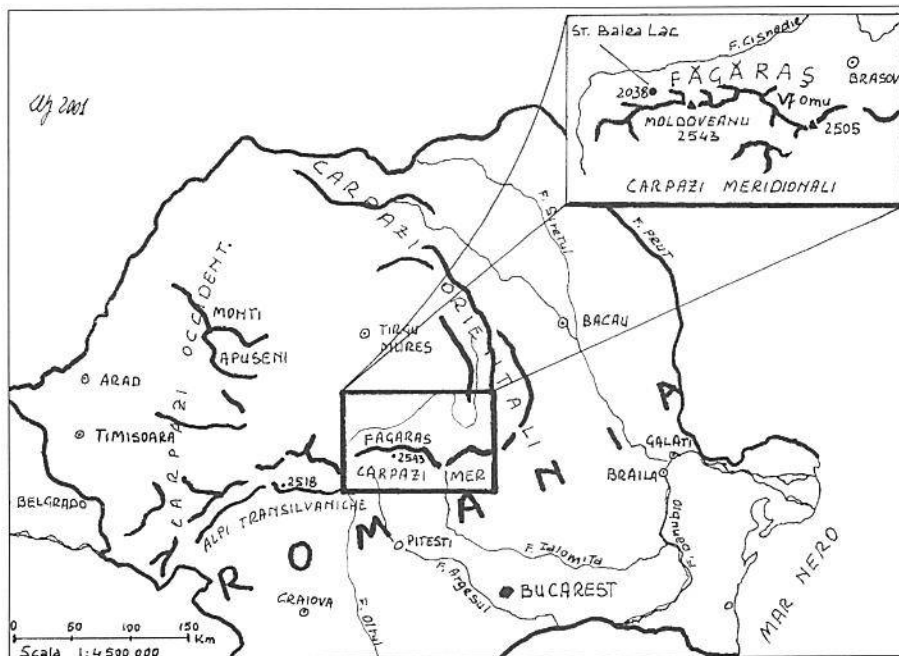


Fig. 1: posizione geografica del Massiccio del Făgăraș (A. Galluccio, 2001).

Fig. 1: Făgăraș Massif: geographic location (A. Galluccio, 2001)

(\*) Université de l'Ouest de Timișoara, Département de Géographie, v. Pârvan, 4, 1900 - Timișoara, Roumanie

Il gruppo montuoso, che si trova all'interno delle alte dorsali centrali dei Carpazi Meridionali (VELCEA, SAVU, 1983), ha l'aspetto di un'enorme cresta di tipo *karling*, lunga circa 70 km, orientata E-W, e situata quasi sempre al di sopra dei 2000 m di quota (MOLDOVEANU, 2544 m; NEGOIU, 2435 m) (GEOGRAFIA ROMÂNIEI, III, CARPAȚII ROMĂNEȘTI ȘI DEPRESIUNEA TRANSILVÂNIEI, 1987): in sezione, il massiccio possiede due grandi versanti, rivolti uno a meridione e l'altro a settentrione. Si deve porre attenzione al fatto che la glaciazione quaternaria ha avuto qui un carattere particolare, denominata *glaciazione di tipo carpatico* (VELCEA, 1973), dove il rilievo presenta superfici dominate dai *nunataks*, da *creste affilate* (VELCEA, 1973) o da *creste aguzze* (NICULESCU, 1994). Le altitudini elevate, il carattere massiccio del rilievo unito a cime ardite, l'ampiezza degli spazi, le forme glaciali antiche e periglaciali attuali pienamente giustificano la denominazione di "Alpi di Transilvania" che, all'inizio del XX secolo (1907), E. de Martonne ha dato a questi monti, termine poi esteso a tutti i Carpazi Meridionali (MARTONNE, 1981).

## 2 - METODOLOGIA E DISCUSSIONE

Per compiere analisi e correlazioni concernenti lo stato della neve durante la sua evoluzione annuale e discutere il modello nivale estivo, abbiamo utilizzato i dati di due stazioni meteorologiche d'altitudine, significative per i nostri studi, poste a due diversi intervalli altimetrici e dotate di serie storiche differenti. Si tratta della Stazione Vârful Omu<sup>2</sup> situata a grande altezza (2505 m) sull'adiacente massiccio del Bucegi, che ben rappresenta le condizioni delle più elevate creste del Massiccio Făgăraș (intervallo 1939-1999), e della Stazione Bâlea Lac situata sul nostro massiccio, sul versante in ombra, all'altitudine di 2038 m (intervallo 1979-1999) (fig. 1).

Utilizzeremo alcuni parametri per comprendere l'insieme fisico-geografico che determina la comparsa, la formazione, la conservazione della neve (durante l'estate) in così grande quantità a distanza di tempo dalla deposizione.

Alle elevate altitudini del massiccio, cioè nei domini alpino e subalpino, la neve persiste a lungo e occupa vaste superfici rappresentando così un'importante realtà locale. Il rapporto tra il *numero annuale dei giorni di neve* (*neve, temporali, rovesci di neve e nevischio*) e il *numero annuale dei giorni di pioggia* (*pioggia, pioviggine, rovesci e temporali*) (TEODOREANU, 1980) è significativo in questo senso. Il suo valore, di 1,26 nella regione della St. Bâlea Lac e di 1,50 a livello delle più alte creste, è condizionato in maniera diretta dall'altitudine e da fenomeni influenti a livello locale. In alta quota le precipitazioni solide si manifestano in ogni stagione, ma la loro maggiore importanza è nei mesi invernali, in marzo, aprile e in autunno (ottobre e novembre).

Le cadute di neve propriamente dette sono predominanti per intensità, frequenza e quantità e toccano valori importanti nei mesi della stagione invernale e nella stagione fredda o inverno climatico (7-8 mesi all'anno). Le principali cause che determinano la comparsa delle nevi sono, da una parte, la circolazione di masse di aria fredda polare o artica, la diminuzione della temperatura sotto i 0 °C e, dall'altra, le condizioni locali del rilievo (altitudine e orientazione generale della cresta, pendenza, caratteristiche specifiche dell'esposizione). Le manifestazioni annuali di neve dipendono dal *grado di continentalismo* (o *indice Gams*), espresso come rapporto tra la *media multiannuale delle precipitazioni (Pp)* e l'*altitudine della stazione meteorologica* utilizzata (*Alt*):

$$I_{Gams} = Pp / Alt$$

Sulle cime più elevate del livello alpino il suo valore è di 0,49 mentre nel livello subalpino a 0,61. Per ciò che concerne il numero di *giorni con neve* (valore medio multiannuale) si constata il suo accrescimento con l'altitudine: 96,4 giorni nel livello subalpino e 137 giorni nel livello alpino. Durante l'anno, il maggior numero di giornate di neve si registra nella stagione fredda (novembre-marzo) (tab. 1 e fig. 2). La variazione grafica dei giorni con neve è suggestiva (fig. 2).

<sup>2</sup> la stazione meteorologica Vf. Omu è la più elevata dei Carpazi Rumeni

Staz. Meteo. (m)	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
Vf. Omu (2505 m)	14,2	14,9	17,0	17,0	16,8	8,3	4,8	2,6	5,0	7,6	11,6	17,2
St. Bălea Lac (2038 m)	15,5	14,1	14,1	12,5	5,3	0,8	0,1	0,3	1,1	4,7	12,3	15,6

Tab. 1: valori medi mensili dei giorni di neve presso le due stazioni meteorologiche.

Table 1: monthly average values of the snowy days at the two weather stations.

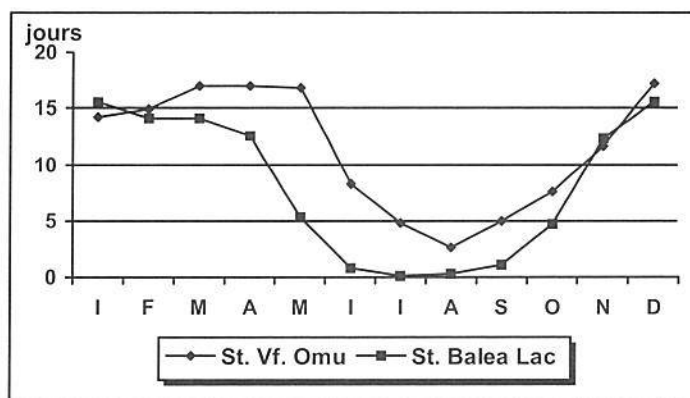


Fig. 2: variazione del numero dei giorni di neve negli stadi alpino e subalpino (valori medi multiannuali).

Fig. 2: variation of the number of snowy days at the alpine and subalpine level (pluriannual average values).

Le cadute di neve sono espresse mediante il classico valore del manto nevoso. La sua analisi dettagliata, per ciò che concerne lo spessore, è suddivisa in decadi mensili (tab. 2).

staz. meteo	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	anno
<b>Vf. Omu</b>													
dec. I	72,0	78,3	104,9	76,7	36,7	5,4	0,1	0,4	1,5	7,9	10,1	36,9	35,9
dec. II	76,5	89,1	115,7	67,0	24,5	0,9	0,1	0,5	0,9	10,2	20,6	47,1	37,7
dec. III	82,6	97,0	102,6	56,4	21,5	0,7	-	-	0,5	30,4	30,4	53,1	38,0
<b>Bălea Lac</b>													
dec. I	94,8	126,9	126,8	123,7	129,3	38,0	1,3	-	1,9	2,6	7,9	43,7	63,3
dec. II	98,0	125,1	123,8	131,2	90,6	17,5	-	-	2,5	3,5	24,8	58,0	67,5
dec. III	105,3	128,8	127,5	136,5	59,6	6,5	-	-	0,4	5,0	34,8	80,9	68,5

Tab. 2: spessore del manto nevoso (in cm), nelle due stazioni meteorologiche (valori medi mensili decadi e annuali).

Table 2: thickness of the snow blanket (in cm) at the two weather stations (average values every ten days and in a year).

Le data di comparsa e di scomparsa e il periodo di permanenza sono influenzati da molti fattori: il valore altitudinale dell'isoterma degli 0 °C (situata nel massiccio a 2050 m), la frequenza delle nevicate, l'esposizione dei versanti e l'esistenza del tappeto vegetale erboso. Durante la permanenza al suolo la copertura nevosa passa attraverso alcune fasi, differenziate in senso altitudinale.

Per le zone al di sopra dei 2000 m il fenomeno ha implicazioni quantitative molto importanti sul paesaggio alpino e subalpino: per una migliore comprensione è utile insistere su alcuni elementi di carattere altitudinale e temporale. Il periodo settembre-dicembre costituisce la prima fase del processo di diagenesi. Durante le tre decadi di settembre e le prime due decadi di ottobre si costituisce uno strato di neve sporadica e alla fine di dicembre la copertura nevosa ha toccato un valore medio che supera gli 80 cm di spessore.

Nella seconda fase (gennaio-febbraio) la copertura nevosa supera i 100 cm. Alla fine di febbraio si raggiunge il primo massimo che, in funzione del livello quantitativo, è considerato secondario (BESANCENOT, 1990). Ma si verificano alcuni casi nei quali lo spessore supera i 200 cm: 257 nella



prima decade di febbraio (per esempio nel 1982) oppure 213, 221, 282 cm nelle tre decadi di febbraio del 1983. La neve è costituita da strati che si formano sia a causa delle oscillazioni termiche e della velocità del vento, che, in questo periodo, raggiunge valori elevati (28-30-34 m/s), sia per i tempi che favoriscono lo stesso processo di diagenesi.

Nella terza fase (marzo-maggio) lo spessore della copertura nevosa tocca il secondo massimo, il principale (BESANCENOT, 1990), in aprile e maggio, quando si raggiunge un valore di 135 cm (prima decade di aprile) (fig. 3). Per questo andamento, si può parlare, per il Massiccio Făgăraș, di regime nivometrico bimodale (VOICULESCU, 1995). Nei mesi primaverili si sono registrati valori che hanno superato i 300 cm, per esempio nel 1982 (307 cm) o nel 1988 (308 cm).

Nell'ultima fase, nel mese di giugno, con il costante aumento della temperatura dell'aria, lo spessore della copertura nevosa si riduce poco a poco, fino alla scomparsa. Resta comunque qualche sito (favorito da condizioni locali) dove la neve si conserva, talvolta fino ai nuovi apporti dei mesi di settembre o ottobre. Nella seconda fase la copertura nevosa subisce modificazioni strutturali, di densità e delle proprietà meccaniche.

I grandi depositi di neve che si conservano durante l'estate contribuiscono con le loro acque al manifestarsi di processi di erosione fluviale e, d'altra parte, all'evidenziarsi di relazioni fra la neve e i differenti processi geomorfologici individuali (THORN, HALL, 1980). Questi depositi rappresentano allo stesso tempo un esempio classico di modello di evoluzione nivale nel periodo primavera-estate o nella prima parte della stagione estiva, e contribuiscono nel livello alpino alla modificazione del regime della temperatura e dell'umidità (THORN, 1983). Il fenomeno è stato segnalato anche negli Alti Tatra e messo a confronto con quello delle Alpi Italiane, essendo segnalate analogie e differenze importanti (RACZKOWSKA, 1997).

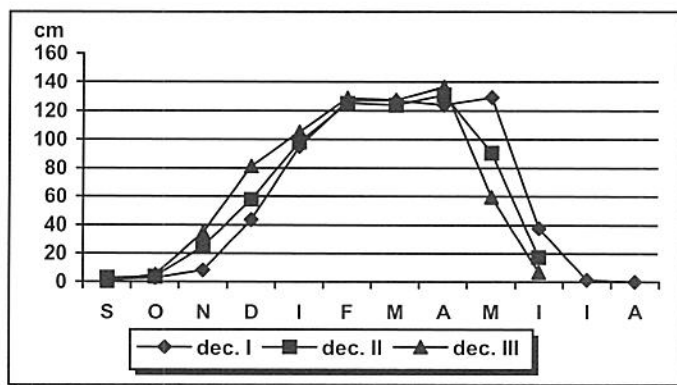


Fig. 3: variazione della copertura nevosa nella regione della stazione Bălea Lac (valore medio decadico multiannuale)

Fig. 3: variation of the snow cover in the region of the Bălea Lac station (pluriannual average values per ten days)

L'orizzonte nivale è frammentato e sottoposto all'influenza di fattori locali, soprattutto orografici (altitudine, pendenza, esposizione) e climatici (precipitazioni solide e temperatura). Si deve ricordare che la loro valenza geomorfica è ridotta nei periodi invernale e soprattutto primaverile-estivo, durante i quali l'evoluzione degli strati nevosi, con forte carattere di particolarismo nelle componenti alpine e subalpine, diviene significativa mediante processi diretti.

L'importanza di questi accumuli nivali risiede nella loro presenza al di fuori dell'intervallo di permanenza rispetto alle condizioni climatiche estive. Essi forniscono un contributo rilevante all'evoluzione dei processi fluviali tipici del periodo estivo. Si deve cercare la loro origine nelle grandi quantità di neve caduta, trasportata dalle valanghe, concentrata nei canali e deposta infine alla base del versante. Si tratta sia di valanghe che si verificano nel periodo primavera-estate, quando la



neve tocca il massimo spessore a causa dei mutamenti termici e per la favorevole esposizione, sia di valanghe più vecchie risalenti alla stagione invernale. Questi accumuli assumono l'aspetto di *semi-imbuiti nivali* quando si sviluppano all'interno dei bacini torrentizi. Poiché la neve accumulata possiede un grande potere di persistenza, talvolta da un anno all'altro, si constata la comparsa di *nevato* (POSEA, GRIGORE, POPESCU, IELENICZ, 1976). Il nevato o *firn* ha una definizione complessa, intermedia tra la neve ed il ghiaccio. La trasformazione della neve in firn rappresenta un processo ampio, continuo. Il firn dei sistemi glaciali delle regioni temperate è definito semplicemente come neve degli inverni precedenti che non fonde durante l'estate (PETRESCU, 1990).

L'evoluzione dei processi di diagenesi presuppone caratteristiche tessiturali differenti e la densità, come parametro fisico, gioca un ruolo molto importante in queste trasformazioni. La densità dipende da alcuni fattori fisico-geografici: il tipo di clima, l'altitudine, l'esposizione, la frequenza e la quantità delle nevicate, la persistenza del manto nivale. Allo stesso tempo si tenga conto che essa dipende anche dalla porosità, cioè dal contenuto in aria: tutte le successive trasformazioni della neve in ghiaccio sono da ciò determinate (GRECU, 1997). Si ricorda che il volume di aria della neve asciutta e fresca tocca circa l'80% del totale (FRANCOU, 1993) e che questo tipo di neve può assorbire una grande quantità di acqua, fino al 40% del volume e fino al 75% del peso (PETRESCU, 1990). Il grado di porosità si riduce se la neve diventa umida. Le nevi di grande altitudine, tipiche dei livelli alpino e subalpino, sono più secche, quindi più leggere e il vento può spostarle più facilmente da un luogo a un altro.

Il termine "neve" si riferisce solamente alla neve caduta e che ha subito delle piccole trasformazioni fisiche. Le modificazioni successive presuppongono l'uso del termine "firn". Per contro questo si usa per tipologie piuttosto ampie, al fine di caratterizzare numerose situazioni determinate da diverse condizioni fisico-geografiche. Il firn diventa ghiaccio di ghiacciaio quando l'aria all'interno è stata eliminata (PATERSON, 1972). Il ghiaccio di ghiacciaio è impermeabile. La delimitazione di questi termini (neve, firn, ghiaccio) tiene conto dei valori della densità. Il firn rappresenta un tipo di neve che ha densità uguale o superiore a 0,6 (TRICART, CAILLEUX, 1962). Per stabilire una classificazione della neve si prende come criterio la densità che la neve assume durante il suo ampio ciclo di trasformazioni (SELIGMAN, 1936, citato da PATERSON, 1972):

- *neve fresca*: caduta a bassa temperatura e in condizioni di calma atmosferica, di densità compresa fra 0,01 e 0,03 g/cm<sup>3</sup>;
- *neve nuova*: appena caduta, con calma atmosferica, di densità compresa fra 0,05 e 0,07 g/cm<sup>3</sup>;
- *neve nuova umida*: di densità compresa fra 0,1 e 0,2 g/cm<sup>3</sup>;
- *neve stratificata*: di densità compresa fra 0,2 e 0,3 g/cm<sup>3</sup>;
- *neve dall'aspetto di brina*: di densità compresa fra 0,2 e 0,3 g/cm<sup>3</sup>;
- *neve ventata*: di densità compresa fra 0,35 e 0,40 g/cm<sup>3</sup>;
- *firn*: presenta limiti molto ampi di densità, compresi fra 0,40 e 0,85 g/cm<sup>3</sup>;
- *neve molto umida e firn*: valori di densità relativamente costanti, compresi fra 0,7 e 0,8 g/cm<sup>3</sup>;
- *ghiaccio di ghiacciaio*: possiede i valori di densità più elevati, compresi tra 0,85 e 0,91 g/cm<sup>3</sup>;

Nel Massiccio di Făgăraș si riscontrano questi valori fino al firn compreso (se consideriamo questi limiti in modo ampio). Poiché a intervalli di cinque giorni l'evoluzione della densità rappresenta un processo significativo, ne abbiamo misurato il valore secondo tale scansione temporale. I dati analizzati come medie mensili per l'intervallo studiato (1979-1998), ci forniscono un'immagine d'insieme per i mesi di copertura nevosa. Per esemplificare, abbiamo scelto la regione della stazione meteorologica Bălea Lac (tavola 3).

G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Ann.
0,30	0,32	0,34	0,38	0,43	0,47	0,36	-	0,37	0,24	0,24	0,28	0,33

Tab. 3: densità della neve presso la stazione meteorologica di Bălea Lac (valori medi mensili e annuali)

Table 3: snow density at the Bălea Lac weather station (monthly and yearly average values)

La variazione della densità indica un picco nel periodo maggio-giugno, durante il quale la neve si trasforma in firn e che coincide con il massimo principale del regime nivometrico bimodale. Nel mese successivo (luglio) e durante il mese di aprile la densità si avvicina al valore tipico del firn (densità rispettivamente di  $0,36 \text{ g/cm}^3$  e  $0,38 \text{ g/cm}^3$ ) (fig. 4).

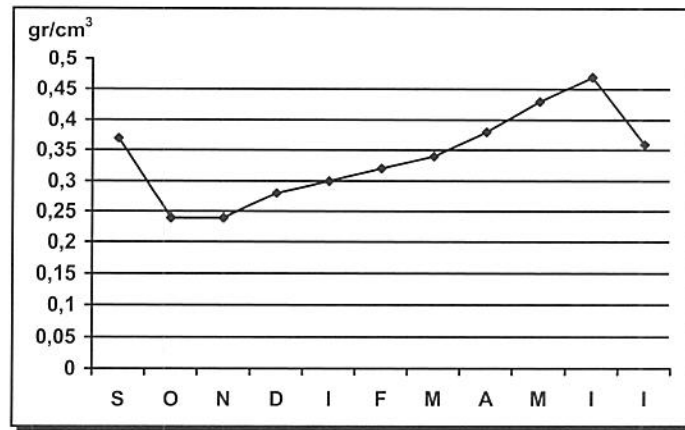


Fig. 4: variazione della densità della neve nella regione del Bălea Lac (valori medi mensili)

Fig. 4: variation of the snow density in the Bălea Lac region (monthly average values).

Si verificano comunque numerose deviazioni dalle medie mensili, soprattutto nell'intervallo aprile-giugno. In questo periodo la copertura nevosa raggiunge grandi spessori e durante il processo di diagenesi si è già prodotto per assestamento il compattamento meccanico degli strati sotto la pressione di quelli recenti situati sopra. L'assestamento determina la trasformazione della neve in nevato. A causa della fusione locale della neve dovuta all'insolazione, si produce una lenta infiltrazione in profondità dell'acqua di fusione, che successivamente gela. È il momento nel quale la densità tocca il valore, proprio del nevato, di  $0,54 \text{ g/cm}^3$  (FRANCOU, 1993).

Nel Massiccio Făgăraș questa situazione è molto frequente, come nei mesi di aprile e maggio degli anni 1982, 1983 e 1990. Negli altri anni (1979, 1980, 1981, 1984, 1985), negli stessi mesi, la densità ha toccato i più alti valori dell'intervallo:  $0,56 \text{ g/cm}^3$ ;  $0,61 \text{ g/cm}^3$  o anche  $0,64\text{-}0,65 \text{ g/cm}^3$ .

Le dimensioni lineari degli accumuli estivi sono variabili, da qualche decina a qualche centinaio di metri, come per il caso da noi analizzato, situato sotto la cresta glaciale Arpasel, alla base del versante al sole<sup>3</sup> (foto 1). La sua forma era ben allungata (circa 100 m) verso valle, su una pendenza elevata ( $25^\circ\text{-}30^\circ$ ), mentre anche la larghezza alla base del versante era notevole (400-500 m). Tra la parete rocciosa e la neve si era formata una fenditura verticale larga 1-1,5 m e profonda 6-7 m, somigliante a un crepaccio.

A causa di fattori termici che agiscono sulla neve, abbiamo osservato una grande escavazione subnivale (20-30 m di lunghezza e 8-10 m di larghezza) che si intensifica lungo la linea della pendenza, aggredita permanentemente dalle acque di fusione che si manifestano alla base. La struttura di accumulo mette in evidenza una sovrapposizione degli strati successivi che si sono formati nel corso delle diverse nevicate (foto 2). In superficie è situata la neve più recente, al di sotto la neve più vecchia. Si consideri che nelle montagne delle regioni temperate si può parlare di nevato allo stadio iniziale (GRECU, 1997). Gli strati sono suddivisi da sottili linee di polveri deposte dal vento durante i periodi senza precipitazioni nevose. Quando, d'estate, la neve fonde, la polvere rimane sulla superficie, dove anche si accumulano nuove polveri e frammenti vegetali.

<sup>3</sup> queste situazioni sono molto frequenti contemporaneamente anche sul versante in ombra.



*Foto 1: posizione geografica dei depositi nevosi al di sotto della cresta glaciale Arpășel (M. Voiculescu, 1998).*  
*Photo 1: geographic location of the snow deposits below the Arpășel glacier crest (M. Voiculescu, 1998).*



*Foto 2: escavazione subnivale (M. Voiculescu, 1998).*  
*Photo 2: excavation under the snow (M. Voiculescu, 1998).*

Sembra che le acque di fusione (*meltwater*) siano responsabili dell'erosione lineare subnivale su ogni lato dell'ammasso nevoso: il limite superiore si abbassa proporzionalmente al procedere della fusione. In superficie si formano piccoli rivoli (*rill erosion*) che canalizzano l'acqua verso valle. Se la temperatura aumenta, il processo si amplifica e le acque si allargano dilavando la superficie (*sbeefwash*).

Sulla superficie della neve si depongono frammenti rocciosi di diverse dimensioni, trasportati sia dal vento (nel caso di quelli più fini), sia per gravità, per il rotolamento degli elementi della disgregazione che interessa la parte superiore del versante. Allo stesso tempo si ritrovano elementi vegetali depositati dall'azione del vento. Alla periferia dell'accumulo si osserva, in condizioni di un forte inumidimento del substrato, una vegetazione tipicamente alpina costituita ad esempio da *Luzula spicata* e *Ranunculus glacialis*.

### 3 - CONCLUSIONI

Nonostante gli accumuli nevosi non raggiungano le dimensioni di quelli di altre regioni montuose (Tatra, Alpi) e il fenomeno del riscaldamento globale influenzi il clima montano, essi costituiscono una realtà che non deve essere trascurata. Inoltre le loro modalità di manifestazione e persistenza nel corso della stagione estiva contribuiscono allo sviluppo e all'ampliamento dei processi d'erosione fluviale. L'evoluzione di questi accumuli deve essere monitorata per parecchi anni per comprendere le fasi di diagenesi della neve. Nello stesso tempo è necessario comparare i valori della densità della neve nei siti riparati, all'ombra, con quella dei siti esposti al sole che potrebbero far rilevare valori assai differenti.

### BIBLIOGRAFIA

- BESANCENOT, J., P. (1990) - *Climat et tourism*, Masson, Collection Géographique.
- FRANCOU, B. (1993) - *Hautes montagnes, passion d'explorations*, Masson.
- Geografia României, III, *Carpații Românești și Depresiunea Transilvaniei* (1987), Editura Academiei, București.
- GRECU, FLORINA (1997) - *Gheață și ghețari. Introducere în glaciologie*, Editura Tehnica, București.
- MARTONNE, EMM., DE (1981) - *Cercetări asupra evoluției morfologice a Alpilor Transilvaniei (Carpații Meridionali)*, in *Lucrări geografice despre România*, Editura Academiei Române, București.
- NICULESCU, GH. (1994) - *La recherche du relief glaciaire cryo-nival dans les Carpates Roumaines-Résultats et perspectives*, *Revue Roumaine de Géographie*, Tome 38, Editura Academiei Române, București.
- PATERSON, W. S. B. (1972) - *The physics of glaciers*, Pergamon Press, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Braunschweig, 19.
- PETRESCU, J. (1990) - *Perioadele glaciare ale Pământului*, Editura Tehnica, București.
- POSEA, GR., GRIGORE, M., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1976) - *Geomorfologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- RACZKOWSKA, ZOFIA (1997) - *Nivation and its geomorphic significance-examples from the Polish High Tatra and the Ortles-Cevedale Massif, the Italian Alps*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica*, vol. XXXI, Krakow.
- TEODOREANU, ELENA (1980) - *Culoarul Rucăr-Bran. Studiu climatic și topoclimatic*, Editura Academiei, București.
- THORN, E. C., HALL, K. (1980) - *Nivation: An Arctic-Alpine comparison and reappraisal*, *Journal of glaciology*, Vol. 25, No.91, 109-124.
- THORN, E., C., (1983) - *Seasonal Snowpack Variability and Alpine Periglacial Geomorphology*, *Polarforschung*, 53, (2), 31-35.
- TRICART, J., CAILLEUX, A. (1962) - *Le modèle glaciaire et nival*, SEDES, Paris.
- VELCEA, VALERIA (1973), *De l'existence d'une glaciation de type carpatique*, *Revue de géographie alpine*, t. LXI, 2.
- VELCEA, VALERIA, SAVU, AL. (1983) - *Geografia Carpaților și Subcarpaților*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- VOICULESCU, M. (1995) - *Variabilitatea regiunii nivometrice în arealul St. Bălea Lac (Muntii Făgăraș)*, *Studii și cercetări de Geografie*, Editura Academiei Române, București.

## Abstract

Le neviccate nell'area periglaciale sulle montagne del Făgăraș (Carpați Rumeni), che determinano la permanenza di depositi nevosi consistenti sino all'estate, si verificano a causa di masse di aria fredda polare o artica e delle condizioni locali del rilievo (altitudine, orientazione generale del massiccio, esposizione dei versanti). Nell'analisi vengono utilizzati i dati registrati presso le due stazioni meteorologiche di Vârful Omu (Omu Peak, 2505 m s.l.m., Bucegi), inserita nel dominio periglaciale di alta quota, e di Bălea Lac, situata a 2038 m sul versante settentrionale del massiccio. Le neviccate annuali dipendono dal grado di continentalità e dal rapporto tra precipitazioni liquide e solide. Nella parte superiore dei versanti i grandi accumuli sono generati sia dalle abbondanti neviccate della stagione fredda sia dalle valanghe invernali e primaverili sia dalla neve portata dal vento. La forma, la superficie e lo spessore degli accumuli variano a seconda delle condizioni orografiche e climatiche. Sulla base dell'analisi della densità si è stabilito che, nel periodo maggio-giugno, la neve può raggiungere valori uguali a quelli del firn. Questi accumuli costituiscono il modello dell'evoluzione della neve in estate, contribuendo in misura rilevante ai processi di nivazione tipici del dominio periglaciale.

Parole chiave: *accumuli nivali, dominio periglaciale, nivazione, Massiccio Făgăraș (Carpați Rumeni)*

Snowfalls in the periglacial area on the Făgăraș Massif (Rumanian Carpathians), generating substantial snow deposits lasting until summer, occur as a result of polar or arctic cold air masses and of the local conditions of the mountain (altitude, orientation, exposure of slopes). Analyses make use of data collected from the two meteo stations of Vârful Omu (Omu Peak, 2505 m a.s.l., Bucegi), within the high elevation periglacial site, and that of Bălea Lac, located at 2038 m on the northern slope of the massif. Annual snowfall is influenced both by the degree of continentalism and the solid/liquid precipitation ratio. In the upper reaches of the slopes, the large packs are produced both by the abundant snowfalls in the cold season, by the winter and spring avalanches and by the snow carried by the wind. Shape, surface and thickness of the snow packs vary according to the orographical and climatic conditions. Density analyses have shown that in the May-June timeframe accumulated snow can reach the same values as firn. These packs represent the snow evolution pattern in summer helping the nivation processes typical of the periglacial area.

Key words: *snow packs, periglacial area, nivation, Făgăraș Massif (Rumanian Carpathians)*

Les chutes de neige dans les milieux périglaciaires du Fagaras (Carpathes Roumains), qui favorisent la permanence de consistents restes neigeux jusqu'à l'été, se vérifient à cause de masses d'air froide polaire ou artique et de conditions locales du massif (altitude, orientation générale du massif, exposition des versants). On a utilisé les données enregistrées chez les deux stations météorologiques de Vârful Omu (Omu Peak, 2505 m, Bucegi), dans le domaine périglaciaire en haute altitude, et de Bălea Lac, à 2038 m d'altitude sur le versant à nord du massif. Les chutes de neige de l'année dépendent du degré de continentalité et du rapport entre les précipitations liquides et solides. Dans les secteurs supérieurs des versants, les grandes chutes de neige de l'hiver, les avalanches d'hiver et du printemps, la neige apportée par le vent favorisent une grande accumulation, dont la forme, la surface et l'épaisseur changent selon les conditions orographiques et du climat. En analysant la densité, on a établi que la neige, aux mois de mai-juin, peut avoir des valeurs très près du firn. Ces accumulations sont un modèle de l'évolution de la neige pendant l'été et ils font partie des processus de nivation typique du domaine périglaciaire.

Mots clés: *accumulations nivales, domaine périglaciaire, nivation, Massif Făgăraș (Carpathes Roumains)*



## CONSIDERATIONS ON THE PRESENCE OF SNOW IN SUMMER ON THE PERIGLACIAL ZONE IN THE MASSIF FĂGĂRAȘ (RUMANIAN CARPATHIANS) (first part)

### 1 – INTRODUCTION

In the first part of this document I will introduce the geographic location and the conditions for the accumulation and preservation of the snow deposits in the periglacial area, a phenomenon which plays a very important role on the Făgăraș, the highest and largest mountain sector of the Rumanian Carpathians. In the second part I will describe the processes that these snow deposits undergo and their features and importance for the periglacial zone. The snow accumulation represents the behaviour pattern of the summer snow and plays a very relevant role in what concerns the nivation processes.

The Făgăraș Massif is located centrally in Rumania between the latitude 45° 30' N and the longitude 24° 30' E; it has a surface of 1500 km<sup>2</sup> and it is in the middle of the western part of the large southern Carpathian unit, which in turn belongs to the Rumanian Carpathians.

*Fig. 1: see page 47*

The mountain group, which is located inside the high central ridges of the Southern Carpathians (VELCEA, SAVU, 1983), looks like a huge crest of the “karling” type with a length of 70 km; it faces E-W and its mountains are nearly always above 2000 m of altitude (MOLDOVEANU, 2544 m; NEGOIU, 2435 m) (GEOGRAFIA ROMANIEI, III, CARPATH ROMANESTI SI DEPRESIUNEA TRANSILVANEI, 1987). The massif has two big slopes, one facing south and the other one north. One should keep in mind that the Quaternary glaciation here had a particular feature named *glaciation of carpathian type* (VELCEA, 1973), where the mountain's surfaces are dominated by the *nunataks*, by *sharp crests* (VELCEA, 1973) or *pointed crests* (NICULESCU, 1994). The high elevations, the massive character of the mountain together with hazardous peaks, the spaciousness, the ancient glacial formations and the present periglacial formations fully justify the definition “Transilvanian Alps” given by E. de Martonne at the beginning of the XX century (1907), which was later extended to all the Southern Carpathians (MARTONNE, 1981).

### 2 – METHODOLOGY AND DISCUSSION

The analysis of snow conditions during its annual evolution and the discussion on the summer snow pattern have been carried out through the use of the figures of two weather stations at higher elevations playing an important role in our research, which are located at two different altimetric intervals and which have different historical series. These are: the Vârful Omu station<sup>1</sup> located at high altitudes (2505 m) on the adjoining Bucegi massif, which represents the conditions of the highest crests of the Fagaras Massif (period 1939-1999), and the Bălea Lac station located on our massif, on the slope in the shade, at 2038 of altitude (period 1979-1999) (fig. 1).

We will use some parameters to understand the physical-geographic whole determining the presence, the formation, the preservation of such a large amount of snow (during the summer season) long after being deposited. At high altitudes on the massif, i.e. at the alpine and subalpine level, the snow keeps for a long time and covers large areas; it therefore represents an important local element. The ratio between the annual number of snowy days (snow, storms, snow storms and sleet) and the annual number of rainy days (rain, drizzle, heavy showers and storms) (TEODOREANU, 1980) is relevant in this sense. Its value, 1,26 in the St. Bălea Lac region and 1,50 at the highest crests, is directly affected by the altitude and by locally relevant phenomena. At higher elevations solid precipitation occurs at every season, but it becomes more prominent during the winter months, in March, April and in autumn (October and November).

The snowfalls are more important from the point of view of intensity, frequency and quantity and they reach relevant values in the winter months and during the cold season or during the climatic winter (7-8 months a year). The main causes determining the arrival of snowfalls are on one side the circulation of polar or

(°) Université de l'Ouest de Timișoara, Département de Géographie, v. Pârvan, 4, 1900 – Timisoara, Roumanie

<sup>1</sup> the Vf. Omu weather station is the highest in the Rumanian Carpathians.



arctic cold air masses with temperature dropping below 0°C, on the other side the local conditions of the mountain (altitude and general position of the crest, inclination, specific features of the exposure). The annual snowfalls depend on the degree of continentalism (or Gams index) expressed as a ratio between pluriannual average precipitation (Pp) and the altitude of the weather station used (Alt):

$$I_{Gams} = Pp / Alt$$

On the higher peaks at alpine level its value is 0.49 while at subalpine level it is 0.61. With regards to the number of snowy days (pluriannual average value) it increases according to the altitude: 96.4 days at the subalpine level and 137 days at the alpine level. During the year, the highest number of snowy days is registered in the cold season (November - March) (table 1 and fig. 2). The graphic variation of the snowy days is grand (fig. 2). The snowfalls are expressed through the classic value of the snow blanket. Its detailed analysis with regards to the thickness is reported by decade (every ten days in a month) (table 2).

*Tab. 1 and 2; fig. 2; see page 49*

The date of falling and of melting and the period of persistence are influenced by many factors: the altitude of the 0° isotherm (located on the massif at 2050 m), the frequency of the snowfalls, the exposure of the slopes and the existence of grassy substrata. During its persistence on the ground, the snow cover undergoes some phases, which differ according to the altitude.

In the areas above 2000 m the phenomenon has very important quantitative implications on the alpine and subalpine landscape and it is useful to insist on some altitude and time elements to better understand it. The period September-December represents the first phase of the diagenesis process. In September and in the first two ten days of October a layer of sporadic snow forms and at the end of December the snow cover reaches a thickness average value of more than 80 cm. In the second phase (January-February) the snow cover has a thickness of more than 100 cm. At the end of February it reaches the first maximum value, which is considered as a secondary value from the quantity point of view (BESANCENOT, 1990). But in some cases the thickness exceeds 200 cm, like it happened in the first ten days of February 1982 (257 cm) or in February 1983 (213, 221 and 282 cm). The snow cover is made of layers forming as a result of both thermal variations and wind speed, which at this time of the year reaches high values (28-30-34 m/s), and of the time of the year favouring the diagenesis process. In the third phase (March-May), the thickness of the snow cover reaches the second maximum value, the main one (BESANCENOT, 1990) in April and May reaching 135 cm (first ten days of April) (fig. 3). Considering this kind of course on the Făgăraș Massif one can talk about a bimode snowfall-regime (VOICULESCU, 1995). Values exceeding 300 cm have been registered during the spring months, like for example in 1982 (307 cm) and in 1988 (308 cm).

During the last phase in June, following the permanent raise in the air temperature, the thickness of the snow cover reduces little by little until it disappears. There are however some sites (favoured by local conditions) where the snow keeps, sometimes until the arrival of new supplies in September and October. In the second phase the snow cover undergoes changes in the structure, density and mechanical properties.

The large snow deposits keeping during the summer season help with their water the processes of fluvial erosion and they also show a relationship between the snow and the different individual geomorphological processes (THORN, HALL, 1980). These deposits represent at the same time an example of snow evolution pattern during the spring-summer seasons or in the first part of summer and help the change of the temperature and humidity regime at alpine level (THORN, 1983). The phenomenon has been noticed also in the Upper Tatra and compared with the one on the Italian Alps; relevant similarities and differences have been then pointed out (RACZOWSKA, 1997).

*Fig. 3: see page 50*

The snow horizon is fragmented and subject to the influence of local factors, above all orographic ones (altitude, inclination, exposure) and climatic ones (solid precipitation and temperature). One should remember that their geomorphological value is lower in winter and above all in spring-summer, when direct processes make the evolution of the snow layers, which have very peculiar features at the alpine and subalpine level, a very relevant phenomenon.

The importance of the snow accumulation lies in its presence outside the period of persistence in relation to the summer weather conditions. It plays an important role in the evolution of the fluvial processes typical of the summer period. Its origin should be found in the large quantity of fallen snow, in the snow carried by avalanches or concentrated in the gorges and eventually deposited at the bottom of the slope. These avalanches can either occur in spring-summer, when the snow cover reaches its maximum thickness value as a result of the temperature change and of the favourable exposure, or in the winter season and they are therefore

older. When the accumulation forms into the torrential basins it looks like a snow semi-funnel. As the accumulated snow is able to keep for a long time, sometimes from one year to the following, one can notice the presence of firn (POSEA, GRIGORE, POPESCU, IELENICZ, 1976). The firn has a complex definition between snow and ice. The transformation of snow into firn represents a wide, permanent process. The firn of the glacier systems in the temperate regions is simply defined as the snow of the previous winter season which has not melted during the summer (PETRESCU, 1990).

The evolution of the diagenesis processes involves different textural characteristics and the density, as physical parameter, plays a very important role in these transformations. The density depends on some physical-geographical factors: the kind of climate, the altitude, the exposure, the frequency and quantity of the snowfalls, the preservation of the snow blanket. One should at the same time consider that the density depends also on porosity, i.e. on the air content which determines all the following transformations of the snow into ice (GRECU, 1997). The volume of air in the fresh and dry snow is more or less 80% of the total (FRANCOU, 1993) and this kind of snow can absorb a large quantity of water, up to 40% of the volume and up to 75% of the weight (PETRESCU, 1990). The porosity degree will reduce if the snow becomes wet. The snow at higher elevations, typical of the alpine and subalpine levels, is drier, therefore lighter and the wind can move it easily from one place to another.

The word "snow" refers only to the snow which has fallen and has undergone slight physical transformations. For the following transformations one should use the term "firn". This is used for rather wide typologies to indicate many situations which are determined by different physical-geographic conditions. The firn becomes glacier's ice when there is no longer air inside it (PATERSON, 1972). The glacier's ice is impermeable. The delimitation of these terms (snow, firn, ice) takes the density values into consideration. The firn represents the kind of snow which has a density equal to or of more than 0.6 (TRICART, CAILLEUX, 1962). One should take the density the snow has during its wide cycle of transformation as criterion to classify the snow (SELIGMAN, 1936, mentioned by PATERSON, 1972):

- *Fresh snow*: fallen at low temperature and in conditions of atmospheric calm, with a density between 0.01 and 0.03 g/cm<sup>3</sup>;
- *New snow*: just fallen, with atmospheric calm and density between 0.05 and 0.07 g/cm<sup>3</sup>;
- *New wet snow*: with density between 0.1 and 0.2 g/cm<sup>3</sup>;
- *Stratified snow*: with density between 0.2 and 0.3 g/cm<sup>3</sup>;
- *Snow looking like frost*: with density between 0.2 and 0.3 g/cm<sup>3</sup>;
- *Wind-processed snow*: with density between 0.35 and 0.40 g/cm<sup>3</sup>;
- *Firn*: wide density limits, between 0.40 and 0.85 g/cm<sup>3</sup>;
- *Very wet snow and firn*: relatively constant density values, between 0.7 and 0.8 g/cm<sup>3</sup>;
- *Glacier ice*: with the highest density values, between 0.85 and 0.91 g/cm<sup>3</sup>;

These values can be found on the Făgăraș Massif up to the firn (broadly considering these limits). As the evolution of density represents a relevant process in a period of five days, we measured the value according to this interval. The figures examined as monthly average values for the interval considered (1979-1998) provide us with an overall picture of the months with a snow cover. We have chosen the region of the Bălea Lac weather station to illustrate the data (table 3).

*Table 3: see page 51*

The density variation shows a peak value in the period May-June, when the snow turns into firn coinciding with the maximum value of the bimode snowfall-regime. In the following month (July) and during the month of April the density is nearly equal to the typical value of firn (respectively 0.36 g/cm<sup>3</sup> and 0.38 g/cm<sup>3</sup>). (fig. 4).

*Fig. 4: see page 52*

The values in the April-June interval are however far from the monthly average values. In this period the snow cover becomes very thick and during the diagenesis process the layers have already mechanically hardened as a result of the pressure exerted by the more recent layers above. The settling determines the transformation of the snow into firn. Following the local snow melting due to solar radiation, the meltwater slowly filters into the depth and it then freezes. At this stage the density reaches the value of 0.54 g/cm<sup>3</sup>, which is typical of firn (FRANCOU, 1993).

This situation occurs very often on the Fagaras Massif, like it happened in the months of April and May of the years 1982, 1983 and 1990. During the other years (1979, 1980, 1981, 1984, 1985), in the same months, the density reached the highest values of the interval: 0.56 g/cm<sup>3</sup>; 0.61 g/cm<sup>3</sup> or even 0.64-0.65 g/cm<sup>3</sup>.

The linear dimensions of the summer accumulation can vary from some dozens to some hundreds of metres, like in the case we examined, which is located under the Arpasel glacier crest at the bottom of the slope facing the sun<sup>2</sup> (photo 1). Its shape was well stretched (about 100 m) downstream with a high inclination (25°-30°), and the width at the bottom of the slope was considerable (400-500 m). A vertical crack similar to a crevasse, with a width of 1-1.5 m and a depth of 6-7m, formed between the rocky wall and the snow.

We noticed a large excavation under the snow (20-30 m of length and 8-10 m of width), which formed as a result of thermal factors involving the snow and which enlarged along the inclination line permanently attacked by meltwater at the base. The accumulation structure shows an overlay of the more recent layers which formed during the snowfalls (photo 2). On the surface there is more recent snow, underneath there is old snow. On the mountains in the temperate regions one can talk about firn in its initial stage (GRECU, 1997). The layers are divided by thin lines of powders deposited by the wind during the periods with no snowfalls. When the snow melts in summer, the powders remains on the surface, where new powders and vegetal fragments accumulate.

*Photo 1 and 2: see page 53*

It looks like the meltwater is responsible for the linear erosion under the snow on every side of the snow mass. The upper limit proportionally lowers as the melting process proceeds. Little rills form on the surface and direct the water downstream. If the temperature rises, the process will extend and the water washes away the surface.

Rocky fragments of different dimensions deposit on the snow surface; they are carried both by the wind (this is the case of the lighter ones) and by gravity as a result of the rolling of the break-up elements involving the upper part of the slope. At the same time one can find vegetal elements deposited by the wind. At the border of the accumulation one can see the typically alpine vegetation, like the *Luzula spicata* and the *Ranunculus glacialis*, though only if the substrate is strongly wet.

### 3 – CONCLUSION

Although the snow accumulation does not reach the dimensions of those in other mountain regions (Tatra, Alps) and although the global warming affects the mountain climate, the accumulation represents a reality which cannot be ignored. Moreover its behaviour pattern and the fact that it keeps during the summer season help the development and the enlargement of fluvial erosion processes. The evolution of the accumulation should be monitored for many years to understand the diagenesis phases of the snow. At the same time it is necessary to compare the snow density values of the sites in the shade with the ones of the sites facing the sun, which could be very different.

*REFERENCES: see page 54*

---

<sup>2</sup> these situations are very frequent also on the slope in the shade.



## CAVITÀ ENDOGLACIALI E PROCESSI CRIOCARSICI: IL PUNTO SULLE CONOSCENZE ATTUALI

### INTRODUZIONE

Chiunque abbia percorso un grande ghiacciaio delle nostre Alpi avrà sicuramente osservato i mille rivoli della fusione raccogliersi e organizzarsi in piccoli canyon scavati nel ghiaccio per poi scomparire improvvisamente, inghiottiti da un grande pozzo circolare dalle pareti lisce e verticali lavorate dall'incessante azione dell'acqua che vi precipita con fragorose cascate: questo è l'aspetto più eclatante e spettacolare di un fenomeno che si verifica, a scala spesso molto più modesta, su tutta la superficie della zona di ablazione, ovunque vi siano fratture che permettano all'acqua di infiltrarsi in profondità, all'interno della massa del ghiacciaio.

E' naturale interrogarsi sul percorso e sul destino di queste acque, così come è naturale domandarsi da dove provengano quelle che si riversano tumultuose dai torrenti subglaciali che fuoriescono alla fronte. A queste domande tenta di rispondere una nuova disciplina, a metà tra l'attività sportiva e la ricerca scientifica, la *speleologia glaciale*, che si occupa dell'esplorazione e della descrizione delle cavità glaciali, della loro genesi ed evoluzione, delle relazioni con la dinamica dei ghiacciai e della circolazione delle acque endo- e subglaciali.

Gli *inghiottitoi glaciali*, o *mulini*, spettacolo insieme affascinante e inquietante, da sempre hanno attirato l'attenzione di chi, per ricerca o per diletto, percorre i ghiacciai. Pur osservate e descritte, a volte minuziosamente, già nel XIX secolo (VALLOT, 1898; MONTERIN & SOMIGLIANA, 1930), le cavità che si aprono sulla superficie dei ghiacciai sono state per lungo tempo considerate delle bizzarre curiosità naturali. Le difficoltà insite nella loro esplorazione, difficoltà solo recentemente superate grazie all'ausilio di tecniche e attrezzature mutuata dalla speleologia e dall'arrampicata su ghiaccio, hanno fatto sì che la discesa di queste cavità sia iniziata, in modo sistematico, solo intorno agli Anni Ottanta (BADINO & PICCINI, 1995, BADINO, 1999), anche se i primi, avventurosi tentativi risalgono alla fine dell'Ottocento, come quello di Vallot sulla Mer de Glace.

Di pari passo con le esplorazioni, progrediscono le indagini e le teorie, ma la speleologia glaciale è una disciplina giovane e ancora molto resta da comprendere e da scoprire. Purtroppo lo studio dei sistemi di cavità glaciali vede l'interesse di un ristrettissimo numero di persone, nella maggior parte dei casi speleologi, o, tutt'al più, fisici o carsologi, mentre sembra essere un po' trascurato dai glaciologi: il presente lavoro, insieme al punto sulle conoscenze attuali, vuole richiamare l'attenzione sull'importanza di queste strutture, non solo dal punto di vista scientifico ma anche applicativo, ai fini di una migliore comprensione della dinamica dei ghiacciai e della circolazione idrica al loro interno.

I modelli generali proposti per la genesi e l'evoluzione delle grotte glaciali derivano da osservazioni su un grande numero di ghiacciai in tutto il mondo: sorprendentemente, i modelli più accreditati sono molto simili anche se proposti in modo indipendente da ricercatori diversi (NYE, 1952; ROTH LISBERGER & LANG, 1987; BADINO, 1990, 1992, 1994, 1995, 1999; SCHROEDER, 1991; 1995; WENGER, 1994; ERASO & PULINA, 1994; BADINO & PICCINI, 1995; MAVLYUDOV, 1995, 1999; REYNAUD & MOREAU, 1995; TOGNINI & INGLESE, 1995; BINI & alii, 1998; MENEGHEL & alii, 1998; TOGNINI, in stampa), e questo porta a pensare che si tratti di un processo generale, che non dipende dalle dimensioni o dalle caratteristiche particolari di ciascun ghiacciaio (BADINO, 1995, 1999).

---

(\*) Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli 34, 20133, Milano (Italy); Gruppo Grotte Milano, Società Speleologica Italiana; tel./fax: 031-860777; paolatognini@iol.it

Mentre la fase esplorativa interessa un crescente numero di ghiacciai, sono ancora rari gli studi condotti in modo continuativo per più anni sullo stesso apparato. Nelle Alpi italiane, per esempio, i mulini del Ghiacciaio dei Forni sono oggetto di sistematiche osservazioni annuali a partire dal 1994: ciò ha consentito, per la prima volta su un ghiacciaio italiano, di studiare la formazione e l'evoluzione nel tempo di queste cavità (TOGNINI & INGLESE, 1995, TOGNINI, in stampa), e di confrontare i modelli con dati oggettivi di campagna. Analoghe osservazioni sono in corso da qualche anno anche sul Ghiacciaio del Gorner, in territorio elvetico, condotte da ricercatori italiani (BADINO & PICCINI, 1995).

## 1 - I SISTEMI DI CAVITÀ ENDOGLACIALI

I sistemi di cavità endoglaciali hanno una struttura e un funzionamento del tutto simili a quelli dei sistemi carsici in roccia, con i quali presentano spiccatissime analogie, sia dal punto di vista dei processi genetici sia dal punto di vista morfologico. Questo è, probabilmente, uno dei motivi che spingono tanti carsologi, o anche semplici speleologi, a occuparsi di tali cavità. L'evoluzione estremamente rapida di queste strutture, dovuta alla dinamica dei ghiacciai, molto più attiva di quella di un massiccio roccioso, offre, tra l'altro, l'opportunità di studiarne, per così dire in tempo reale, la formazione e l'evoluzione: ne nascono interessanti modelli per la genesi di analoghe forme in roccia. D'altra parte, poiché, a differenza dei sistemi endocarsici, soltanto una piccola porzione delle cavità glaciali è accessibile all'esplorazione diretta, molte ipotesi sulla struttura dei sistemi endoglaciali e sul funzionamento dei relativi acquiferi possono essere avanzate in base all'analogia con i sistemi carsici.

Il processo che porta alla formazione dei vuoti è ovviamente diverso: chimico (corrosione) nel caso del carsismo, fisico (passaggio di stato solido-liquido) in quello delle grotte glaciali. I meccanismi, la struttura e la geometria dei sistemi e perfino le morfologie di dettaglio sono però talmente simili che è stato coniato il termine di "fenomeni criocarsici" (ERASO & PULINA, 1994; BADINO & PICCINI, 1995).

### 1.1 – La struttura e le morfologie

Come nei sistemi endocarsici, le cavità non si presentano isolate, ma sono normalmente organizzate in sistemi complessi, costituiti da diverse zone (fig. 1), ciascuna caratterizzata da particolari morfologie. Tutte le zone sono quasi sempre contemporaneamente presenti (in molti casi non accessibili all'uomo), anche se l'estensione volumetrica e le caratteristiche possono variare in modo significativo da un ghiacciaio all'altro.

*A – La zona di assorbimento:* è costituita dalla porzione più superficiale del ghiacciaio, dove il ghiaccio mostra un comportamento fragile e si presenta perciò interessato da discontinuità meccaniche di vario tipo, originate dalle tensioni e dagli sforzi creati dal movimento stesso del ghiacciaio e dalle interazioni con il substrato roccioso. La fratturazione interrompe la continuità della massa ghiacciata - che, se non fratturata, è impermeabile a causa della bassissima porosità del ghiaccio (ROTHLIESBERGER, 1972; 1975; SHREVE, 1972; ROBIN, 1974; PATERSON, 1994; ERASO & PULINA, 1994) - e permette alle acque superficiali di penetrare all'interno del ghiacciaio (foto 1-2), attraverso gli inghiottitoi glaciali, che sono le forme criocarsiche più evidenti, più facili da esplorare e, sicuramente, anche le più spettacolari e impressionanti.

*B – La zona di trasferimento verticale:* è la zona dove le acque, per gravità, scendono in profondità all'interno della massa del ghiacciaio, seguendo, dove possibile, il percorso più breve lungo le discontinuità verticali. È la zona dei pozzi: di profondità variabile da pochi metri a svariate decine di metri e di diametro compreso tra pochi centimetri a parecchi metri, i pozzi hanno forme cilindriche, a sezione circolare e pareti verticali (foto 1, 2, 3), oppure presentano morfologie complesse, in cui appare evidente il lavoro dell'acqua.



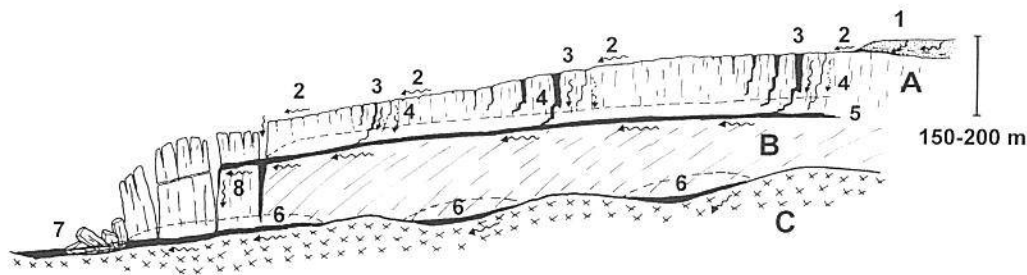
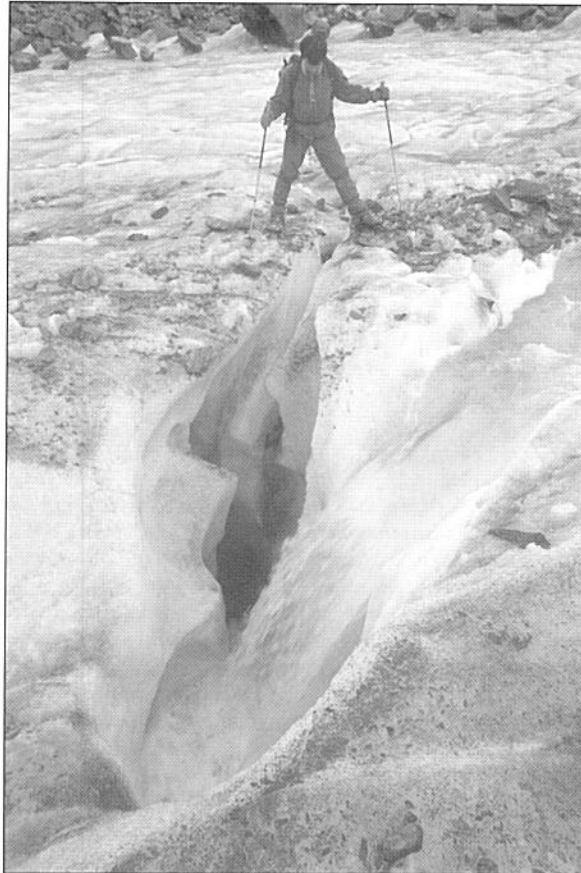


Fig.1: schema della circolazione idrica epi- e endoglaciale. A = strato a comportamento fragile, con fratturazione originata da tensioni nella massa glaciale; B = ghiaccio a comportamento plastico, a causa della pressione esercitata dagli strati superiori; C = substrato roccioso; 1 = acquifero sopraglaciale nella copertura di firn e neve vecchia; 2 = scorrimento idrico superficiale alimentato da acque di fusione, catturato, totalmente o in parte, da mulini e crepacci; 3 = zona di assorbimento: inghiottitoi del sistema superficiale (da monte a valle: proto-mulini attivi, mulini attivi, parzialmente attivi, fossili, in via di restringimento per collasso plastico); 4 = zona di trasferimento verticale; 5 = transizione tra ghiaccio a comportamento fragile (A) e ghiaccio a comportamento plastico (B), sulla quale si imposta la zona di scorrimento endoglaciale ad andamento sub-orizzontale; 6 = zona di scorrimento subglaciale al contatto con il substrato, con distribuzione discontinua dell'acqua presente, in funzione dell'andamento del substrato; 7 = zona di venuta a giorno delle acque subglaciali alla fronte: sbarramenti al deflusso possono originare temporanei innalzamenti della "superficie piezometrica"; 8 = cattura del deflusso endoglaciale da parte dei sistemi di crepacci alla fronte, e suo recapito verso il sistema subglaciale; linee tratteggiate = zona di oscillazione della zona satura endo- e subglaciale.

Fig. 1: scheme of the epi- and endoglacial water circulation. A = fragile layer with fractures originated by the tensions of the ice mass; B = plastic ice due to the pressure of the upper layers; C = rocky substrate; 1 = superglacial aquifer in the cover of firn and old snow; 2 = surface water flow fed by meltwater, completely or partially caught by moulins and crevasses; 3 = catchment zone: sinkholes of the surface system (from upstream to downstream: active protomoulins, active, partially active, fossil moulins or narrowing moulins due to plastic collapse); 4 = vertical percolation zone; 5 = transition from fragile ice (A) to plastic ice (B), where the sub-horizontal endoglacial draining zone settles; 6 = subglacial draining zone touching the substrate, with uneven distribution of the available water depending on the development of the substrate; 7 = outflow zone of the subglacial water at the snout: barriers to the downflow can cause the temporary rising of the "piezometric surface"; 8 = the endoglacial downflow is caught by the crevasse systems at the snout, which delivers it towards the subglacial system; broken lines = variation zone of the endo- and subglacial water-filled zone.

A differenza di un massiccio roccioso, in cui i sistemi carsici spesso interessano l'intero spessore di roccia carbonatica, la zona di trasferimento verticale nei ghiacciai mostra uno spessore massimo che, curiosamente, sembra essere lo stesso per tutti i ghiacciai del mondo, indipendentemente dallo spessore della colata. Lo spessore della zona interessata da forme criocarsiche endoglaciali è condizionato, infatti, dalla profondità massima di propagazione delle fratture. Tale limite rappresenta una soglia fisica che, con il graduale aumento di pressione legato al

crescere dello spessore del ghiaccio, marca il passaggio da un comportamento fragile, che origina e mantiene fratture e discontinuità meccaniche, a un comportamento plastico, che tende a risaldare le discontinuità. Studi e modelli teorici situano tale passaggio a una profondità che i diversi autori fanno variare tra i 20 e i 50 m, o più (NYE, 1952; PATERSON, 1994; MAVLYUDOV, 1995), ma i calcoli risultano difficoltosi per la presenza di variabili difficilmente valutabili e sono in genere in difetto rispetto a quanto effettivamente osservato.

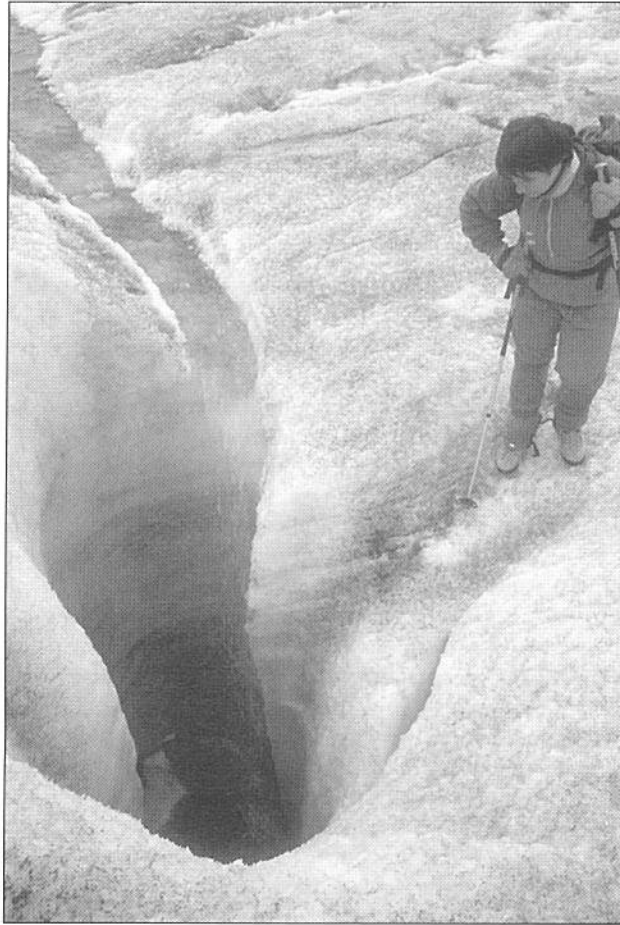


*Foto 1: stadio iniziale della formazione di un inghiottitoio glaciale sul Ghiacciaio dei Forni: è ben visibile, ai piedi della persona, la discontinuità che ha originato il mulino. Si noti come, nelle fasi iniziali, il volume d'acqua entrante sia molto grande rispetto alle dimensioni dell'inghiottitoio, la cui morfologia è strettamente controllata dalle discontinuità. (M. Inglese)*

*Photo 1: initial stage of the formation of a glacial sinkhole on the Forni Glacier; the cracks creating the moulin can be easily seen at the feet of the person. In the initial stage, the incoming water volume is very big compared to the dimensions of the sinkholes, whose morphology strictly depends on the cracks (M. Inglese).*

L'esistenza di grotte endoglaciali verticali, esplorate fino a profondità di 150-200 m, infatti, (per esempio, alle Svalbard, in Groenlandia, sulla Mer de Glace e sul Ghiacciaio del Gorner) e l'intercettazione, durante i sondaggi, di cavità allagate a profondità di 200 m (PATERSON, 1994) fanno ritenere che il limite fragile-plastico possa situarsi, in effetti, a tali profondità, un centinaio di metri più in basso di quanto calcolato teoricamente (ROTHLISBERGER, 1972, SHREVE, 1972, ROBIN, 1974; ROTHLISBERGER & LANG, 1987; BADINO, 1994, 1999; MAVLYUDOV, 1995, 1999; BINI & alii, 1998).

Alcuni autori sostengono che la pressione dell'acqua all'interno di fratture allagate possa causarne la propagazione in profondità fino al raggiungimento del substrato roccioso (ERASO & PULINA, 1994): ciò può senz'altro accadere se lo spessore del ghiaccio è di poche centinaia di metri, mentre appare più difficile per valori maggiori. Va detto che nessuna cavità finora esplorata ha permesso di raggiungere direttamente il substrato, anche in ghiacciai di esiguo spessore.



*Foto 2: inghiottitoio glaciale sul Ghiacciaio dei Forni, in una fase evolutiva successiva a quella di foto 1. Si osservi la morfologia a pozzo-cascata, con i segni del progressivo arretramento del corso d'acqua, e si noti come il ruolo delle discontinuità nel controllo delle morfologie divenga sempre meno importante con l'aumentare delle dimensioni della cavità. (M. Inglese).*

*Photo 2: glacial sinkhole on the Forni Glacier in an evolutionary phase following the one in photo 1. The shaft-fall morphology shows the signs of the progressive moving back of the stream, and the role of the cracks in the development of the morphologies becomes less important as the caves dimensions increase. (M. Inglese).*

Gli inghiottitoi si formano sempre in corrispondenza di sistemi di discontinuità, che guidano le geometrie e le morfologie, soprattutto nelle fasi iniziali (foto 1). Quando le dimensioni delle cavità aumentano, il ruolo delle discontinuità nel controllo delle morfologie diviene in genere sempre meno evidente (foto 2). Le forme sono essenzialmente di due tipi:  
- pozzi verticali, a sezione circolare o ellittica, con ruscellamento diffuso dell'acqua lungo le pareti, che sono in genere lisce, con poche forme caratteristiche, quali le scanalature verticali (foto 3);

- pozzi-cascata, dove l'azione dell'acqua, che spesso forma cascate di notevole portata, è molto efficace ed evidente: si possono scavare vere e proprie forre, e il pozzo può assumere un andamento a gradini, la cui verticalità è interrotta da terrazzi, spesso erosi da marmitte; poiché le *bédiers* che alimentano i mulini possono subire piccoli spostamenti nel corso della stagione estiva, le morfologie possono divenire molto complesse, con formazione di meandri e di forre (come quelle, per esempio, osservabili sul Ghiacciaio del Morteratsch), o pozzi "gemelli" e paralleli, separati da lame e diaframmi di ghiaccio.

I pozzi più profondi (come Isortoq, -173 m e Malik, -203 m, in Groenlandia) raramente sono costituiti da un'unica verticale ma, piuttosto, da una successione di pozzi più piccoli, interrotti da vasche e marmitte o da piccoli tratti sub-orizzontali, talvolta incisi da profonde forre. Scendendo in profondità, le cavità tendono a perdere verticalità e ad assumere andamento inclinato. Il fondo degli inghiottitoi è spesso occupato da specchi d'acqua, che possono essere semplici laghi endoglaciali o rappresentare il tetto della zona satura profonda; sovente le esplorazioni sono rese impossibili dalla grande quantità d'acqua, o sono interrotte da restringimenti o da tappi di neve.

Tra le forme più spettacolari osservabili negli inghiottitoi si annoverano sicuramente le stalattiti di ghiaccio, a volte vere e proprie cortine di fragili lame, la cui rottura costituisce uno dei maggiori pericoli dell'esplorazione di queste cavità. Sul fondo sono abbastanza comuni piccoli depositi di ghiaccio di sublimazione, in cristalli eccentrici dalle forme bizzarre, depositati dall'acqua che condensa sulle pareti in luoghi percorsi da correnti d'aria. Lungo le pareti si rinvengono a volte i resti di vecchi livelli di ghiaccio da rigelo, che testimoniano come, nel corso dell'anno, queste cavità possano andare incontro a un allagamento pressoché totale.

*C – La zona di scorrimento endoglaciale:* Il limite fragile-plastico costituisce una vera e propria barriera fisica alla circolazione idrica e le acque che lo raggiungono sono forzate a scorrere parallelamente a tale limite, che ha in genere un andamento sub-orizzontale. Si formano, in questa zona, complessi sistemi di gallerie completamente allagate, con disposizione dendritica o arborescente, che confluiscono via via in dreni di dimensioni crescenti. Le sezioni sono circolari o ellittiche, simili alle condotte che si formano, in analoghe condizioni, nei sistemi endocarsici. Tali gallerie possono esistere solo a condizione che siano completamente sature d'acqua, la cui pressione deve controbilanciare la pressione esercitata dalla massa di ghiaccio sovrastante: modelli teorici (BADINO, 1990, 1992, 1994, MAVLYUDOV, 1995, 1999) prevedono che, se private dell'acqua, le gallerie si chiudano in tempi brevissimi (pochi giorni).

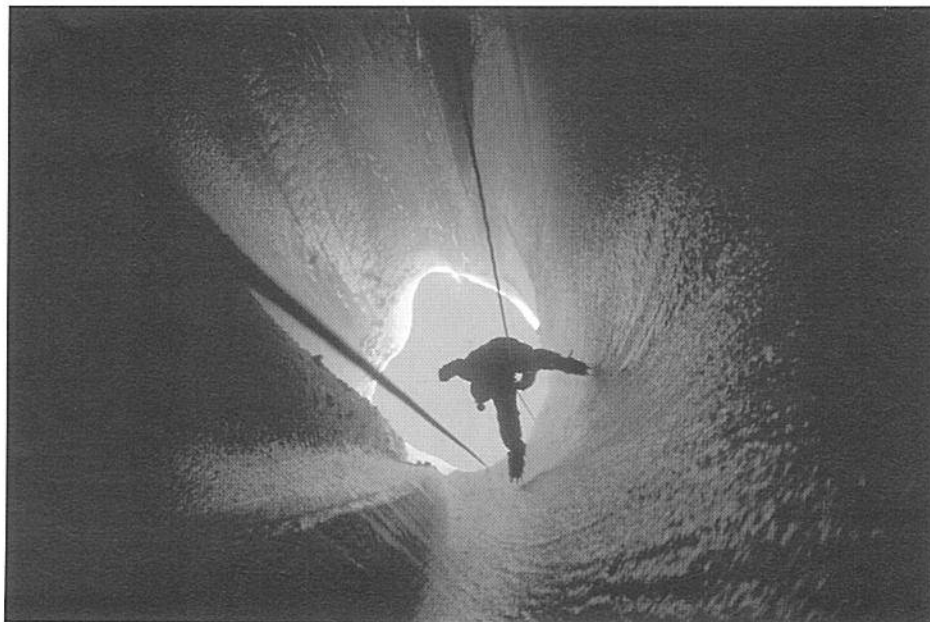
Lo spessore della zona satura dipende dall'equilibrio tra gli apporti idrici al sistema e le portate uscenti: alcuni ghiacciai sembrano avere una zona satura di spessore importante; altri, invece, ne sono privi. Le oscillazioni della superficie della zona satura nel corso dell'anno raggiungono in alcuni luoghi la lunghezza di un centinaio di metri e possono essere incredibilmente rapide, in relazione alle condizioni di alimentazione delle acque di fusione e a movimenti del ghiacciaio, che possono indurre istantanee modificazioni della geometria dei canali endoglaciali (SCHROEDER, 1991, 1995, ERASO, 1994, BADINO & PICCINI, 1995; MENEGHEL & alii, 1998): sono riportati casi di risalite di parecchie decine di metri in pochi minuti, come sul Ghiacciaio dei Forni (MENEGHEL & ALII, 1998; SMIRAGLIA, com. personale).

In realtà, ben poco si conosce di questa zona, difficilmente accessibile all'esplorazione diretta. Sono stati fatti tentativi di esplorare alcune gallerie allagate sul Ghiacciaio del Gorner e sul Perito Moreno: tuttavia le grandi difficoltà tecniche (immersioni in ambiente chiuso, ad alta quota e in acque a temperature prossime al punto di congelamento) limitano drasticamente le possibilità di penetrarvi per più di pochi metri di profondità.

Nell'ottobre 1994, alla fronte del Ghiacciaio del Morteratsch, sulla parete di un crepaccio di crollo recente sono rimaste visibili per pochi mesi due condotte endoglaciali, tagliate dalla rapida evoluzione della fronte (foto 4). Normalmente, le condotte della zona satura tendono a collassare in pochissimo tempo (giorni), a causa della pressione del ghiaccio, quando vengono intercettate da fratture o crepacci che ne provocano lo svuotamento. Nel caso in oggetto un piccolo tratto di condotte è rimasto isolato in una porzione di ghiaccio tra due grandi crepacci: la pressione del ghiaccio non è stata evidentemente sufficiente a causare la chiusura delle condotte e le gallerie

sono state osservate fino a che un successivo crollo non le ha distrutte. Si tratta di un fenomeno eccezionale, finora mai riportato in altri ghiacciai, che ha permesso di confermare alcune ipotesi sulla struttura della zona satura.

*D – zona di scorrimento subglaciale:* i ghiacciai temperati presentano normalmente una zona satura subglaciale, in cui le acque si muovono attraverso sistemi di canali di grandi dimensioni, a struttura arborescente o anastomosata, scavati nel ghiaccio, oppure attraverso reti di piccoli canali interconnessi (PATERSON, 1994; BINI et alii, 1998). Non c'è accordo, tra i vari autori, sul fatto che esista una vera e propria zona satura a contatto con il substrato: si tratta probabilmente di una zona discontinua, con spessori ed estensione variabili nello spazio e nel tempo in relazione all'alimentazione e ai movimenti del ghiacciaio.



*Foto 3: discesa in un mulino fossile, profondo 30 m, sul Ghiacciaio dei Forni. Si osservino la sezione subcircolare e le pareti lisce e verticali. (M. Inglese).*

*Photo 3: descent into a 30m-deep fossil moulin on the Forni Glacier. The subcircular section and the smooth and vertical walls are noteworthy. (M. Inglese).*

Normalmente l'acquifero subglaciale è indipendente dall'acquifero endoglaciale; tuttavia, in ghiacciai dove lo spessore del ghiaccio è inferiore al limite di propagazione delle discontinuità, le fratture possono attraversarne l'intera massa, recapitando le acque endoglaciali direttamente nell'acquifero subglaciale. Ciò avviene di solito in prossimità della fronte, dove al ridotto spessore si unisce una fratturazione più intensa, che porta alla formazione di grandi sistemi di crepacci.

*E – La zona di venuta a giorno:* le acque dell'acquifero subglaciale, alimentato in prossimità della fronte dai consistenti apporti di quello endoglaciale, vengono a giorno in corrispondenza della fronte stessa, normalmente incanalate nei torrenti subglaciali, attraverso cavità talvolta chiamate *porte del ghiacciaio*. Spesso le "porte" e i relativi torrenti sono più d'uno, a suggerire che l'acquifero subglaciale sia in effetti costituito da un sistema di dreni indipendenti, non connessi tra loro.

Le cavità subglaciali che si sviluppano in questa zona sono *cavità di contatto*, che alloggiavano tra il ghiaccio e il substrato (foto 5). Cavità di contatto si formano talvolta anche ai margini del ghiacciaio, a opera di torrenti anche alloctoni che si infiltrano al contatto con il substrato. Hanno

in genere uno sviluppo planimetrico modesto (poche decine di metri), ma non raramente le dimensioni degli ambienti sono ragguardevoli (parecchi metri di diametro) (foto 5); si presentano come brevi gallerie percorse da un torrente che per lo più fuoriesce da passaggi sifonanti tra i sedimenti del substrato, con ampie sale isolate o con complicati sistemi di corte gallerie labirintiche. In aree vulcaniche (come in Islanda) possono invece avere sviluppo chilometrico, ma in questo caso l'origine delle cavità dipende da fattori che esulano da processi glaciali.



*Foto 4: un raro esempio di condotta della zona satura conservata per pochi mesi sulla fronte del Ghiacciaio del Morteratsch, a seguito del crollo improvviso di alcuni grandi crepacci. (M. Inglese, ottobre 1994)*

*Photo 4: a rare example of water main in the water-filled zone preserved for few months on the Morteratsch Glacier as a result of the sudden collapse of some large crevasses. (M. Inglese, October 1994)*

Mentre i mulini, pur con evoluzione assai rapida, presentano forme relativamente semplici e costanti, le cavità di contatto sono molto più mutevoli. Possono formarsi e scomparire, cambiare di forma e collassare rapidamente, talvolta nel corso di una sola stagione. A causa delle grandi dimensioni degli ambienti e dell'instabilità della zona della fronte, presentano infatti problemi di stabilità: la distribuzione delle tensioni sulla volta fa sì che questa sia interessata da fenomeni di "sfoliamento", con distacco di grandi lame arcuate (foto 5, 6). Quando i crolli arrivano ad intercettare la superficie del ghiacciaio, si originano cavità, talvolta chiamate in letteratura *calderoni del ghiacciaio*, che sono doline di crollo a tutti gli effetti.

Una delle morfologie più curiose osservabili in queste cavità, dove sovente la trasparenza del ghiaccio crea fantastici giochi di luce, è quella degli *scallops*, ondulazioni regolari delle pareti che si formano a opera delle correnti d'aria che percorrono gli ambienti quando esistono più ingressi comunicanti.



## 2 – LA FORMAZIONE DELLE CAVITÀ ENDOGLACIALI

### 2.1 - Il processo

L'origine dei sistemi di cavità endoglaciali è legata al passaggio di stato ghiaccio-acqua. Risulta perciò evidente che i processi criocarsici sono possibili soltanto ove può esistere acqua allo stato liquido: la formazione di cavità glaciali è quindi limitata alla zona di ablazione dei ghiacciai temperati (come i ghiacciai alpini) e subpolari, ed è assente, o assai limitata, nei ghiacciai delle zone polari più fredde.

Il processo principale nella formazione delle cavità criocarsiche è la fusione del ghiaccio per il contatto con l'acqua, che ha una temperatura evidentemente superiore a quella del ghiaccio, unitamente alla dissipazione dell'energia cinetica dell'acqua per attrito. In molti casi a ciò si sovrappone un'azione erosiva che può anche divenire predominante, legata al carico solido trasportato dalle acque (particolarmente evidente nelle cavità di contatto alla fronte, dove le acque lattiginose dei torrenti subglaciali e le grandi quantità di sedimenti testimoniano l'entità del trasporto solido).

### 2.2 - I fattori predisponenti

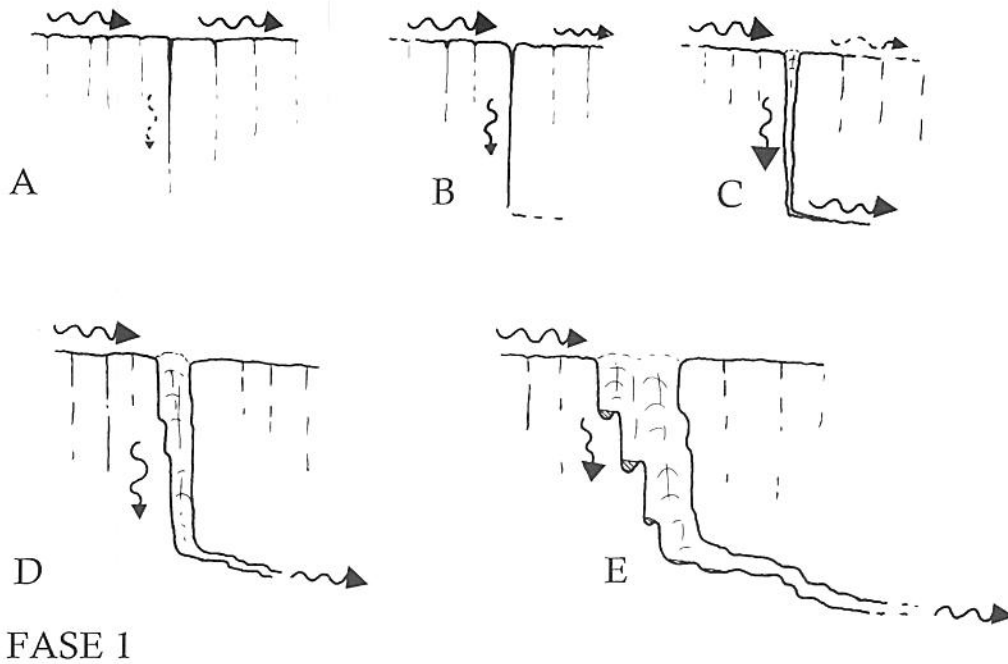
A parte la disponibilità di acqua, perché si formino cavità glaciali è necessario che il ghiaccio presenti delle discontinuità che permettano l'infiltrazione delle acque in profondità, essendo di per sé un mezzo impermeabile in assenza di fratturazione.

Le discontinuità meccaniche sono legate allo stato di sforzo all'interno del ghiaccio, che dipende dai movimenti del ghiacciaio stesso, quindi dall'interazione con le pareti o con il substrato roccioso o, ancora, dalla presenza di porzioni del corpo del ghiacciaio che fluiscono con velocità differenti (come, per esempio, in corrispondenza della confluenza di più lingue).

Questo fatto crea, all'interno del ghiacciaio, due tipi di discontinuità: i *sistemi di fratture*, che devono essere relativamente aperti per favorire la circolazione idrica, e i *sistemi di foliazioni*, legati all'insorgere di sforzi di taglio, che spesso materializzano le linee di flusso del ghiacciaio stesso. Le foliazioni normalmente agiscono come barriere di permeabilità che condizionano e guidano la circolazione idrica, impedendo la propagazione delle cavità in certe direzioni e contribuendo a strutturare l'acquifero endocarsico in una serie di sottosistemi indipendenti. La concentrazione di sistemi di cavità lungo morene mediane e laterali suggerisce l'importanza del ruolo giocato dagli sforzi di taglio connessi a movimenti differenziali in porzioni diverse del ghiacciaio.

Poiché la morfologia del substrato e delle pareti in roccia è relativamente immutabile (alla scala dell'osservazione umana), se si considera costante lo spessore del ghiaccio (almeno nell'arco di pochi anni) lo stato di sforzo all'interno della massa del ghiacciaio può essere considerato relativamente stabile: il ghiaccio, fluendo verso valle, non fa altro che attraversarne le linee di campo, subendo via via deformazioni che, grazie alla plasticità del materiale, vengono in teoria riassorbite mano a mano che il ghiaccio si allontana verso valle. In sostanza, è come se all'interno del campo di sforzi esistessero dei "nodi", in posizione fissa rispetto al substrato, dove si creano le condizioni più favorevoli alla fratturazione del ghiaccio. Queste, a loro volta, innescano i fenomeni criocarsici: ogni porzione di ghiacciaio che viene a trovarsi in corrispondenza di questi "punti fissi" va incontro alla formazione di cavità criocarsiche.

Come tutto ciò che si trova sopra e dentro un ghiacciaio, anche i sistemi di cavità glaciali sono trasportati verso valle dallo scorrimento del ghiacciaio, e vengono perciò a trovarsi, via via, in corrispondenza di stati di sforzo differenti. A questi il ghiaccio, plastico, si adatta, modificando i sistemi di discontinuità e cancellando le cavità glaciali formate più a monte: in tal modo tende, dopo poco tempo, a riassorbire le deformazioni precedenti. Volendo fare un paragone con un massiccio roccioso, si può equiparare la dinamica di un ghiacciaio alle deformazioni tettoniche: la roccia, non essendo plastica, conserva le tracce di ogni singola fase deformativa, "ricordando", in sostanza tutte le variazioni di stato di sforzo che ha subito nel corso dei tempi geologici, e conservando i sistemi di cavità, mentre il ghiaccio, plastico, "dimentica" facilmente quanto è accaduto al suo interno anche solo poche settimane prima.



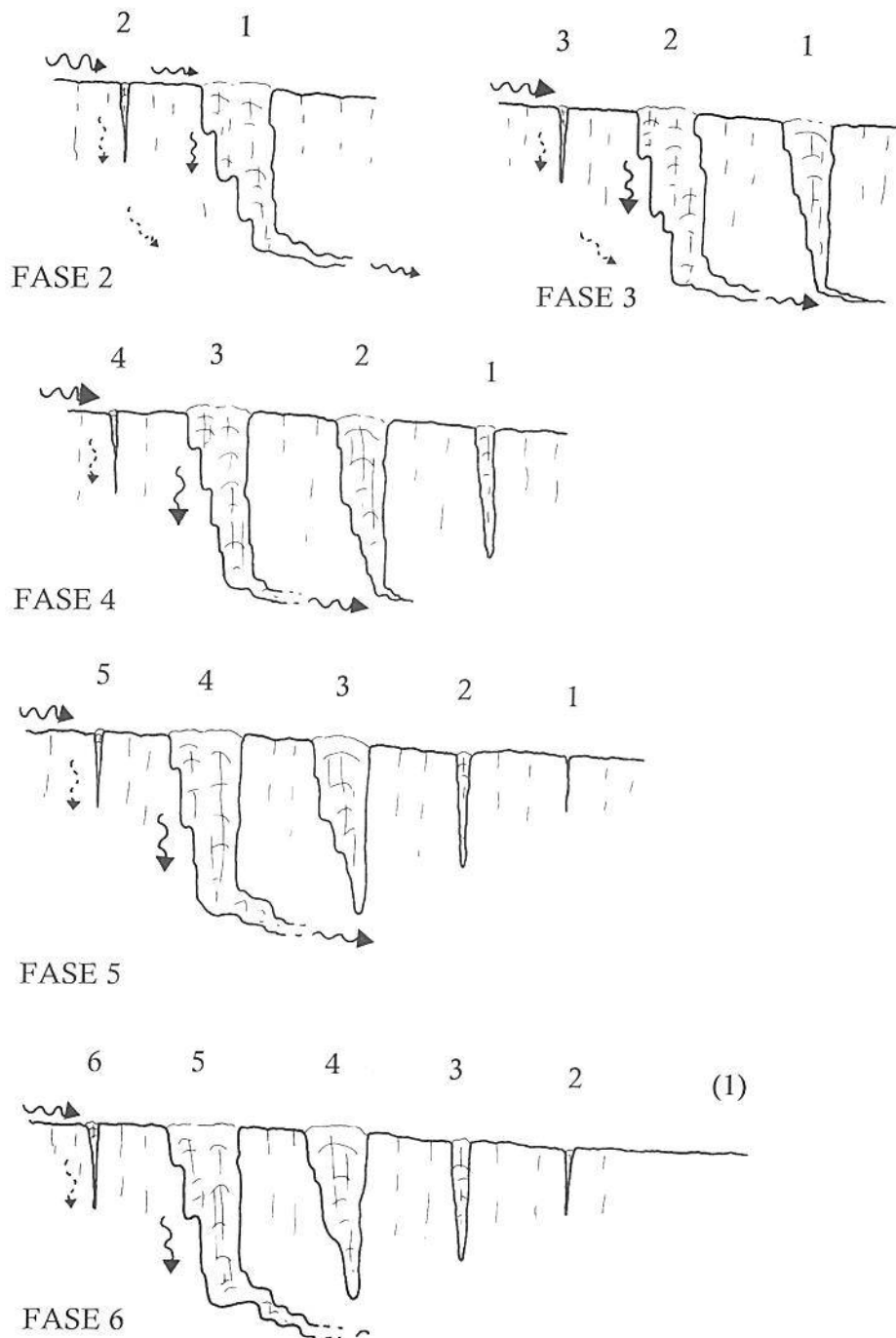
## FASE 1

Fig. 2: schema della formazione e dell'evoluzione di un inghiottitoio glaciale. A = proto-mulino: una discontinuità più aperta delle altre incomincia a catturare una parte, inizialmente esigua, del flusso idrico di una bedièrè superficiale; B e C = si instaura una circolazione idrica endoglaciale, mentre il proto-mulino aumenta di dimensioni, catturando un sempre maggior quantitativo d'acqua; D e E = il flusso idrico della bedièrè viene catturato interamente dal mulino, che raggiunge le sue massime dimensioni e profondità.

Fig. 2: scheme of the formation and evolution of a glacial sinkhole. A = protomoulin: a crack larger than the other ones starts to catch one part, initially small, of the water flow of a surface bedièrè; B and C = the endoglacial water circulation settles, while the protomoulin becomes bigger and catches a larger and larger quantity of water; D and E = the water flow of the bedièrè is completely caught by the moulin, which reaches its maximum dimensions and depth.

Fig. 3: schema della formazione e dell'evoluzione di un sistema di inghiottitoi glaciali. Dopo la fase 1 (fig. 2), nella fase 2 il primo mulino, di solito nel corso della successiva stagione estiva, migra verso valle secondo il flusso del ghiacciaio. Si assiste alla formazione di un nuovo mulino più a monte, nel medesimo punto, mentre il mulino più vecchio, privato dell'alimentazione idrica, tende a chiudersi. Di anno in anno (fasi 3, 4, 5), si verificano la formazione di un nuovo mulino a monte (sempre nel medesimo punto rispetto al substrato), la progressiva chiusura dei mulini intermedi e la scomparsa del mulino più a valle. I vecchi mulini sono continuamente sostituiti da nuovi mulini in formazione, ma la configurazione del sistema rimane stabile (in genere è costituita da 3-4 mulini, in funzione della dinamica del ghiacciaio) (fase 6). Si noti che le distanze tra gli inghiottitoi appartenenti allo stesso sistema sono pari alla velocità di scorrimento annua del ghiacciaio.

Fig. 3: scheme of the formation and evolution of glacial sinkholes. After phase 1 (fig. 2), during phase 2, usually during the following summer, the first moulin moves downstream following the glacier flow. A new moulin forms upstream in the same point while the older moulin without water feeding tends to close. From year to year (phase 3, 4, 5) the following occurs: the formation of a new moulin upstream (still in the same point in relation to the substrate), the progressive closing of intermediate moulines and the disappearance of the moulin below. The old moulines are always replaced by new moulines but the configuration of the system remains firm (generally it is formed by 3-4 moulines according to the glaciers' dynamics) (phase 6). The distances amongst the sinkholes belonging to the same system are equal to the annual flow speed of the glacier.



In altre parole, i sistemi di cavità si formano in punti fissi rispetto al substrato, e sono perciò in posizione stabile, con il ghiacciaio che, in pratica, vi scorre intorno: nuove cavità sostituiscono le vecchie man mano che queste migrano verso valle, ma nel complesso il sistema è una struttura stabile intorno a una configurazione di equilibrio (BADINO, 1999) (fig. 3, fase 6).

### 2.3 – I fattori favorevoli

Per la formazione di cavità criocarsiche è necessaria la generica presenza di acqua e di discontinuità, ma il processo è grandemente favorito se l'acqua è drenata da reticoli idrografici incanalati e se è presente un numero limitato di punti di assorbimento concentrato (foto 1): un ruscellamento diffuso e un assorbimento disperso in un grande numero di piccole discontinuità, infatti, fanno sì che le energie termica e meccanica dell'acqua sul ghiaccio vengano disperse su superfici molto ampie, e quindi risultino inefficaci nel modellamento morfologico delle cavità.

Di grande importanza risulta la topografia del ghiacciaio, che può o meno favorire lo scorrimento incanalato delle acque superficiali: gli inghiottitoi glaciali si trovano in genere in aree pianeggianti e poco accidentate, lontano da zone crepacciate, e concentrati in punti dove la situazione tensionale, responsabile delle direzioni e delle caratteristiche fisiche delle discontinuità all'interno della massa di ghiaccio, sia favorevole all'esistenza di discontinuità aperte.

### 2.4 – Formazione ed evoluzione dei sistemi di cavità

La formazione e l'evoluzione dei mulini (in effetti le uniche parti dei sistemi endoglaciali direttamente e facilmente osservabili) possono essere riassunte nello schema seguente (fig. 2 e 3):

1 - la topografia del substrato e il flusso del ghiacciaio determinano l'insorgere di tensioni che inducono la formazione di discontinuità meccaniche all'interno della massa di ghiaccio;

2 - se le discontinuità sono sufficientemente aperte, le acque superficiali vengono catturate e si infiltrano in profondità, formando un *proto-mulino* (fig. 2a; foto 1).

3 - secondo la quantità e l'energia delle acque di scorrimento, si assiste a un progressivo allargamento e modellamento degli inghiottitoi (foto 2). Le osservazioni condotte sul Ghiacciaio dei Forni hanno permesso di stabilire che, in questo ghiacciaio, le massime dimensioni sono raggiunte, in genere, nel giro di due anni (fig. 2b, c, d, e).

4 - la migrazione verso valle delle strutture le allontana in modo significativo dal punto di origine rispetto al substrato, dove si originano continuamente nuove discontinuità che, a loro volta, provocano la formazione di nuovi proto-mulini (fig. 3). La formazione di proto-mulini è bene osservabile all'inizio della stagione estiva: i vecchi mulini sopravvissuti all'anno precedente rimangono attivi finché il proto-mulino in formazione più a monte ha un'apertura insufficiente a assorbire le portate delle *bédières* che alimentano il sistema, ma con il progressivo aumento delle dimensioni del nuovo mulino l'alimentazione dei vecchi mulini viene via via ridotta, fino a cessare completamente quando il nuovo mulino è in grado di assorbire interamente le portate entranti. I vecchi mulini divengono così fossili, come pure il tratto di *bédière* compreso tra questi e il più giovane a monte, che può essere considerato, per usare un termine carsologico, una "valle secca". Se la distanza tra il vecchio e il nuovo inghiottitoio è elevata e l'ablazione importante, la fusione del ghiaccio della zona circostante può fornire discrete quantità di acqua che vanno ad alimentare i vecchi mulini, assicurandone la sopravvivenza per un'altra stagione;

5 - dopo la fase di accrescimento, le strutture possono permanere di grandi dimensioni e attive per alcuni anni (da 2 a 4 anni sul Ghiacciaio dei Forni, ma Schroeder (1991, 1995) segnala casi di mulini vecchi di almeno 20 anni), in funzione della velocità del ghiacciaio e della rapidità di formazione di nuovi mulini. Segue poi la fase di declino, con la progressiva riduzione delle dimensioni, sia in profondità che in diametro.

L'esistenza di cavità all'interno del ghiaccio è legata all'equilibrio tra l'azione dell'acqua, che tende ad allargare e approfondire i vuoti, e la spinta plastica del ghiaccio, che tende invece a chiuderli: se le portate idriche inghiottite si riducono, e si riduce quindi l'azione dell'acqua, le deformazioni plastiche divengono prevalenti, la sezione tende ad assumere forma sub-circolare (foto 3), il mulino si riduce per progressivo collasso plastico delle pareti, che spesso è un fenomeno rapido (poche settimane, sul Ghiacciaio dei Forni), dopo di che la cavità dovrebbe scomparire senza lasciare traccia.

La scomparsa degli inghiottitoi in molti casi non segue uno schema così lineare: non sempre, infatti, le cavità sono sottoposte solo alla uniforme pressione idrostatica del ghiaccio. Più spesso, invece, movimenti differenziali del ghiacciaio provocano distorsioni e deformazioni delle forme.

Sul Ghiacciaio dei Forni, per esempio, negli anni 1999-2000 il progressivo assottigliarsi del ghiaccio, particolarmente evidente a quota 2600-2700 m a E della morena mediana principale, ha provocato un aumento della fratturazione, con formazione di grandi crepacci, e ciò sta rapidamente portando a un completo smembramento dei sistemi di cavità. Il collasso dell'intera zona appare assai prossimo, e ormai irreversibile, per cui, anche se si dovesse verificare un'inversione di tendenza, è difficile che le condizioni favorevoli alla formazione di cavità criocarsiche possano essere ripristinate: il destino dei mulini di questa parte del ghiacciaio appare ormai segnato.



*Foto 5: cavità di contatto alla fronte del Ghiacciaio del Morteratsch, come si presentava nel dicembre 1995: l'accesso è possibile soltanto durante l'inverno, quando il torrente subglaciale gela. Si notino le notevoli dimensioni dell'ambiente, sulla cui volta si osservano lame di "sfogliamento" mentre sul pavimento sono visibili blocchi di ghiaccio di crollo. (M. Inglese)*

*Photo 5: glacial contact caves at the snout of the Morteratsch Glacier, as it was in December 1995. The access is possible only during the winter, when the subglacial stream freezes. One can see the considerable dimensions of the room, on whose vault one can see the "de-foliation" sheets, together with the collapsed ice blocks on the ground. (M. Inglese).*

### 3 - L'ESPLORAZIONE DELLE CAVITÀ ENDOGLACIALI

L'esplorazione diretta delle cavità criocarsiche è, purtroppo, limitata ai mulini e alle cavità di contatto alla fronte, mentre quella delle condotte della zona satura presenta tanti e tali problemi tecnici da risultare, agli effetti pratici, limitata a pochi metri di profondità, e comunque assai sporadica. In qualche caso, è possibile che resti di condotte sub-orizzontali (normalmente non accessibili all'esplorazione perché situate in zona satura e soggette a rapido collasso plastico quando private della spinta dell'acqua) siano visibili alla fronte, come per il già citato esempio del Ghiacciaio del Morteratsch (foto 4). Ma si tratta di eventi eccezionali.

Le considerazioni sulla struttura e sul funzionamento degli acquiferi endoglaciali sono quindi in larga parte ipotetici e dedotti, per analogia, da quanto osservato per i sistemi endocarsici. Sono possibili indagini indirette, del tutto simili a quelle condotte negli acquiferi carsici; tuttavia queste

indagini, relativamente poco costose ma assai dispendiose in termini di tempo, sono state effettuate solo in modo sporadico e limitato.

Una delle tecniche più significative prevede l'uso di traccianti colorati che, avendo tra le altre caratteristiche quella di muoversi alla stessa velocità dell'acqua, vengono immessi negli inghiottitoi o nelle acque di scorrimento superficiale. La presenza del medesimo tracciante viene poi rilevata nelle acque dei torrenti subglaciali: i tempi di arrivo del tracciante permettono di calcolare le velocità di deflusso e di individuare un'eventuale zona satura dove l'acqua può risiedere per tempi più o meno lunghi; l'analisi della *curva di restituzione* permette di valutare il volume delle eventuali riserve idriche, ed è infine possibile, utilizzando contemporaneamente traccianti differenti, stabilire l'esistenza di sistemi di dreni indipendenti all'interno dell'acquifero glaciale<sup>2</sup>.



*Foto 6: la medesima cavità di foto 5, nel dicembre 2000: si osservano la drastica riduzione delle dimensioni e gli imponenti fenomeni di crollo. (M. Inglese).*

*Photo 6: the same cave showed in photo 5, in December 2000; the drastic reduction of the dimensions and the huge collapse phenomena are noteworthy. (M. Inglese).*

Anche il bilancio tra portate entranti e portate uscenti permette di stabilire la presenza di una zona satura importante, mentre analisi della composizione delle acque possono dare un'idea della provenienza delle stesse (di fusione o alloctone) e del loro percorso (endo- o subglaciale).

In prospettiva futura, sarebbe molto interessante riuscire a correlare l'evoluzione dei mulini, in particolare i tempi di formazione e di sopravvivenza, e le velocità e i movimenti del ghiacciaio<sup>3</sup>. Così come, nella stessa ottica, appare importante il monitoraggio delle variazioni di dimensioni, di forma e di condizioni di alimentazione delle colate, studi che, per esempio, vengono realizzati da

<sup>2</sup> prove di questo tipo sono state condotte, per esempio, sul Ghiacciaio dei Forni, nell'agosto 1993 e 1994 (UGGERI & CORVI, 1995; MENEGHEL & al., 1998), nell'ambito di una campagna di ricerca del Comitato Glaciologico Italiano.

<sup>3</sup> un tentativo di misure precise è stato fatto sul Ghiacciaio dei Forni, dove sono state posizionate paline fisse in corrispondenza dei principali inghiottitoi, paline che, purtroppo, sono andate perdute nel corso di una sola stagione, a causa della rapida evoluzione morfologica delle strutture.



alcuni anni sui Ghiacciai dei Forni e del Gorner. Più difficile, ma di grande valenza scientifica, è infine il tentativo di stabilire una relazione tra la posizione e le caratteristiche delle cavità con le caratteristiche reologiche e meccaniche del ghiaccio e con l'andamento del substrato.

Si tratta in ogni caso di analisi relativamente semplici che però, per dare risultati significativi, devono essere ripetute più volte nel corso dell'anno e per più anni di seguito, richiedendo quindi l'organizzazione di un dettagliato programma di ricerca, cosa, purtroppo non sempre possibile nell'ambito di gruppi di ricerca ristretti.

Da queste note risulta evidente come la speleologia glaciale sia una disciplina in continua evoluzione. Essa sta portando, e sempre più porterà in futuro, a scoperte e osservazioni circa le caratteristiche della dinamica glaciale e il funzionamento idrodinamico dei sistemi di drenaggio endo- e subglaciali, la cui conoscenza risulta di grande interesse anche da un punto di vista applicativo.

#### *Ringraziamenti*

*Vorrei ringraziare il Prof. Alfredo Bini per gli utili consigli e le proficue discussioni, il Prof. Claudio Smiraglia per le interessanti informazioni sul Ghiacciaio dei Forni e il Dott. Luca Arzuffi per la rilettura critica del manoscritto. Un grazie particolare va a Mauro Inglese, inseparabile compagno d'avventure, per il lavoro sul campo e le fotografie.*

#### **BIBLIOGRAFIA**

- BADINO G. (1990) – *Fisica dei buchi nell'acqua*. Proc. 1<sup>st</sup> Int. Symp. of Glacier caves and karst in Polar Region, Madrid, 1990, 119-133
- BADINO G. (1992) – *Ice shaft genesis: a simple numerical approach*. Proc. 2<sup>nd</sup> Int. Symp. of Glacier caves and karst in Polar Region, Miedzygorze, 1992, 21-27
- BADINO G. (1994) – *Phenomenology and first numerical simulation of the pbreatic drainage network inside glaciers*. Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Symp. of Glacier Caves and karst in Polar Region, Chamonix, 1994, 47-54
- BADINO G. (1995) - *L'estrema thule: penultimo o ultimo limite della speleologia?* Speleologia 32, 27-32
- BADINO G. (1999) - *Il carsismo glaciale*. Le Scienze 372, Agosto 1999, 44-51
- BADINO G. & PICCINI L. (1995) - *Aspetti morfologici ed evolutivi delle cavità endoglaciali di origine criocarsica*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 18, 225- 228
- BINI A., TOGNINI P. & ZUCCOLI L. (1998) - *Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du Sud des Alpes*. Karstologia n. 32, 7-26
- ERASO A. & PULINA M. (1994) - *Cuevas en hielo y rios bajo los glaciares*. Mc Graw-Hill, 242 pp.
- MAVLYUDOV B. R.. (1995). *Problems of en- and sub-glacial drainage origin*. Actes du 3<sup>e</sup> Symposium International Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne, Chamonix, 1994, Ann. Litt. Univ. Besançon 561, S. Géographie n. 34, 77- 82
- MAVLYUDOV B.R. (1999) - *Glacier caves origin*. 4<sup>th</sup> Int. Symposium on Glacier Caves and Cryokarst in Polar anf High Mountain Regions, Salzburg, 1996, 123-130
- MENEGHEL M., CELI M. & BONDESAN A. (1998) - *The moulins of the Forni Glacier (Italian Alps)*. 4<sup>th</sup> Int. Symposium on Glacier Caves and Cryokarst in Polar anf High Mountain Regions, Salzburg, 1996, 47-54
- MONTERIN U. & SOMIGLIANA C. (1930) - *Sulla costanza di posizione dei pozzi glaciali*. Bollettino Comitato glaciologico Italiano, 10, 211-225
- NYE J.F. (1952) - *The mechanics of glacier flow*. Journ. Glac. 2, 82 - 93
- PATERSON W.S.B. (1994) - *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press., 480 pp.
- REYNAUD L. & MOREAU L. (1995) - *Moulins glaciaires des glaciers tempérés et froids de 1986 à 1994 (Mer de Glace et Groënland) - Morphologie et techniques de mesures de la déformation de la glace*. Actes du 3<sup>e</sup> Symposium International Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne, Chamonix, 1994, Ann. Litt. Univ. Besançon 561, S. Géographie n. 34, 109-113
- ROBIN G. (1974) - *Depth of water-filled crevasses that are closely spaced*. -Journ. Glac. 13, 543
- ROTHLISBERGER H. (1972) - *Water pressure in intra- and subglacial channels*. Journ. Glac. 11, 177-203
- ROTHLISBERGER H. & LANG H. (1987) - *Glacial hydrology*. In Gurnell A.N. et Clark N.J. (eds): Glacio-fluvial sediment transfer. Wiley, 207-284
- SCHROEDER J. (1991) - *Les cavités du Hansbreen creusées par les eaux de fonte. Svalbard, 77° lat. N. 992*. Actes du 1<sup>er</sup> Symposium International Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne, Madrid, 1991, 21-33

- SCHROEDER J. (1995) - *Les Moulins du glacier Hans de 1988 à 1992*. Actes du 3<sup>e</sup> Symposium International Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne, Chamonix, 1994, Ann. Litt. Univ. Besançon 561, S. Géographie n. 34, 31-39
- SHREVE L. (1972) - *Movement of water in glacier*. Journ. Glac. 11, 205-214
- TOGNINI P. & INGLESE M. (1995) - *Speleologia glaciale: un piccolo contributo all'esplorazione dei ghiacciai alpini*. Il Grottesco 52, Bollettino del Gruppo Grotte Milano CAI-SEM, 30-46
- TOGNINI P., in stampa - *Modello genetico ed evolutivo dei mulini glaciali sulla base di osservazioni sul ghiacciaio dei Forni (Alta valtellina, Italia Settentrionale)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, in stampa
- UGGERI A. & CORVI M. (1995) - *Nel Ghiacciaio dei Forni (Alta Valtellina)*. Poligrotta, Bollettino del Gruppo Speleologico CAI Varese, n. 3, 109-111
- VALLOT J. (1898) - *Explorations des moulins de la Mer de Glace*. Bull. Soc. Spel., IV, 16, 171-176
- WENGER R. (1994) - *Exploration des moulins glaciaires de la Mer de Glace (Chamonix, France) et du Gornergletscher (Zermatt, Ch)*. Cavernes (Neuchatel) n. 2, 3-11

#### Abstract

Gli inghiottitoi glaciali hanno da sempre attirato l'attenzione di chi frequenta i ghiacciai, ma le difficoltà poste dalla loro percorrenza, solo recentemente superate grazie all'ausilio di tecniche e attrezzature mutuare dalla speleologia e dall'alpinismo, hanno fatto sì che una esplorazione sistematica sia iniziata solo intorno agli Anni Ottanta, anche se i primi tentativi risalgono alla fine dell'Ottocento. Agli interrogativi sull'origine di queste strutture tenta di rispondere una nuova disciplina, a metà tra l'attività esplorativa e la ricerca scientifica, la speleologia glaciale, che si occupa dell'esplorazione e della descrizione delle cavità glaciali, della loro genesi ed evoluzione, delle relazioni con la dinamica dei ghiacciai e della circolazione delle acque endo- e subglaciali. Purtroppo, lo studio dei sistemi di cavità glaciali vede l'interesse di un ristrettissimo numero di persone, nella maggior parte dei casi speleologi, mentre sembra essere un po' trascurato dai glaciologi. Insieme al punto sulle conoscenze attuali, si vuole qui richiamare l'attenzione sull'importanza di queste strutture, non solo dal punto di vista scientifico ma anche applicativo, per una migliore comprensione della dinamica dei ghiacciai e della circolazione idrica al loro interno.

Parole chiave: *criocarsismo, cavità endoglaciali, mulini*

The glacial sinkholes have always drawn the attention of those people visiting the glaciers, but the difficulties which have been only recently overcome thanks to the use of techniques and equipment borrowed by speleology and mountain climbing let the systematic exploration start only in the 80s, even though the first attempts can be dated back to the end of the XIX century. A new discipline is trying to answer the questions on the origin of these formations: the glacier speleology. It can be placed between a sport activity and the scientific research and it deals with the exploration and the description of the glacial caves, their origin and evolution, the relationship between the glaciers' dynamics and the circulation of the endo- and subglacial waters. Unfortunately, the study of the glacial cave systems catches the interest of a very limited number of people, in most cases of speleologists, while it looks like glaciologists are ignoring the subject. This work, together with the focus on the present knowledge, aims at drawing the attention on the importance of these caves both from the scientific and the practical point of view in order to better understand the glaciers' dynamics and the water circulation inside them.

Key words: *cryokarst phenomena, endoglacial caves, moulins*

Les avens glaciaires représentent des phénomènes toujours très intéressants pour ceux qui se rendent tout près des glaciers, mais leur exploration systématique a commencée seulement au milieu des années 80, grâce aux nouveaux équipements et techniques de l'alpinisme et de la spéléologie. Il y a une nouvelle discipline, la spéléologie glaciale, à mi-chemin entre l'exploration et la recherche scientifique, qui veut répondre aux questions sur l'origine de ces structures et qui s'occupe de l'exploration et de la description des cavités glaciales, de leur genèse et de leur évolution, du rapport avec la dynamique des glaciers et de la circulation des eaux endo- et subglaciales. Malheureusement les cavités glaciales n'intéressent qu'un petit nombre d'hommes de science, surtout des spéléologues plutôt que de glaciologues. On veut ici souligner l'importance de ces structures, au niveau scientifique et d'application, pour mieux comprendre les dynamiques des glaciers et de la circulation interne des eaux.

Mots clés: *cryokarst, cavités endoglaciales, moulins des glaciers*

## ENDOGLACIAL CAVES AND CRYOKARST PROCESSES: FOCUS ON THE PRESENT KNOWLEDGE

### INTRODUCTION

Whoever has crossed a large glacier on the Alps has certainly observed the thousands of rills joining and arranging in small canyons dug into the ice; they then suddenly disappear, sunk into a big circular shaft with smooth and vertical walls, are eroded by the relentless action of the water in the form of noisy falls. This is the most spectacular aspect of a phenomenon occurring on a much slighter scale on the entire surface of the ablation zone wherever there are fractures allowing the water to seep into the depths of the ice mass.

It is reasonable to raise the question around the route and the destiny of these waters, as well as around the origin of the water rowdily flowing out of the subglacial streams which come out of the snout. A new discipline is trying to answer these questions: the glacier speleology. It can be placed between a sport activity and the scientific research and it deals with the exploration and the description of the glacial caves, their origin and evolution, the relationship between the glacier dynamics and the circulation of the endo- and subglacial waters.

The *glacial sinkholes*, or *moulins*, which offer a fascinating though disquieting scene, have always drawn the attention of those people who visit glaciers for research purposes or just as a hobby. Although the caves opening on the glacier surface had been already observed and described in detail in the XIX century (VALLOT, 1989, MONTERIN & SOMIGLIANA, 1930), they have been considered as weird natural phenomena for a long time. The difficulty in exploring them, which has only recently been overcome thanks to the use of techniques and equipment borrowed by speleology and ice climbing, forced the experts to start to regularly descend these caves only in the 80s (BADINO & PICCINI, 1995, BADINO, 1999), even though the first adventurous attempts can be dated back to the end of the XIX century, like the one of Vallot in the Mer de la Glace.

Surveys and theories proceed at the same rate of the explorations, but the glacier speleology is still a young discipline and so there is still a lot to be understood and discovered. Unfortunately, the study of the glacial cave systems catches the interest of a very limited number of people, in most cases of speleologists or at the most physicians or karst scientists, while it looks like glaciologists are ignoring the subject. This work, together with the focus on the present knowledge, aims at drawing the attention on the importance of these caves both from the scientific and the practical point of view in order to better understand the glaciers' dynamics and the water circulation inside them.

The suggested general patterns for the origin and the evolution of the glacial caves are the result of careful observation of a large number of glaciers worldwide. Surprisingly enough, the most reliable patterns are very similar to each other even though they have been suggested by different researchers (NYE, 1952; ROTHLISBERGER & LANG, 1987; BADINO, 1990, 1992, 1994, 1995, 1999; SHROEDER, 1991, 1995; WENGER, 1994; ERASO & PULINA, 1994; BADINO & PICCINI, 1995; MAVLYUDOV, 1995, 1999; REYNAUD & MOREAU, 1995; TOGNINI & INGLESE, 1995; BINI & ALII, 1998; MENEGHEL & ALII, 1998, TOGNINI, gone to press); this fact leads to the thinking that these caves represent a general process which does not depend on the dimensions and the specific features of each glacier (BADINO, 1995, 1999).

If on one side the exploration phase involves an increasing number of glaciers, on the other side the continuous examination of the same unit for more years has not yet become the rule. For example, the moulins of the Forni Glacier on the Italian Alps have been regularly observed since 1994; this is the first time for the experts to study the formation and the evolution of these caves over the time on an Italian glacier (TOGNINI & INGLESE, 1995, TOGNINI, gone to press), and to compare the patterns with the objective data of the campaign. Similar observations have been carried out by some Italian researchers since some years also on the Gorner Glacier, in Switzerland (BADINO & PICCINI).

### 1 - THE ENDOGLACIAL CAVE SYSTEMS

The structure and functioning of the endoglacial cave systems are very similar to those of the karst systems in the rocks; they in fact have very clear similarities from the point of view both of the evolutionary process and of the morphology. This is one of the reasons why many karst scientists or simple speleologists deal with these caves. The extremely fast evolution of these structures as a result of the glaciers' dynamics, which are

---

(\*) Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli 34, 20133 Milano (Italy); Gruppo Grotte Milano, Società Speleologica Italiana; tel./fax: 031 860777; e-mail paolatognini@iol.it

much more active than those of a rocky massif, gives an opportunity to study the formation and the evolution in real time; so interesting patterns can be determined for the genesis of similar formations in the rock. Unlike the endokarst systems, only a small part of the glacial caves is accessible to direct exploration, so many assumptions on the structure of the endoglacial systems and on the functioning of the relative aquifers can be made on the basis of the similarity with the karst systems. The process leading to the formation of the caves is obviously different. The process is chemical (corrosion) in the case of the karst phenomena, it is physical (from a solid to a liquid state) in that of the glacial caves. The mechanism, the structure and the geometry of the systems and even the detailed morphologies are so similar that the term "cryokarst phenomena" has been coined (ERASO & PULINA, 1994; BADINO & PICCINI, 1995).

### 1.1 – The structure and the morphologies

The caves are not isolated like in the endokarst systems; they are usually arranged in complex systems formed by different areas (fig. 1), each characterized by particular morphologies. All areas are nearly always present at the same time (in many cases they are not accessible to human exploration), even though the volume extension and the features can vary from a glacier to the other in a relevant way.

*A – The catchment zone:* it is formed by the most superficial section of the glacier, where the ice is fragile and therefore it has cracks of various kind, originated by the tensions and the strain which are caused by the glacier movements and by the interaction with the rocky substrate. The fracture interrupts the evenness of the ice mass, which otherwise is impermeable because of the extremely low porosity of the ICE (ROTHLIESBERGER, 1972; 1975; SHREVE, 1972; ROBIN, 1974; PATERSON, 1994; ERASO & PULINA, 1994); it also lets the run-off seep into the glacier (photo 1-2) through the glacial sinkholes, which are the most evident cryokarst formations, the easiest ones to be explored and certainly the most spectacular and impressive ones.

*B – The vertical percolation zone:* this is the area where the waters, as a result of gravity, flow into the depths inside the ice mass following, where possible, the shortest route along the vertical fractures. This is the area where the shafts are; these have a variable depth, from a few metres to some dozens of metres, they have a diameter between a few centimeters and many metres, they have a cylindrical shape, a circular section and vertical walls (photo 1, 2, 3), or they have complex morphologies where the water effect is easily noticeable.

*Fig. 1: see page 63*

Unlike the rocky massifs, whose karst systems involve the entire thickness of limestone, the glaciers' vertical percolation zone has a maximum thickness which curiously seems to be the same one on all glaciers worldwide, independently of the flow's thickness. The thickness of the area showing cryokarst endoglacial formations is, in fact, influenced by the maximum propagation depth of the fractures. This limit represents a physical threshold: as the pressure gradually increases as a result of the ice becoming thicker, it marks the transition from fragile ice, causing and keeping fractures and cracks, to plastic ice, tending to join the cracks. Surveys and theories identify this transformation at a depth which vary from 20 to 50 m or more according to the various authors (NYE, 1952; PATERSON, 1994; MAVLYUDOV, 1995); it is however difficult to make a calculation because of the presence of variables that are difficult to be assessed and that are in general lower than what has been effectively observed.

*Photo 1: see page 64*

The presence of vertical endoglacial caves, which have been explored up to a depth of 150-200 m (for example, at the Svalbard in Greenland, on the Mer de la Glace and on the Gornier Glacier) and the finding of water-filled caves at a depth of 200 m (PATERSON, 1994) lead to the conclusion that the fragile-plastic limit can be placed at a depth of a hundred metres lower than what has been theoretically calculated (ROTHLIESBERGER, 1972; SHREVE, 1972; ROBIN, 1974; ROTHLIESBERGER & LANG, 1987; BADINO, 1994; MAVLYUDOV, 1995, 1999; BINI et alii, 1998).

*Photo 2: see page 65*

Some authors believe that the water pressure inside the water-filled fractures could cause their propagation into the depths until they reach the rocky substrate (ERASO & PULINA, 1994). This can certainly occur if the ice thickness is of few hundreds of metres, while it is not likely to happen if the thickness values are higher. One should mention that no cave explored up to now allowed the researchers to directly reach the substrate even in the case of thin glaciers. The sinkholes always form where there are crack systems affecting the geometry and morphologies above all in the initial phases (photo 1). When the dimensions of the caves increase, the influence of the cracks on the morphologies generally becomes less and less considerable (photo 2). There are basically two kinds of formations:

- the vertical shafts, with a circular or elliptical section and diffused rilling of the water along the walls, which are generally smooth with few particular shapes like the vertical grooves (fig. 3);

- the shaft-fall formations, where the action of the water, often creating falls with a considerable rate of flow, is very efficient and evident. It can in fact dig real ravines and the shaft can become step-shaped, whereby verticality is interrupted by terraces that are often eroded by potholes. As the *bédrières* feeding the moulines can move a little bit during the summer season, the morphologies can become very complex causing the formation of meanders and ravines (like for example those on Morteratsch Glacier) or of “twin” and parallel shafts separated by ice sheets and screens.

The deepest shafts (like the Isortoq, -173 m and the Malik, -203 m, in Greenland) are rarely formed by only one vertical but rather by a series of smaller shafts interrupted by basins and potholes or by small sub-horizontal sections eroded by deep ravines. Going into the depths, the caves tend to lose verticality and to become inclined. The bottom of the sinkholes is often occupied by sheets of water, which can either be simple endoglacial lakes or they can represent the roof of the deep water-filled zone; explorations are often hindered by the large quantity of water or they are interrupted by narrowings or snow stoppers. Amongst the most spectacular formations that can be observed in the sinkholes one should certainly mention the ice stalactites, sometimes real fragile sheets, representing a serious danger for explorations whenever they break up. On the bottom one can quite often see small deposits of sublimation ice in the form of eccentric crystals with weird shapes, that have been deposited by water condensing on the walls hit by air masses. Sometimes rests of the old levels of regelation ice can be found on the walls; these testify of the possibility that during the year the caves can be almost completely filled with water.

*C – The endoglacial draining zone:* the fragile-plastic limit represents a real physical barrier to the water circulation and the waters reaching it are forced to flow parallel to that limit, which generally goes on a sub-horizontal line. Complex systems of water-filled tunnels form in this area; they have a dendritic and branching arrangement and they flow into drains of increasing dimensions. The sections are circular and elliptical, similar to the water mains forming in the endokarst systems under the same circumstances. These tunnels can exist only if they are filled with water, whose pressure must counterbalance the pressure exerted by the ice mass above. Some theoretic patterns (BADINO, 1990, 1992, 1994; MAVLYUDOV, 1995, 1999) foresee that if the tunnels are not water-filled, they will close in a very short time (few days).

The thickness of the water-filled zone depends on the balance between the water supply to the system and the outgoing flows; some glaciers seem to have a quite thick water-filled zone, some others have instead thin zones. The surface variations of the water-filled zone during the year reach in some places values of a hundred metres and they can occur very quickly in relation to the feeding conditions of the meltwater and to the ice movements; these can cause immediate changes in the geometry of the endoglacial CANALS (SCHROEDER, 1991, 1995; ERASO, 1994; BADINO & PICCINI, 1995; MENEGHEL & alii, 1998), in some reported cases of even some dozens of metres in few minutes, like it happened on the Forni Glacier (MENEGHEL & alii, 1998; SMIRAGLIA, personal message).

*Photo 3: see page 67*

In reality, researchers know little of this zone as it is difficult to explore it directly. There have been some attempts to explore water-filled tunnels on the Gorner Glacier and on the Perito Moreno. However, the huge technical problems (dip into a narrow environment at high altitudes and in waters with temperatures close to the freezing point) drastically limit the possibility of descending more into the depths. In October 1994, two endoglacial water mains, cut by the quick evolution of the snout, were visible for few months on the wall of a recently collapsed crevasse at the snout of the Morteratsch Glacier (photo 4). The water mains of the water-filled zone usually tend to collapse in a very short time (days) as a result of the ice pressure when they are intersected by fractures or crevasses causing their emptying. In this case a short stretch of water mains remained isolated in one part of the ice between two large crevasses; the ice pressure had not been enough to cause the closing of the water mains and the tunnels could be observed until the following collapse destroyed them. This extraordinary phenomenon, which has never been registered on other glaciers, let researchers confirm some assumptions on the structure of the water-filled zones.

*D – Subglacial draining zone:* the temperate glaciers usually have a subglacial water-filled zone, where water moves through systems of large canals with a branching and anastomosing structure, which are set into the ice, or through networks of interconnected small canals (PATERSON, 1994; BINI et alii, 1998). Authors do not agree on the existence of a real water-filled zone touching the substrate; this is probably an uneven zone with thickness and extension varying locally and over the time in relation to the feeding and to the glacier movements. The subglacial aquifer does not usually depend on the endoglacial aquifer; however, in the case of glaciers with an ice thickness lower than the unevenness propagation limit, the fractures can go through the whole mass delivering the endoglacial waters directly into the subglacial aquifer. This usually occurs in the area close to the snout, where larger cracks add to the moderate thickness and lead to the formation of big crevasse systems.



E – *Outflow zone*: the water of the subglacial aquifer, which is fed near the snout by huge supplies from the endoglacial aquifer, outflows at the snout; the water then usually flows into the subglacial streams through cavities called *glacier mouths*. These “mouths” and the relative streams are usually more than one, which suggests that the subglacial aquifer is formed by a system of independent drains not connected to each other. The subglacial caves developing in this zone are glacial contact caves, which are located between the ice and the substrate (photo 5). Glacial contact caves sometimes form also at the border of the glacier as a result of allochthonous streams that seep when they touch the substrate. They generally have a moderate planimetric development (few dozens of metres), but the dimensions of the areas are quite often considerable (diameter of many metres) (photo 5); they look like short tunnels with a stream running through that comes out of the syphoning passages amongst the sediments of the substrate with large isolated rooms or with complex systems of short tortuous tunnels. In volcanic areas (like in Iceland) they can also be extremely long, but in this case the origin of the caves depends on factors going beyond the glacial processes. If on one hand the moulines, which however have a rapid evolution, have simple and constant shapes, on the other hand the glacial contact caves are much more variable. They can form and disappear, change their shape or quickly collapse, sometimes even during one season. As a result of the large dimensions of the rooms and of the instability of the snout’s area, they have stability problems; the distribution of the tensions on the vault let the vault itself be involved in “de-foliation” phenomena causing the disjunction of large curved sheets (photo 5, 6). When the collapses touch the ice surface, they form caves which are sometimes called *calderoni del ghiacciaio* in the books and which are real collapse dolines. One of the most interesting morphologies noticeable in these caves, where the ice transparency often creates fantastic light contrasts, are the *scallops*, regular undulations of the walls formed by the air currents which go through the rooms when more communicating entrances exist.

## 2 – THE FORMATION OF ENDOGLACIAL CAVES

### 2.1 – The process

The origin of the endoglacial caves is linked to the ice turning into water. It is therefore clear that the cryokarst processes can occur only where water is in a liquid state. The formation of glacial caves is limited to the ablation zone of the temperate glaciers (like the glaciers on the Alps) and of the subpolar glaciers; it is very limited, or does not exist, in the glaciers of the colder polar regions. The main process in the formation of the cryokarst caves is the ice melting after touching the water, which obviously has a higher temperature than that of the ice, together with the dissipation of the water kinetic energy as a result of friction. In many cases erosion, which depends on the solid load carried by the water, adds to this and it sometimes becomes predominant (it can be clearly seen in the glacial contact caves at the snout, where the whitish waters of the subglacial streams and the large quantity of sediments testify to the size of the solid transport).

### 2.2 – The predisposing factors

Apart from the availability of water, glacial caves form if the ice is uneven, so that water can seep into the depths, as otherwise ice without fractures is impermeable. The cracks are linked to the conditions of stress inside the ice, which depend on the glacier movements and therefore on the interaction with the walls or with the rocky substrate, or with the presence of parts of the glacier body flowing at different speed (like for example at the confluence of more snouts).

This fact creates two kinds of cracks inside the ice: *the fracture systems*, which must be relatively open to favour the water circulation, and *the foliation systems*, which are linked to the arising of shearing stress often materializing the streamlines of the glacier. The foliation systems usually serve as permeability barriers which influence and direct the water circulation making it impossible for the caves to propagate in certain directions and helping to structure the endokarst aquifer in a series of independent subsystems. The concentration of cave systems along medial and lateral moraines shows the importance of the shearing stress linked to the differential movements in different parts of the glacier. As the morphology of the substrate and of the rocky mountains is relatively firm (at human observation), keeping the ice thickness constant for at least few years, the conditions of the shearing stress inside the ice mass can be considered as relatively firm. The ice, flowing downstream, crosses the field lines gradually undergoing strains which, thanks to the plasticity of the material, are theoretically reabsorbed while the ice goes off to the valley.

*Fig. 2 and 3: see page 70 and 71*

Basically, it looks like some key-points form inside the stress field in a fixed position related to the substrate, where the most favourable conditions to the ice fracture are created. These in turn trigger off



cryokarst phenomena: each part of the glacier at the same level of these “fixed points” runs into the formation of cryokarst caves. The glacial caves systems, like everything located above or inside a glacier, are transported downstream by the glacier flow and therefore they gradually meet the different states of stress. The ice, which is plastic, adapts to them; it changes the crack systems and cancels the glacial caves formed more upstream. The ice tends in this way to reabsorb the previous strains after a short time. If one makes a comparison with a rocky massif, one can regard the dynamics of a glacier as equal to the tectonic deformations; the rock, which is not plastic, keeps track of each single deforming phase, “remembering” all the variations of the stress state undergone over the geologic times and preserving the cave systems, while the ice, which is plastic, easily “forgets” what occurred inside it few weeks before... In other words, the cave systems form in fixed points in relation to the substrate and they are therefore in a firm position with ice flowing around them. New caves replace the older ones which gradually move downstream, but the system is generally a firm structure around a balanced configuration (BADINO, 1999) (fig. 3, phase 6).

### 2.3 The favourable factors

The general presence of water and of cracks is necessary for the formation of cryokarst caves, but the process is greatly enhanced if the water is drained by canalized hydrographic networks and if there is a limited number of concentrated absorption points (photo 1). Good flowing and scattered absorption in a large number of small cracks let in fact the water thermal and mechanical energies on the ice be dispersed on very large areas and therefore be inefficient for the morphological modelling of the caves.

The glacier topography, which can more or less favour the canalized flowing of the run-off, is very important; the glacial sinkholes are generally located in flat or little uneven areas, far from crevassed zones, and concentrated in places where the strain situation, responsible for the direction and the physical features of the cracks inside the ice mass, is favourable to the presence of open cracks.

### 2.4 – Formation and evolution of cave systems

The formation and evolution of moulins (the only part of the endoglacial systems which can be directly and easily observed) can be summed up in the following scheme (fig. 2 and 3):

1 – the substrate topography and the glacier flow determine the arising of tensions causing the formation of cracks inside the ice mass;

2 – if the cracks are enough open, the run-off is caught and seeps into the depths forming a protomoulin (fig. 2a; photo 1).

3 – according to the quantity and energy of the flowing water the sinkholes gradually enlarge and model (photo 2). The observation carried out on the Forni Glacier let researchers determine that the sinkholes reach their maximum dimensions over a period of two years (fig. 2b, c, d, e).

4 – the downstream movement of the structures takes them far away from the point of origin in relation to the substrate; here new cracks continuously originate, which cause the formation of new protomoulins (fig. 3). The formation of protomoulins is well noticeable at the beginning of the summer season; the old moulins, which survived to the previous years, remain active until the protomoulin on its way to formation upstream is not open enough to absorb the flows of the bédrières feeding the system; but, as the dimensions of the new moulin increase, the feeding of the old moulins gradually reduces until it completely stops when the new moulin can completely absorb the incoming flows. The old moulins therefore become fossil as well as the stretch of bédrière between them and the youngest one upstream, which the karst science would define as a “dry valley”. If the distance between the old and the new sinkhole and the ablation are considerable, the melting of ice in the surrounding zone can supply a fairly good quantity of water which feeds the old moulins ensuring the survival for another season;

5 – after the growth phase, the structures can keep large dimensions and can be active for some years (from 2 to 4 years on the Forni Glacier but Schroeder (1991, 1995) mentions cases of at least 20- year-old old moulins), depending on the glacier speed and on the formation speed of new moulins. The negative phase then follows causing the progressive reduction of the dimensions both from a depth and a diameter point of view.

The existence of caves inside the ice is linked to the balance between the action of the water, which tends to enlarge and deepen the caves, and the plastic pressure of the ice which tends instead to close them. If the sunk water flows reduce, and therefore the action of the water becomes less relevant, the plastic deformations are then predominant, the section tend to adopt a subcircular shape (photo 3), the moulin reduces as a result of the progressive plastic collapse of the walls, which is often a rapid phenomenon (few weeks on the Forni Glacier). Thereafter the cave should disappear without leaving tracks.

In many cases the disappearance of the sinkholes does not follow such a linear pattern: the caves are in fact not always subject only to the uniform hydrostatic pressure of the ice. Differential movements of the glaciers more often cause the loss of shape. For example, in the years 1999-2000 the progressive thinning of the ice, particularly noticeable at 2600-2700 m of altitude east of the main medial moraine on the Forni Glacier, caused more fractures and consequently the formation of large crevasses, which is now rapidly leading to a complete breaking-up of the cave systems. The collapse of the entire zone is likely to occur very soon; it is irreversible, so, even in the case of a trend reversal, it is improbable that the favourable conditions to the formation of cryokarst caves will be restored. The destiny of the moulins in this part of the glacier is already set.

*Photo 5: see page 73*

### 3 – THE EXPLORATION OF THE ENDOGLACIAL CAVES

The direct exploration of the endoglacial caves is unfortunately limited to the moulins and to the glacial contact caves at the snout, while that of the water mains in the water-filled zone has so many technical problems that it is practically limited to few metres of depth and it is however carried out very rarely. In some cases, rests of sub-horizontal water mains can be noticed at the snout (they are usually not accessible to exploration as they are located into the water-filled zone and subject to the quick plastic collapse when they are no longer under the pressure of the water), like in the above-mentioned example of the Morteratsch Glacier (photo 4). These are however extraordinary events. The considerations on the structure and the functioning of the endoglacial aquifers are still mostly assumptions or they come from what has been observed in the endokarst systems. Direct surveys similar to those carried out in the karst aquifers are possible; however these surveys, which are relatively cheap but very time-consuming, have been carried out only on rare occasions.

*Photo 6: see page 74*

One of the most relevant techniques uses dye tracers which, apart from being able to move at the same speed of the water, are introduced into the sinkholes and into the run-off. The presence of the same tracer is then found in the waters of the subglacial streams; the arrival time of the tracer allows the calculation of the downflow speed and the identification of an eventual water-filled zone where the water can stay for long periods; the analysis of the *dye discharge pulse* allows the evaluation of the volume of eventual water reserves, and it is finally possible, using different tracers at the same time, to determine the existence of independent drain systems inside the glacial aquifer<sup>2</sup>. The balance between incoming and outgoing flows allows to determine the presence of a considerable water-filled zone, while the analysis of the water composition can give an idea of their origin (either from melting or allochthonous) and of their route (endo- or subglacial one).

In a future perspective, it would be very interesting to establish a correlation between the evolution of moulins, in particular their formation and survival, and the glacier speed and movements<sup>3</sup>. It is also important to monitor the variations of the dimensions, of the shape and of the feeding conditions of the flows; this kind of study has been carried out for example for some years on the Forni Glacier and the Gorner Glacier.

Finally it is more difficult, though very important from a scientific point of view, to determine a relationship between the position and the features of the caves, the rheologic and mechanical features of the ice and the evolution of the substrate. These are relatively simple analyses which should however be repeated some times during a year and for a series of years to give reliable figures; it therefore requires the elaboration of a detailed research programme, which is unfortunately not always possible within small research teams.

It is clear from these considerations that the glacier speleology is an ever evolving discipline. It is leading, and it will lead more and more in the future, to discoveries and observations of the features of the glaciers' dynamics and of the hydrodynamic functioning of the endo- and subglacial draining systems, whose knowledge is very interesting also from an application point of view.

#### *Credits*

*I would like to thank Prof. Alfredo Bini for the useful pieces of advice and the profitable discussions, Prof. Claudio Smiraglia for the interesting information on the Forni Glacier and Dott. Luca Arzuffi for the critical rereading of the work. In particular, I thank Mauro Inglese, inseparable fellow-traveller, for the work on the field and the pictures taken.*

REFERENCES: see pages 75-76

<sup>2</sup> tests of this kind have been carried out for example on the Forni Glacier in August 1993 and 1994 (UGGERI & CORVI, 1995; MENEGHEL & alii, 1998) within a research campaign of the Comitato Glaciologico Italiano.

<sup>3</sup> an attempt to have exact measurements has been carried out on the Forni Glacier, where fixed ranging rods have been placed at the main sinkholes; these rods were unfortunately lost during only one season because of the rapid morphological evolution of the structures.

## L'ANNO IDROLOGICO 1999-2000 NELLE ALPI LOMBARDE: NOTA NIVO-METEOROLOGICA

Nell'ambito della Campagna Glaciologica 2000 nelle Alpi Centrali italiane (Lombardia).

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

Con la collaborazione di: Stefano D'Adda, Mario Monfredini, Emiliano Zucchini, Carlo Lonardo, Giordano Elli,  
Margherita Maggioni, Eraldo Meraldi, Flavio Berbenni

### 1 – L'ANDAMENTO NIVO-METEOROLOGICO: GENERALITA'

L'anno idrologico 1999-2000, alla media e alta quota<sup>2</sup> delle Alpi Centrali lombarde, è stato caratterizzato da due fatti principali: la perdurante inefficienza della fase di accumulo e un inusitato andamento meteorologico estivo, in cui si sono alternati marcati eventi di segno opposto ma globalmente favorevoli alla conservazione dell'ambito nivo-glaciale.

La stagione invernale vede una lunga fase siccitosa, divenuta quasi abituale negli ultimi anni, con forti venti settentrionali che smantellano parte dei consistenti apporti di ottobre, i più abbondanti dell'intera stagione fredda (foto 1). Questi, verificatisi con costanza solo in alta quota, avevano coperto la montagna lombarda di uno strato nevoso "di fondo" di discreto spessore (l'8 novembre 1999, al sito del Monte Sobretta, 125 cm con densità di 310 kg/m<sup>3</sup>). Il raffronto nivometrico con l'anno idrologico 1998-1999 suggerisce, in virtù di questo andamento, una sostanziale uniformità sino a fine dicembre, che diventa netto deficit nei primi due mesi del 2000 a causa della poca neve invernale ma soprattutto della insistente attività eolica. Nella terza decade di marzo si ha un parziale recupero.

In aprile, complice il frequente ingresso di aria di origine africana (capace di innalzare di molto lo zero termico), buona parte dell'areale nivale temporaneo è interessato anche da piogge dilavanti, in modo che un manto di spessore rilevante e di qualità si produce e si conserva solo oltre i 2800 m di quota. Nel periodo dell'anno che fu il più generoso nelle due stagioni precedenti, le pur frequenti precipitazioni determinano quindi un accumulo modesto e di caratteristiche intrinseche un poco più sfavorevoli. Maggio, iniziato sotto i peggiori auspici, consente invece un buon incremento in termini di massa, limitatamente però al territorio più elevato.

Alla fine della primavera il computo delle precipitazioni nevose dell'anno idrologico 1999-2000 è simile al precedente (tab. 3), mentre il manto nevoso rinvenuto in occasione del rilievo del 2 giugno presso il sito del Monte Sobretta è molto pesante, quasi 900 kg/m<sup>2</sup>, e discretamente denso, 500 kg/m<sup>3</sup> circa. Tali caratteristiche ne fanno la massa nevosa più cospicua della serie triennale di osservazioni; per contro, vista la presenza esclusiva di cristalli di fusione e rigelo (tab. 1 e fig. 3), la

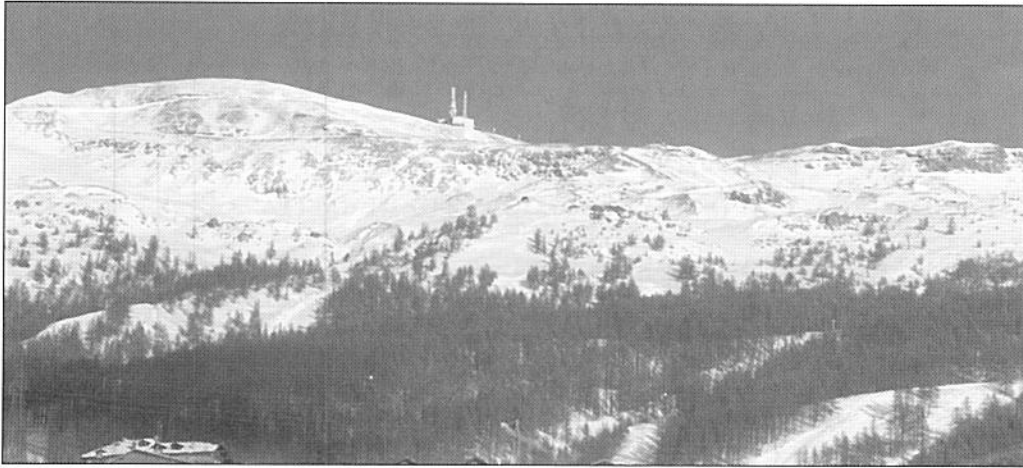
---

(\*) Servizio Glaciologico Lombardo: antonio.galluccio@libero.it – alma\_andre@libero.it – ilbonardi@yahoo.com – dosegu@libero.it; (\*\*) Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio: aineva@regione.lombardia.it

<sup>2</sup> sulla base di considerazioni di carattere climatico e glaciologico intendiamo per bassa quota alpina il territorio posto al di sotto dei 1800 m, per media quota quello compreso tra i 1800 e i 3000 m, infine per alta quota la fascia oltre i 3000 m. Si tratta di una classificazione attualizzata alle condizioni climatiche odierne in area alpina: l'alta quota ospita la gran parte dei bacini collettori ad alimentazione diretta dei ghiacciai e pertanto definisce l'ambito prevalente di persistenza degli accumuli nevosi residui; alla media quota tali accumuli sono per lo più transitori nel corso dell'anno idrologico e le masse di ghiaccio ivi presenti appartengono quindi unicamente a bacini di ablazione (con l'eccezione degli apparati di origine valanghiva); a bassa quota la presenza dell'elemento nivale non di origine valanghiva è transitoria (innevamento nella sola stagione fredda) mentre quella glaciale si limita a pochi casi (nel territorio italiano, in questa fascia, si contano solo 3 lingue glaciali: ghiacciai della Brenva, del Miage e di Belvedere).

rendono anche assai vulnerabile alla radiazione solare, aspetto assai poco tranquillizzante in proiezione futura. E infatti, messa alla prova da un mese di giugno di stampo estivo, essa subisce un decremento disastroso.

L'andamento caldo e secco di questo mese contribuisce infatti alla dissipazione dei residui di media quota e smantella inoltre la copertura nevosa dell'alta montagna, grazie soprattutto alla mancanza di fenomeni di rigelo notturno, come noto fondamentale in questo periodo dell'anno ai fini della conservazione della neve vecchia.



*Foto 1: dosso di circa 2300 m di quota a Nord del Sestrieres (Valle di Susa, Piemonte): il manto nevoso sulla sommità è stato completamente asportato dai venti tempestosi in coda all'“uragano europeo del secolo” (A. Galluccio, 30 dicembre 1999).*

*Photo 1: hillock of about 2300 m North of Sestrieres (Valle di Susa, Piedmont): the snow blanket on top has been completely swept away by stormy winds following the “European hurricane of the century” (A. Galluccio, 30<sup>th</sup> December 1999)*

Il semplice confronto con i dati dei due precedenti anni idrologici se da un lato indica un lieve incremento delle precipitazioni nella stagione fredda (fig. 1 e tab. 3) dall'altro non spiega le descritte dinamiche meteorologiche, di certo non favorevoli a un accumulo consistente<sup>3</sup>. Si arriva così all'inizio dell'estate con una copertura di neve vecchia ovunque gravemente deficitaria, che lascia al sole larghe porzioni di ghiaccio, precocemente aggredite dai moti della fusione. L'alta montagna presenta quindi, in questa fase, i caratteri tipici della parte centrale del mese di agosto di un'annata normale. Anche la formazione del *ghiaccio di sovrapposizione*, tipica del periodo tardo-primaverile, viene notevolmente inibita da una simile, rapida fusione (tab. 2).

L'estate offre scenari meteorologici di raro riscontro: fondamentale è l'episodio nevoso del 9-11 luglio, che copre di un candido mantello le consuete superficie glaciali lombarde. La stagione calda va in crisi: in pochissime occasioni, negli ultimi trent'anni, si è avuto un così brusco, profondo e prolungato raffreddamento dell'Italia Settentrionale nella seconda decade del mese. Anche la terza porta temperature solo miti (a Milano la media delle massime è di 26.9 °C, circa 3°C in meno rispetto al dato statistico), consentendo la permanenza al suolo di gran parte di questa memorabile neve estiva. Nei giorni che vanno dal 4 al 6 agosto si verifica una nevicata di intensità

<sup>3</sup> sotto il profilo termico, nel biennio appena trascorso, la stazione di S. Antonio di Valfurva segnala una tendenza al raffreddamento della stagione invernale, evento di per sé non necessariamente utile al bilancio dei ghiacciai (e peraltro smentito dai dati provenienti da altri siti meteorologici lombardi) e un analogo andamento della temperatura media dell'anno idrologico e di quella estiva, quest'ultima comunque assai irregolare. Le precipitazioni su base annua sono in decisa crescita (notevole il dato relativo all'anno idrologico 1999-2000) (fig. 2).

quasi pari a quella di luglio (foto 2). Nell'insieme i due episodi meteorologici portano oltre 2 metri di neve a 3000 m di quota.

Il successivo rialzo termico è lento e graduale. I ghiacciai tornano a scoprirsi tra l'11 e il 13 agosto: la protezione offerta dalla neve estiva dura in media tra i 34 e i 36 giorni. Essa è purtroppo molto più breve per gli apparati orobici.

anno 1998 – 20 maggio / 19980520	anno 1999 – 28 maggio / 19990528	anno 2000 – 2 giugno / 20000602
-minor accumulo / lower accumulation - solo neve fradicia / only slush	-maggiore accumulo / higher accumulation - neve bagnata in superficie / wet snow on surface -strato basale compatto, di tipo tardo-invernale late winter hard basal layer	- accumulo come 1999 / accum. as in 1999 - solo neve fradicia / only slush

Tab. 1: sintesi comparativa triennale delle caratteristiche del manto nevoso tardo-primaverile presso il sito del Monte Sobretta.

Table 1: three-year comparative summary of the features of the late spring snow blanket at the site of Monte Sobretta.

paline rods	1998			1999			2000		
	data date	ghiaccio sovrainposto overlaid ice	h. neve snow thickness	data date	ghiaccio sovrainposto overlaid ice	h. neve snow thickness	data date	ghiaccio sovrainposto overlaid ice	h. neve snow thickness
P. 2	25 VI	9,5	95,5	29 VI	22	131	2 VI	7	153
	17 VII	11	0	16 VII	15	62	4 VII	11	0
	31 VII	0	0	3 VIII	0	0	18 VII	0	45
P. 7	25 VI	8	103	29 VI	11	179	2 VI	14	179
	17 VII	13	8	16 VII	12	107	4 VII	11	33
	31 VII	0	0	3 VIII	15	14	18 VII	5	45

Tab. 2: spessore in cm del ghiaccio di sovrapposizione rinvenuto al sito del Monte Sobretta nelle estati 1998, 1999 e 2000.

Table 2: thickness in cm of the overlaid ice registered at the site of Monte Sobretta during the 1998, 1999 and 2000 summer.

Nella seconda decade di agosto, a produrre una nuova variazione dell'andamento stagionale provvede il repentino affacciarsi di un promontorio di matrice libica: inizia una fase di caldo torrido che, pur prolungata (tra il 14 e il 27 agosto) e assai dannosa (il ritmo di fusione del ghiaccio è in questi giorni di 4 cm al giorno, fino 6 cm nel periodo 22-27.8), non riesce però a dilapidare per intero gli accumuli residui che, alla fine, appaiono più consistenti rispetto al 1999.

Una breve ripresa dell'ablazione a settembre (giorni dal 9 al 16) non modifica sostanzialmente questa situazione (al Sobretta vengono persi altri 17 cm di ghiaccio). La nevicata del 20 del mese (circa 1 m di neve), sommata alle altre estive, fa impennare il totale pluviometrico dell'anno idrologico a circa 15 m di neve fresca (tab. 3): quattrocento centimetri di apporti solidi estivi, in effetti, costituiscono un dato eccezionale, capace di risollevarne le sorti di un bilancio nivo-glaciale che, all'inizio dell'estate, si configurava come il peggiore che si ricordi. Peraltro senza ricondurlo all'equilibrio. Su base annua, al sito del Monte Sobretta viene perduto uno spessore di 97 cm di ghiaccio superficiale presso le due paline site in zona di ablazione, utili al confronto con le annate precedenti (116 cm nel 1999 e 172.5 nel 1998) (fig. 4). Le cose sono però molto diverse alla palina 0, situata al limite inferiore del bacino di accumulo del ghiacciaio: essa mostra un decremento di soli 22 cm contro i 93 del 1999. Pochi metri più in alto la superficie glaciale mantiene un modesto accumulo residuo, per la prima volta dopo il 1997. Pur con le consuete differenze tra settori montuosi, anche gli altri siti nivologici (*siti nivologici di controllo*) segnalano sia valori più contenuti di fusione del ghiaccio superficiale sia alcuni casi di copertura nevosa residua perdurante sino a fine stagione.

In virtù di questi fatti, si può concludere per una riduzione delle perdite dei ghiacciai lombardi, in termini di variazione della massa, rispetto al recente passato. Un poco diverso il discorso per la catena orobica, come noto ricca di apparati glaciali di bassa e media quota, che è risultata penalizzata dall'andamento nivo-meteorologico dell'invernata (soprattutto del mese di maggio) e protetta da quello estivo solo nel mese di luglio, mentre pesantissimi sono stati gli effetti della fase calda innescatasi dopo Ferragosto: per i suoi apparati non protetti dal rilievo montuoso una delle peggiori annate che si ricordino.



Se per la maggior parte delle masse glaciali l'annata trascorsa va in archivio con una qualifica che è solo un poco meno negativa delle precedenti, in qualche sito essa può essere addirittura considerata favorevole: è il caso dei bacini più elevati, quelli posti oltre i 3200-3300 m di quota, che hanno ricevuto un rifornimento nevoso davvero cospicuo: il fenomeno si verifica con frequenza dal 1992 ed è forse in grado di innescare dinamiche future localmente favorevoli.

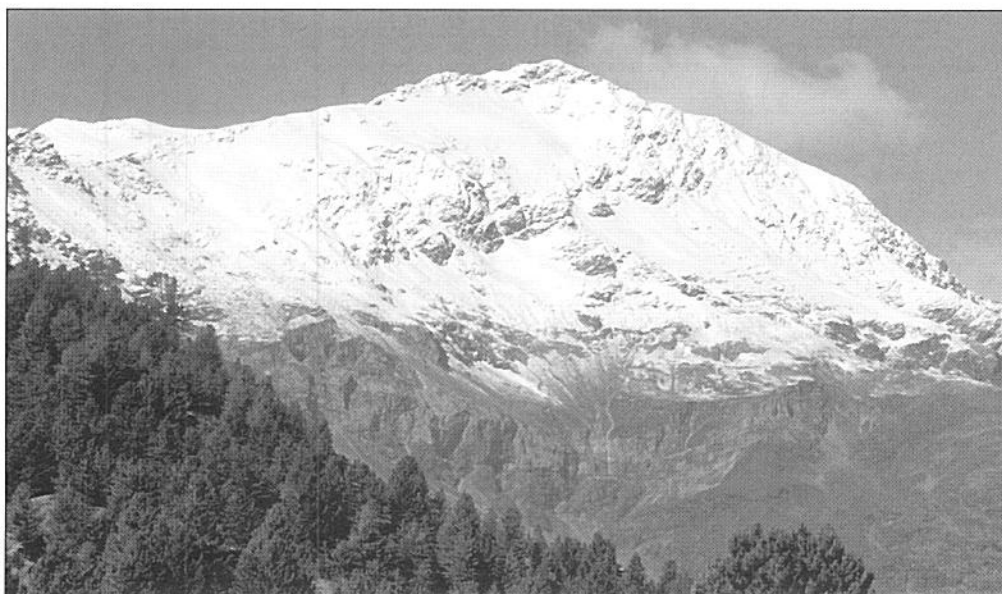


Foto 2: il versante settentrionale del Monte Sobretta (Valfurva, Ortles-Cevedale) ripreso il 7 agosto 2000, al termine dell'episodio nevoso della prima decade del mese. Si nota la snow-line temporanea, attestata sui 2700 m di quota. (A. Galluccio).

Photo 2: the northern slope of Monte Sobretta (Valfurva, Ortles-Cevedale) photographed on 7 August 2000, at the end of the snowfall of the first decade of the month. The temporary snow-line can be found at 2700 m. (A. Galluccio).

### Sintesi decadica dell'andamento nivo-meteorologico in ambito nivo-glaciale negli anni 1997-98, 1998-1999 e 1999-2000 nelle Alpi lombarde

Lo schema seguente riassume, attraverso un giudizio qualitativo, i fenomeni atmosferici decadici riscontrati. In calce sono indicati la decodifica dei simboli e i criteri adottati per la loro attribuzione.

#### Simboli grafici / Graphic symbols:

	Eccezzional. sfavorevole (griglia chiaro) / exceptionally unfavourable		Favorevole (grigio 10%) / favourable
	Molto sfavorevole (orizzontale chiaro) / very unfavourable		Molto favorevole (grigio 50%) / very favourable
	Sfavorevole (verticale chiaro) / unfavourable		Eccezzionalmente favorevole (nero) / exceptionally favourable

#### Legenda interpretativa / Legend:

**N:** nevicate per decade in cm / snowfalls per ten days in cm;

**T:** andamento della temperatura rispetto alla media per decade / temperatures' course compared to the ten days average: più caldo / warmer ▲ , più freddo / colder ▼ (3 livelli di intensità / 3 levels of intensity).

**A:** altri aspetti / other aspects:

- gelate / frosts (frequenti / frequent, rare / rare, assenza di / no frost)
- pioggia / rain; (frequente / frequent, secco / dry weather)
- nevicate / snowfalls (frequente / frequent)
- vento / wind



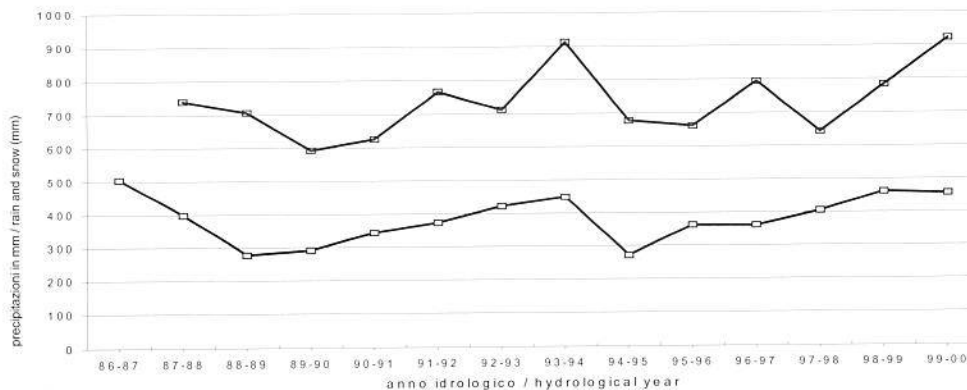


Fig. 2: precipitazioni totali dell'anno idrologico (in alto) ed estive (in basso) a S. Antonio di Valfurva: negli ultimi 14 anni, le prime tendono a un lieve incremento, pur con evidenti oscillazioni (valore medio: 712 mm; quello relativo all'anno idrologico 1999-2000 è il più elevato della serie). La piovosità estiva varia invece in modo meno significativo (media: 372 mm).

Fig. 2: overall precipitation in the hydrological year (above) and summer precipitation (below) in S. Antonio di Valfurva: in the past 14 years, the first one registered a slight increase, even with clear variations (average value: 712 mm; the one related to the hydrological year 1999-2000 is the highest). The summer rainfall varied in a less remarkable way (average value: 372 mm).

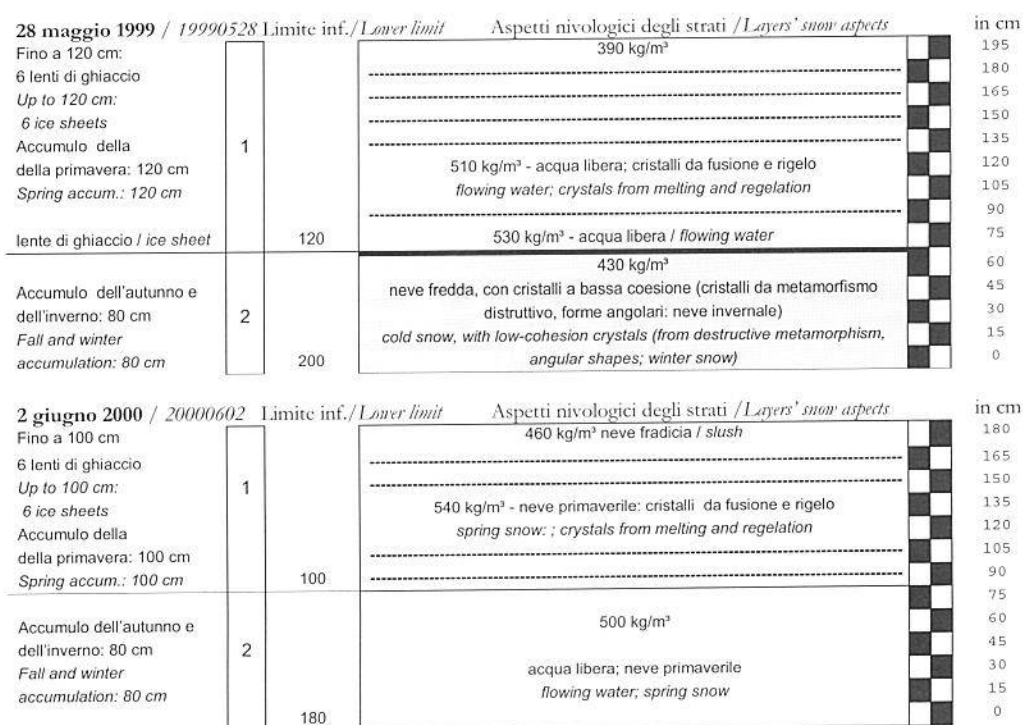


Fig. 3: schema semplificato della stratigrafia del manto nevoso tardo-primaverile eseguita presso il sito del Monte Sobretta (3120 m s.l.m.) nel 1999 e nel 2000. Appare evidente come l'intero ammasso del 2000 sia costituito da neve primaverile in fase di fusione: l'esordio dell'ablazione, in queste condizioni, ne determina il rapido scioglimento. 1: primavera; 2: autunno-inverno.

Fig. 3: simplified graph of the stratigraphy of the late-spring snow blanket carried out at the site of Monte Sobretta (3120 m a.s.l.) in 1999 and 2000. It is clear that the whole of the 2000 mass consists of spring snow in a melting phase: with these conditions, the beginning of ablation makes it quickly melt. 1: spring; 2: full-winter.

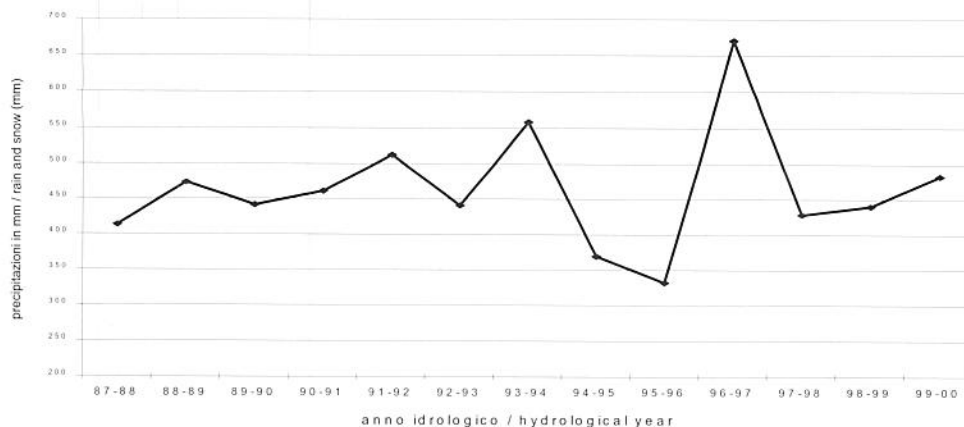


Fig. 1: precipitazioni del periodo di accumulo presso la stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (1320 m s.l.m.). Dopo la brusca impennata del 1997, esse sono andate riallineandosi al valore medio (460 mm).

Fig. 1: precipitation in the accumulation phase at the weather station of S. Antonio di Valfurva (1320 m a.s.l.). After the sudden rise in 1997, it realigned to the average value (460 mm) (x: hydrological years; y: precipitation in mm).

1997-1998				1998-1999				1999-2000						
tot. mese	episodio (data)	neve fresca		tot. mese	episodio (data)	neve fresca		tot. mese	episodio (data)	neve fresca				
total	date	new snow		total	date	new snow		total	date	new snow				
settembre		0	0	settembre		120	5, 11, 27	120	settembre		50	16 - 20	50	
Sept				Sept				Sept						
ottobre		30	30	ottobre		200	4-7 e 18-19	200	ottobre		315	1 - 5	120	
Oct				Oct				Oct				19 - 26 e 31	195	
novembre		240	240	novembre		20		20	novembre		65	3 - 7	40	
Nov				Nov				Nov				17- 18 e 21	25	
dicembre		160	160	dicembre		10		10	dicembre		110	9 - 11 e 14 -16	50	
Dec				Dec				Dec				25 - 28	60	
gennaio				gennaio		30	8.1- 12.2	30	gennaio		40	22 - 23	10	
Jan				Jan				Jan				30 - 31	30	
febbraio				febbraio		170	13.2-18.3	170	febbraio		35		35	
Feb				Feb				Feb						
marzo		80	10.1 - 20.3	80	marzo		80	22.3 - 17.4	240	marzo		190	26.3 - 3.4	190
Mar				Mar				Mar						
aprile		260	260	aprile		200	18 - 30	40	aprile		160	9-10, 13, 16-18	160	
Apr				Apr				Apr				23, 27-29	150	
maggio		60	60	maggio		90		90	maggio		150		150	
May				May				May						
giugno		100	11 - 15	100	giugno		150	1-8	80	giugno		20	24 - 25	20
Jun				Jun				11-15	40	Jun				
luglio		20	27	20	luglio		50	7, 10, 22	50	luglio		120	9 - 11	120
Jul				Jul				19-30	30	Jul				
agosto		45	17, 20, 24, 27	45	agosto		30	7, 9, 10, 12, 28	30	agosto		110	4 - 6	80
Aug				Aug						Aug			27, 31	30
tot. accumulo				tot. accumulo					tot. accumulo					
tot. accum.	935	sett. - giugno		tot. accum.	1070	sett. - giugno			tot. accum.	1135	sett. - giugno			
tot. anno idrol.				tot. anno idrol.					tot. anno idrol.					
tot. hydrol. year	1115	ottobre - sett.		tot. hydrol. year	1080	ottobre - sett.			tot. hydrol. year	1485	ottobre - sett.			

Tab. 3: riepilogo quantitativo delle precipitazioni nevose presso il sito del Monte Sobretta (3180 m) nel corso degli anni idrologici 1997-98, 1998-99 e 1999-2000. L'anno idrologico va dal mese di ottobre al settembre successivo. La stagione di accumulo comprende il periodo settembre-giugno.

Table 3: quantitative summary of the snowfall at the site of Monte Sobretta (3180 m) during the hydrological years 1997-98, 1998-99 and 1999-2000. The hydrological year starts in October and ends the following September. The accumulation season covers the period September-June.



giudizio		settembre Sept	ottobre Oct	novembre Nov	dicembre Dec	gennaio Jan	febbraio Feb	marzo Mar	aprile Apr	maggio May	giugno Jun	luglio Jul	agosto Aug
favorevole	N T A	> 20 cm ▼ gelate	20-50 = gelate	20-50 = =	> 20 = =	> 50 = =	> 50 = =	50-100 = =	50-100 = =	20-50 ▼ =	20-50 ▼ =	20-30 ▼ gelate	20-50 ▼ gelate
molto favorevole	N T A	> 50 cm ▼ gelate	50-100 ▼ gelate	50-100 ▼ =	> 50 cm ▼ =	> 100 = =	> 100 = =	> 100 ▼ =	> 100 ▼ =	> 100 = gelate	> 100 = =	> 50 ▼ gelate	> 50 ▼ gelate
eccezionali.	N T A	> 100 ▼ gelate frequenti	> 100 ▼▼ gelate frequenti	> 100 ▼ =	> 100 ▼ =	> 200 ▲ =	> 200 ▲ =	> 200 ▼ =	> 200 ▼ =	> 100 ▼▼ gelate frequenti	> 100 ▼▼ gelate	> 100 ▼▼▼ nevicatae frequenti	> 100 ▼▼▼ nevicatae frequenti
sfavorevole	N T A	secco ▼ gelate	< 20 cm = pioggia	< 20 cm = =	< 20 cm = =	< 20 cm = =	< 20 cm = =	< 20 = pioggia	< 20 = pioggia	< 20 cm = o ▲ pioggia	< 20 cm = o ▲ pioggia	secco ▲ pioggia	secco ▲ pioggia
molto sfavorevole	N T A	pioggia ▲ assenza di gelate	secco ▲ =	secco ▲ =	secco ▲ =	secco = =	secco = =	secco ▲ =	secco ▲ =	secco ▲▲ rare gelate	secco ▲▲ assenza di gelate	secco ▲▲ assenza di gelate	secco ▲▲ assenza di gelate
eccezionali. sfavorevole	N T A	pioggia ▲▲ assenza di gelate	secco ▲▲ vento	secco ▲ vento	secco = vento	secco = vento	secco = vento	secco ▲▲ vento	secco ▲▲ vento	secco ▲▲▲ assenza di gelate	secco ▲▲▲ assenza di gelate	secco ▲▲▲ pioggia	secco ▲▲▲ pioggia frequente

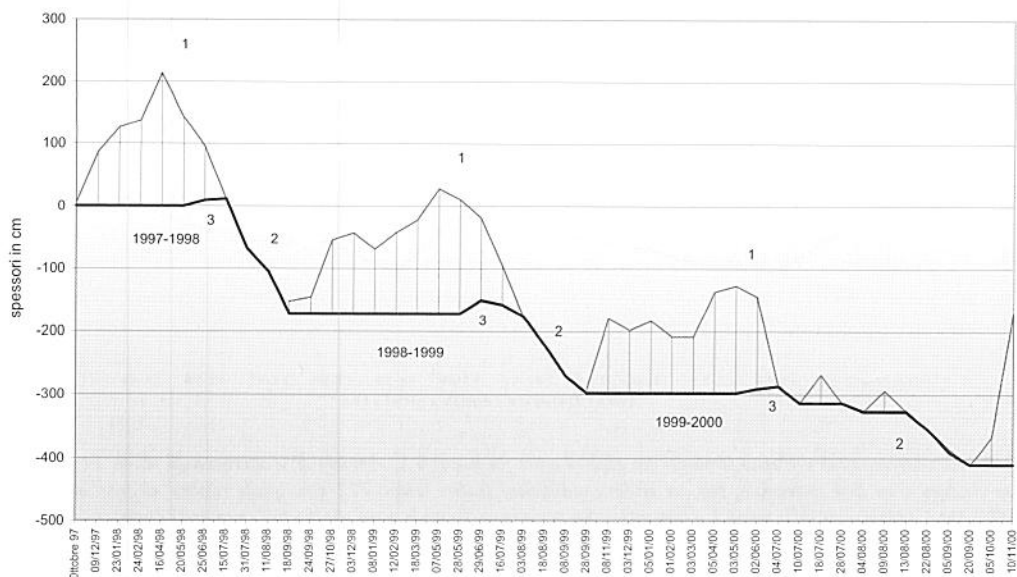


Fig. 4: *schema riassuntivo del bilancio glaciale superficiale del Ghiacciaio di Alpe Sud (sito del Monte Sobretta, 3120 m s.l.m.) negli ultimi tre anni idrologici. Si noti il risparmio di ablazione connesso alle nevicate estive del 2000. A destra il nuovo, imponente accumulo dell'anno idrologico 2000-2001. 1: massimo primaverile dell'accumulo; 2 fusione estiva della superficie; 3 ghiaccio di sovrainposizione.*

Fig. 4: *summary of the superficial ice balance on the Alpe Southern Glacier (site of Monte Sobretta, 3120 m a.s.l.) in the past three hydrological years. A saving on ablation related to the 2000 summer snowfall can be noted. On the right the new, massive accumulation of the 2000-2001 hydrological year. 1: maximum spring accumulation; 2 summer melting of the surface; 3 overlaid ice. (x: dates; y: thickness in cm)*

ghiacciaio – SETTORE – operatori glacier – SECTOR – authors	quota	2000 data date	spessore neve snow thickness	1999 data date	spessore neve snow thickness	variazione dello spessore del ghiaccio su base annua / variation of the ice thickness on a yearly basis
Suretta Sud – SPLUGA-LEI Congiu, Ghielmi, Palermo	2770	18.VI 27.VII	243 80	27.VII	328	~ - 50 cm
Ferro Centrale – CODERA-MASINO Elli	2770	04.VI 02.VII 10.VIII 05.IX	342 220 106 0	15.V	490	~ - 50 cm
Vazzeda – DISGRAZIA-MALLERO - Butti	2920	04.VI	391	12.VI	284	- pochi centimetri
Scerscen Superiore – BERNINA Panerì, Peja, Rosa	3025	02.VII 05.IX	137 5	25.VII	5	- 13 cm (- 98 cm nel 1999)
Campo Nord – PIAZZI-DOSDE'-LIVIGNO Maggioni, Bianchi, Tamburini	2980	04.VI 27.VI	165 42	26.VI	82	~ - 120 cm
Dosegù – ORTLES-CEVEDALE Bonetti, Lonardo et alii	3000	15.VI	146	13.VI	162	> - 100 cm
Pisgana Ovest – ADAMELLO Montfredini, Zucchini, Salvioni	3150	28.V 18.VI 30.VII 22.VIII	270 192 90 - 1	04.VII	150	- 80 cm
Lupo – OROBIE D'Adda, Previtali, Meani	2625	10.VI 16.VII 20.VIII	375 205 0	05.VI 17.VII 28.VIII	350 140 0	> - 100 cm

Tab. 4: *andamento dei siti nivologici di controllo nel corso dell'estate 2000 e confronto con i dati delle annate precedenti.*

Table 4: *development of the check-up snow sites during summer 2000 and comparison with the figures of the past years.*

## 2 - CRONACA METEOROLOGICA

### A - STAGIONE DI ACCUMULO

Nelle Alpi Lombarde la stagione fredda 1999-2000 inizia in alta quota con circa due decenni di ritardo rispetto alla media degli ultimi venti anni. Infatti, all'episodio perturbato del giorno 4 settembre, con la neve che imbianca le cime solo oltre i 3000 m di quota, segue un periodo decisamente estivo (sino al giorno 14) che riporta le temperature sui livelli di agosto. Pur non eccezionale, esso produce comunque una ripresa dell'ablazione. Anche in questa occasione il rilievo posto oltre i 3500 m viene in gran parte risparmiato e può così mantenere un buon innevamento, con il confermarsi di una evidente linea di demarcazione quota-dipendente. Il 19 e 20 settembre una particolare congiuntura atmosferica porta la pioggia nuovamente molto in alto, sino ai 3600 m. E che pioggia. Si registrano tra gli 80 mm (S. Antonio di Valfurva) e i 320 mm (Val Gerola) di precipitazione liquida in 36 ore. I residui nevosi, ma soprattutto le porzioni di ghiaccio scoperto (alla data dell'evento stimabili in circa l'80% dell'area glacializzata lombarda), subiscono così una pesante riduzione. In definitiva, un mese di settembre assai piovoso ha però avuto uno svolgersi assai penalizzante per la copertura glaciale regionale, in quanto l'isoterma 0° C è risalita per più giorni ad alta quota. Questi eventi replicano il tempo meteorologico di agosto.

Ricomincia a nevicare il giorno 28 settembre, con una coda il 30: si tratta di brevi precipitazioni che però hanno il merito di fermare del tutto l'ablazione glaciale superficiale e di far iniziare la stagione di accumulo, esordio che trova una pronta conferma il giorno 3 ottobre, quando il limite della nevicata scende a 1400 m. Anche le temperature calano notevolmente, con minime in montagna fino a -10° C, e rimangono basse sino al giorno 8, quando una fase tiepida produce una spiccata versantizzazione: sui pendii in ombra la neve permane anche nei paesi, su quelli a solatio si porta fin verso i 3000 m di quota. La terza decade di ottobre vede ottimi apporti umidi, i migliori dell'autunno, anche se il limite delle nevicature oscilla notevolmente: il giorno 10, infatti, la precipitazione solida raggiunge il fondovalle (fino a 1000 m), successivamente (21 e 25 ottobre) sale gradatamente sino a 2700 m. Il mese si chiude con un confortante dato complessivo delle precipitazioni, ovunque superiore a 100 mm. L'alta montagna presenta quindi uno strato nevoso "di fondo" di buona consistenza: il territorio posto inferiormente ai 3000 m di quota, e la superficie glaciale contenutavi, mostra invece un innevamento meno importante, frutto dell'alternarsi di pioggia e neve. Soprattutto il settore orobico, tra quelli glacializzati come noto il più basso, non può annoverare un esordio particolarmente favorevole dell'invernata.

Novembre è un mese secco (20 mm a S. Antonio di Valfurva), con periodi di inversione termica e frequenti irruzioni di aria artica o polare marittima di provenienza settentrionale o nord-occidentale. Il manto nevoso viene quindi lavorato dal vento, fatto che ne produce l'erosione parziale nei punti esposti, con conseguente riduzione dello spessore dell'accumulo e concentrazione dei depositi nelle nicchie sottovento. Due episodi vanno citati: quello dei giorni 5 e 6, con poca neve sino a 1200 m, e quello più consistente del giorno 18, quando 10 cm di neve fresca giungono a imbiancare Bormio e numerosi altri centri di bassa quota. Ben altri effetti ha avuto questa fase al Centro e nel Meridione di Italia, dove neve e gelo sono stati eccezionali, comportando danni e anche vittime. Il 27 novembre, presso la Pietra di Bismantova, nell'Appennino Reggiano, a 700 m di quota, si hanno i seguenti dati: 30 cm di neve compatta al suolo (residuo di oltre 80 cm di precipitazione) e temperatura mattutina - 12° C. A Milano, il 21.11 cade il primo nevischio della stagione, ma è episodio di poco conto: in città la prima gelata mattutina si verifica il giorno successivo. Dal 26 novembre al 2 dicembre si instaura un regime di alte pressioni con marcata inversione termica.

Dicembre annovera l'importante precipitazione del giorno 10: si hanno 30-60 cm di neve fresca su tutte le Alpi Lombarde e sino alle zone pedemontane, con parziale replica (5-10 cm) il giorno 14. Successivamente sono le correnti settentrionali a prevalere, portando vento (a volte favonio) o copertura nuvolosa parziale al Nord Italia e un inverno umido e freddo al Sud. Il giorno 26 e nella notte tra il 27 e il 28 del mese si hanno nevicature nei settori più settentrionali o esterni delle Alpi Lombarde: anche 30 cm e sino a bassa quota (500 m). Si tratta di correnti meridiane o nord-occidentali prodotte dalla coda dell'*uragano europeo del secolo* (che provoca decine di vittime in Francia e Germania): si hanno venti caldi in pianura (27-29 dicembre) e apporto nevoso dove la nuvolosità riesce a valicare lo spartiacque. Per altri due giorni soffiano venti molto forti che asportano gran parte del manto deposto, anche in precedenza, alle medie quote (foto 1).

Gennaio è mese quasi totalmente secco: si hanno due soli episodi, il primo il giorno 22, con poca neve sino in pianura e il secondo, di poco più consistente, il giorno 31, con circa 30 cm di neve quasi esclusivamente in Alta Valtellina. Questo andamento è causato da un grandioso anticiclone (sino a 1050 mbar sulle Isole Britanniche) che staziona per oltre un mese deviando i flussi perturbati e convogliando sul Nord Italia correnti da N e NW, che generano frequenti episodi di foehn. Tra il 23 e il 26 del mese le correnti si orientano da NE e si ha così la fase più fredda della stagione invernale (sino a - 12 °C in pianura, - 27 °C a Livigno).

Nei primi giorni di febbraio, veloci correnti da NW erodono il bordo orientale della campana anticiclonica, portando scarsi fenomeni e favonio. Si ricorda la breve precipitazione del giorno 2. Per il resto, confermando una tendenza ormai decennale, febbraio trascorre completamente all'asciutto. Bisogna giungere all'ultimo giorno del mese (29.02) per annotare una nevicata consistente (30 cm in Alta Valtellina) che però viene subito intaccata da forti venti settentrionali. Proprio la ventosità, espressasi con episodi ripetuti nel corso dell'intero mese, arreca notevoli danni al manto nevoso, soprattutto nelle zone più esposte: il sito del Monte Sobretta fa registrare la perdita dell'accumulo di febbraio e l'erosione degli strati più superficiali preesistenti.

I primi quindici giorni di marzo sono del tutto secchi, con temperature in risalita sino ai 25 °C in pianura dei giorni 9 e 10, come al solito enfatizzati dai *medici*: in realtà si tratta dell'ennesimo episodio di favonio che provoca un riscaldamento abnorme ma, per fortuna, di breve durata. Il giorno 15 si hanno nevicature intermittenti sul rilievo montuoso, distribuite irregolarmente. Tra il 18 e il 25 del mese la circolazione atmosferica denota un lento ma radicale cambiamento: le temperature scendono un poco (massima del periodo a Milano: 21 °C il giorno 22) e va preparandosi una fase piovosa che metterà fine alla siccità, davvero imponente, del primo trimestre del 2000. Dopo un primo evento poco significativo (23.03), inizia a piovere il giorno 26: pur con brevi intervalli, la precipitazione prosegue sino al giorno 29 del mese.

Particolarmente importante è la nevicata della notte tra il 26 e il 27: in Valtellina, a 3000 m di quota, cadono 100 cm di neve in poco più di 4 ore (45 cm a Bormio). Epocale la grandinata che si verifica a Genova: oltre 40 cm al suolo. Una replica si ha il giorno 31, con piogge continue in pianura e deboli neviccate in montagna. Il 2 e il 3 aprile, preceduta da un allarme un po' gonfiato, giunge una bassa pressione sul Tirreno settentrionale: la scioccata porta precipitazioni anche forti nel Nord Italia (e fresco: 11 °C a Milano il giorno 3.04) che però provocano effetti limitati sui monti, con neviccate di scarsa consistenza. In totale, l'episodio, della durata di 9 giorni, deposita circa 200 cm di neve fresca alla media quota del rilievo montuoso lombardo, contribuendo a migliorare le sorti di una stagione di accumulo che andava facendosi drammaticamente deficitaria.

Purtroppo il mese di Aprile segna una tappa non particolarmente favorevole all'andamento nivologico della primavera: a fronte di precipitazioni frequenti, che hanno luogo in sei episodi principali (giorni 2-4, 9-10, 13, 16-18, 23 e 27-29), per un totale stimato di 160 cm di apporti freschi, si pone l'aspetto termico, decisamente superiore alla media. In alcune stazioni (Vallaccia, Palù, Pantano d'Avio) si registrano da 1 a 2 °C in più della media mensile. Tale valore si porta anche a +5 °C nei siti di pianura. Gravi danni subisce il manto nevoso al di sotto dei 2000 m di quota, in molti casi scomparendo del tutto. Anche più in alto, le temperature elevate rendono meno frequenti le gelate notturne, come noto elemento essenziale per la sopravvivenza della neve nella stagione intermedia. In effetti, il mese è anomalo sotto il profilo climatico, soprattutto per la presenza di promontori mobili di origine africana, portatori di aria calda. In queste situazioni viene stemperandosi il gradiente termico legato alla quota, uno degli effetti più temuti per la conservazione del manto nevoso. In aggiunta, dal 19 al 28 aprile, con la breve interruzione costituita dalla perturbazione di Pasqua (23 e 24 aprile), che porta nuovamente la neve sino ai 1500 m di quota, le temperature sono elevate grazie alla compressione dell'aria nella campana anticiclonica vigente: va quindi perduto uno dei periodi dell'anno più favorevoli all'accumulo.

Anche il mese di maggio conferma questo trend: le piogge hanno la presentazione dei temporali estivi e la neve cade, sotto forma di rovescio, solo oltre i 2700-3000 m di quota. Le temperature sono mediamente alte sia al piano che a bassa quota in montagna, mentre il rilievo sommitale viene discretamente protetto dalla estesa nuvolosità. Il mese ha in effetti un andamento meteorologico assai variabile. La combinazione tra caldo, senza punte estreme (non si raggiungono i 30 °C in pianura), e precipitazioni locali frequenti porta alla rapida dissoluzione del manto nevoso al di sotto dei 2500 m di quota. Oltre i 2800 m, invece, si assiste a un modesto incremento dello spessore della neve deposta. Il mese di maggio si è quindi presentato come un prolungamento della fase di accumulo ma solo nei bacini di raccolta dei ghiacciai. Ancora una volta con l'esclusione di quelli orobici.

Il mese di giugno 2000 verrà ricordato come il più sfavorevole alla conservazione del manto nevoso degli ultimi anni: è infatti un mese tipicamente estivo, con alte temperature (+ 2 °C rispetto alla media in quasi tutte le stazioni) e scarse precipitazioni. In montagna nevica solo nei giorni 11, 24 e 25, per un totale di 15-20 cm, valore che rappresenta una piccola frazione della norma delle stagioni più recenti. Al piano e a bassa quota si ha qualche temporale in più, anche di forte intensità. Sotto il profilo termico, in pianura le temperature rimangono costantemente oltre i 27 °C, raggiungendo e superando i 30 °C tra il 19 e il 22 del mese. Proporzionalmente, in montagna fa ancora più caldo: si annoverano solo due gelate mattutine alla media quota nei giorni compresi tra il 25 e il 27.

Il risultato di questo andamento è la dissoluzione di gran parte dell'accumulo stagionale, complice anche la prima settimana di luglio, caldissima e umida. I giornali riportano valori di 33-34 °C a Milano: in effetti, in questo periodo, la temperatura dell'aria in pianura non supera quasi mai i 31 °C, risultando in definitiva solo di poco superiore alle medie climatiche. Ma il danno in alta montagna è comunque conclamato: già alla data del 4 luglio il sito del Monte Sobretta (3200 m di quota) risulta parzialmente libero da accumulo stagionale, come di norma accade solo alla fine del mese. A quote più basse, la neve scompare ancora prima (il 17 giugno alla stazione meteorologica di Vallaccia, 2600 m, Livignasco).

In definitiva, la stagione di accumulo è solo di poco più piovosa rispetto alla media dell'ultimo quindicennio, risulta più fredda quando non serve, cioè d'inverno, e nettamente più calda nel periodo cruciale per la trasformazione degli accumuli, la parte finale della primavera.

#### *B- STAGIONE DI ABLAZIONE*

Dopo il descritto esordio caldo e secco, il mese di luglio 2000 presenta un episodio meteorologico di straordinaria portata, sia alla luce del trend climatico degli ultimi anni sia in assoluto. Si tratta di un evento freddo che inizia il giorno 9 luglio con una forte gelata che si abbassa sino ai 2000-2200 di quota. Il giorno successivo si verificano lievi neviccate con limite inferiore a 2800-3000 m. Martedì 11 luglio un fronte assai attivo valica le Alpi, interessandole quasi per intero, e la neve imbianca i boschi: in Val d'Aosta 5-30 cm si depositano oltre i 2200-2500 m, in Valtellina la precipitazione è più consistente, con i 64 cm di Vallaccia e gli 80 della Vedretta Piana (zona sciistica del Passo dello Stelvio). Localmente si raggiunge e si supera il metro (100-120 cm stimati al Monte Sobretta). Le temperature crollano a livelli invernali e si mantengono basse sino a tutto il giorno 20.

Nei primi giorni di agosto il rilievo regionale appare quindi ancora in gran parte innevato al di sopra dei 2800-2900 m sui versanti settentrionali e oltre i 3000-3200 su quelli esposti a meridione, anche al di fuori delle superfici glaciali. Il giorno 4 di agosto inizia una replica dell'episodio dell'11 luglio, altrettanto eccezionale: tre giorni di precipitazioni continue (108 mm presso la stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva) e di temperature molto basse portano un altro metro di neve fresca sui monti e sui ghiacciai oltre i 3000 m di quota. Il limite inferiore delle neviccate si fissa mediamente attorno ai 2500 m, localmente scende anche più in basso (2250 m). A fine evento (6 agosto) l'aspetto delle montagne lombarde è di quelli da ricordare: bianco ovunque, con cornici sulle creste e attività di valanghe a lastroni nei bacini di accumulo. Solo dal giorno 10 iniziano a farsi sentire i moti dello scioglimento. La prima decade di agosto ci consegna quindi una situazione di forte recupero estivo del bilancio di massa annuale dei ghiacciai.

L'anticiclone delle Azzorre compie una fugace incursione tra l'8 e l'11 del mese, rapidamente scalzato da una cellula di alta pressione di matrice nord-africana. La bella neve estiva se ne va, dopo aver protetto dalla fusione, per oltre 1 mese, la



sottostante e scarsa copertura residua dell'invernata, fatto di per sé eccezionale. L'erosione di questa neve vecchia inizia, oltre i 3000 m, il giorno 13 agosto. Le due settimane successive sono caldissime: temperature elevate raggiungono anche le sommità di 3400/3500 m di quota, effetto tipico e devastante dell'aria calda africana, come dimostrato dalla comparsa di torrenti ablatori attorno ai 3200-3300 m, su aste mai osservate in precedenza. Dal giorno 24, senza che il quadro meteorologico si modifichi, si osservano le prime gelate poco sotto i 3000 m di quota. Questa fase termina il 27 agosto con una breve nevicata (5-10 cm oltre il 2900-3100 m). Il 31 agosto 20 cm di neve e temperature molto basse assestano un primo colpo alla stagione di ablazione, che però ha un sussulto nella settimana compresa tra i giorni 9 e 16 settembre, con una modesta ripresa dei fenomeni di scioglimento. L'imponente episodio nevoso del giorno 20 del mese coincide con il termine dell'estate. Dopo tale data, infatti, i ghiacciai non si scoprono più e anche gli apparati orobici, che giungono con le loro fronti sino ai 2000 m, vanno in fase di accumulo: dapprima parziale, tale alimentazione interessa l'intera loro superficie a partire dal giorno 30. In totale il mese di settembre ha portato circa 200 cm di neve fresca attorno ai 3000 m di quota, circa la metà a 2500 m.

#### ABSTRACT

Nelle Alpi Centrali italiane, l'anno idrologico 1999-2000 è stato caratterizzato da due fatti principali: una stagione di accumulo poco generosa e un andamento meteorologico estivo favorevole alla conservazione della neve vecchia alla media e alta quota (2700-4000 m). In effetti, all'inizio dell'estate, il residuo nevoso era assai scarso: i due episodi freddi estivi (9-11 luglio, 4-6 agosto) hanno mitigato l'andamento di un anno idrologico che andava facendosi disastroso per il bilancio annuale dei ghiacciai lombardi. Gli eventi meteorologici possono essere così riassunti: un mese di ottobre ricco di precipitazioni, una lunga, anche se parziale siccità invernale (novembre-marzo), una primavera piovosa ma calda (aprile-maggio), un mese di giugno dalle caratteristiche spiccatamente estive, un mese di luglio eccezionalmente fresco e nevoso, un mese di agosto nevoso nella prima metà e molto caldo nella seconda, un mese di settembre nella media termo-pluviometrica.

Parole chiave: *Alpi Centrali italiane, anno idrologico 1999-2000, andamento nivo-meteorologico*

The 1999-2000 hydrological year in the Italian Central Alps has been characterized by two main events, i.e. a little generous accumulation season and a summer weather course favourable to the preservation of the old snow at medium and high altitudes (2700-4000 m). At the beginning of summer, the residual snow cover was, in fact, very small; the two cold events (9-11 July, 4-6 August) mitigated the course of an hydrological year turning out to be disastrous for the annual balance of the glaciers in Lombardy. Amongst the most important events, one should mention the month of October, which registered considerable precipitation; a long though partial winter drought (November – March); a rainy though warm spring (April – May); the month of June with typical summer features; the month of July, which was exceptionally cool and snowy; the month of August, which was snowy in the first half and very warm in the second half, the month of September falling within the thermal-pluviometric average.

Key words: *Italian Central Alps, 1999-2000 hydrological year, snow-weather course*

Sur les Alpes Centrales Italiennes l'année hydrologique 1999-2000 a été caractérisée par deux événements principales : une saison d'accumulation défavorable et un cours météorologique d'été favorable pour la conservation de la neige vieille aux altitudes hautes et moyennes (2700-4000 m). En effet, au début de l'été, il y avait peu de neige restante, mais deux épisodes froids (9-11 juillet, 4-6 août) ont changé la marche de cette année hydrologique qui jusqu'alors semblait être l'une des pires pour le bilan de masse des glaciers de la Lombardie. Parmi les événements les plus importants on peut citer : le mois d'octobre très pluvieux, une longue, même si partielle, sécheresse de l'hiver (novembre-mars), le printemps pluvieux mais chaud (avril-mai), le mois de juin très chaud, le mois de juillet frais et neigeux, le mois d'août neigeux au début et très chaud dans la deuxième moitié, le mois de septembre avec des données moyennes au niveau thermo-pluviométrique.

Mots clés : *Alpes Centrales italiennes, année hydrologique 1999-2000, cours nivéon-météorologique*

## THE 1999-2000 HYDROLOGICAL YEAR ON THE ALPS IN LOMBARDY: SNOW-WEATHER NOTE

Within the 2000 Glaciological Campaign on the Italian Central Alps (Lombardia)  
By Servizio Glaciologico Lombardo and Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio  
In collaboration with: Stefano D'Adda, Mario Monfredini, Emiliano Zucchini, Carlo Lonardo, Giordano Elli, Margherita  
Maggioni, Eraldo Meraldi, Flavio Berbenni.

### 1 - THE SNOW-WEATHER COURSE: MAIN FEATURES

The 1999-2000 hydrological year at medium and higher elevations<sup>2</sup> on the Italian Central Alps has been characterized by two major events, i.e. the persistent inefficiency of the accumulation phase and an unusual summer weather course with alternating opposite events, which on the whole were favourable to the preservation of the snow-ice area. The winter season registered a long phase of dry weather, which has lately become a usual phenomenon carrying strong northern winds that swept away part of the important October supplies, the most abundant of the entire cold season (Photo 1). These supplies, which continuously involved only high mountains, had covered the mountains in Lombardia with a fairly good "basic" snow layer (on 8<sup>th</sup> November 125 cm with density 310 kg/m<sup>3</sup> at the site of Monte Sobretta). The comparison with the 1998-99 hydrological year points out a remarkable uniformity until the end of December, which turned to be a clear loss in the first two months of the year 2000 because of little winter snow but above all of the persistent winds. There was a partial recovery in the third ten days of March.

In April, following the frequent turning up of air coming from Africa (capable of dramatically raising the thermal zero) most of the snow-covered area was temporarily affected by washing-away rain creating a very good thick cover, which kept only above 2800 m. During the most generous period of the year of the past two seasons frequent precipitation produced therefore poor accumulation and little less favourable essential characteristics. The month of May, which started under the worst auspices, registered a good mass increase, though only at higher elevations.

At the end of spring the total of the snowfall during the 1999-2000 hydrological year was similar to the previous one (table 3), while the snow blanket measured on 2<sup>nd</sup> June at the site of Monte Sobretta was very heavy, almost 900 kg/m<sup>3</sup>, and fairly dense, about 500 kg/m<sup>3</sup>. On one hand these characteristics made the snow mass be the largest of the past three-year monitoring; on the other hand, considering the presence of crystals from melting and regelation (table 1 and fig. 3), they made it also very vulnerable to sun radiation, which is not a reassuring element for future projections. The mass, indeed, registered a disastrous decrease after being put to test by a summer kind of June.

*Photo 1: see page 84*

The warm and dry weather course of this month helped the melting of what was left at medium elevations and took away the snow cover on high mountains, thanks above all to the lack of night regelation, which is essential in this period of the year for the preservation of the old snow.

The simple comparison with the data of the two past hydrological years shows on one hand a slight increase of precipitation in the cold season (fig. 1 and table 3), but on the other hand it does not explain the

---

(\*) Servizio Glaciologico Lombardo: antonio.galluccio@libero.it – alma\_andre@libero.it – ilbonardi@yahoo.com – dosegu@libero.it; (\*\*) Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio: aineva@regione.lombardia.it

<sup>2</sup> on the basis of the considerations in terms of climate and glaciology by low alpine altitude it is meant the area located below 1800 m, by medium altitude that area between 1800 and 3000 m, finally by high altitude the area above 3000 m. This is a classification that follows the present weather conditions in the Alpine area: at higher elevations most of the catchment basin with direct feeding from glaciers can be found and therefore this is the area with the main residual snow accumulation; at medium elevations this accumulation is mostly temporary over the hydrological year and the ice masses here belong therefore only to ablation basins (except for those units of avalanche origin); at lower elevations the presence of snow of non-avalanche origin is temporary (snowfall only during the cold season) while the presence of glaciers is limited to a few cases (in Italy there are only three glacier tongues in this area: Brenva, Miage and Belvedere glaciers).

above-mentioned weather dynamics, which were clearly unfavourable to good accumulation<sup>3</sup>. At the beginning of summer the old snow cover registered an adverse balance everywhere and large ice areas were precociously affected by melting. In this period high mountains registered therefore those typical characteristics of the central part of August during a normal year. Such a quick melting (table 2) seriously hindered the formation of overlaid ice, which is typical of late spring.

The summer offered unusual weather scenarios: the snowfall on 9<sup>th</sup>-11<sup>th</sup> July was fundamental and it covered the skeletal glaciers in Lombardia with a soft blanket. The warm season underwent a crisis: in a very few occasions in the past thirty years such a sharp, deep and prolonged cooling of Northern Italy in the second ten days of the month was registered. The third ten days, too, registered only mild temperatures (in Milan the average of max temperatures was 26.9°C, about 3°C lower than the statistics), keeping most of this memorable summer snow on the ground. Between 4<sup>th</sup> and 6<sup>th</sup> August there was a snowfall as intense as the one in July (photo 2). On the whole the two weather events produced 2 meters of snow at 3000 m. The following thermal rise was slow and gradual. Glaciers started uncovering again between 11<sup>th</sup> and 13<sup>th</sup> August: The summer snow protection lasted on average between 34 and 36 days, while it lasted much shorter on Orobic.

*Tables 1 and 2: see page 85*

During the second ten days of August, the sudden arrival of an anticyclone from Northern Africa caused a new change in the seasonal course. A phase of scorching heat started, but although it lasted long (between 14<sup>th</sup> and 27<sup>th</sup> August) and it caused a lot of damage (the ice melting rate was 4 cm a day in these days, up to 6 cm between 22<sup>nd</sup>–27<sup>th</sup>), it could not completely waste the residual accumulation, which at the end seemed to be more considerable than the one of the past year. Ablation shortly started again in September (between 9<sup>th</sup> and 16<sup>th</sup>) and it did not substantially change this situation (another 17 cm of ice were lost on Sobretta). The snowfall on 20<sup>th</sup> August (about 1 m of snow), added up to the previous summer ones, made the pluviometric total of the hydrological year dramatically rise to 15 cm of new snow (table 3). Four hundred centimetres of summer hard supplies represented indeed an unusual figure; they helped the snow-ice balance, which at the beginning of summer seemed to be the worst one ever registered, but they could not bring it back to balance.

On a yearly basis, a 97 cm-thick layer of surface ice is lost at the two rods which are located in the ablation area at the site of Monte Sobretta and which are useful for the comparison with the past years (116 cm in 1999 and 172.5 in 1998) (fig. 4). Things changed at the rod number 0, located on the lower border of the glacier accumulation basin: it showed a decrease of only 22 cm against 93 cm in 1999. A few metres higher up the glacier surface kept poor residual accumulation for the first time since 1997. Even considering the usual differences between mountain sectors, the other snow check-up sites too indicated both lower values of melted ice surface and some cases of residual snow cover keeping until the season's end.

Taking these events into consideration, glaciers in Lombardia registered a loss decrease in terms of mass variations compared to the recent past. However, this is not valid for the mountain Orobic chain, which is rich in glaciers at lower and medium altitudes. It was indeed affected by the winter snow-weather course (above all in May), but it was protected by the summer one only in July. The effects of the hot phase occurred after 15<sup>th</sup> August were very negative; they in fact let the units which are not protected by the mountain register one of the worst years ever remembered.

If on one hand the past year can be filed with a mark which is only a little bit less negative than the past ones, on the other hand it can be even considered as a favourable year in some sites. This is the case of the higher basins, those located above 3200-3300 m, which received really considerable snow supplies: the phenomenon has often happened since 1992 and maybe it will trigger off locally favourable future dynamics.

*Photo 2: see page 86*

Ten-day summary of the snow-weather course from a snow-glacier point of view in the years 1997-98, 1998-99 and 1999-2000 on the Alps in Lombardia

The graph summarizes the registered ten-day atmospheric phenomena from a qualitative point of view. At the foot the symbols and criteria used for their attribution are explained. (*see figures in pages 86 and 87*)

<sup>3</sup> from a thermal point of view, in the past two years the station of S. Antonio di Valfurva shows a cooling trend in the winter season, which is not necessarily useful to the glaciers' balance (and moreover not confirmed by the data registered at other weather stations in Lombardia), and a similar course both of the average temperature during the hydrological year and of the summer one, that is however very irregular. Precipitation on a yearly basis is definitely increasing (the data related to the 1999-2000 hydrological year are relevant) (fig. 2).

## 2 - WEATHER CHRONICLE

### A - ACCUMULATION SEASON

On the Alps in Lombardia the 1999-2000 cold season at higher elevations began with almost 20 days delay compared to the average of the past twenty years. The stormy weather on 4<sup>th</sup> September carried snow only above 3000 m and was then followed by a definitely summer period (until 14<sup>th</sup>) which brought temperatures back to the standard August values. However, it made ablation restart. On this occasion, too, the peaks above 3500 m were not involved and they could therefore keep good snow conditions determining a clear altitude-dependent demarcation line. On 19<sup>th</sup> and 20<sup>th</sup> September particular atmospheric circumstances brought along rain again at higher elevations up to 3600 m. And what a rain. 80 mm (S. Antonio di Valfurva) to 320 mm (Val Gerola) of liquid precipitation were registered within 36 hours. The residual snow, but above all the uncovered ice areas (which on that date were estimated to cover almost 80% of the whole ice area in Lombardia) were seriously affected. In conclusion, September month was very rainy and seriously affected the regional ice cover, because the isotherm 0° had gone up to high altitudes for several days. The same occurred in August.

On 28<sup>th</sup> September it started snowing again and a little snowfall followed on 30<sup>th</sup>. These were short precipitation, which however managed to stop ablation on the glacier surface and to let the accumulation season start, as it was proved on 3<sup>rd</sup> October when the snowfall's limit was fixed at 1400 m. Temperatures, too, considerably decreased: in the mountain they remained low until 8<sup>th</sup> (minimum -10 °C), when, following a lukewarm phase, the snow kept both on the slopes in the shade and up to almost 3000 m on those on the sunny side. The third ten days of October registered very good humid supplies, the best ones in autumn, even though the snowfalls' limit noticeably varied; on 10<sup>th</sup> solid precipitation reached, indeed, the bottom of the valley (down to 1000 m), and afterwards (21<sup>st</sup> and 25<sup>th</sup> October) it gradually went up to 2700 m. With regards to precipitation the month ended with a reassuring overall figure, i.e. everywhere more than 100 mm. High mountains had therefore a good "basic" snow layer; the area located below 3000 m and the glacier in it showed a less remarkable amount of snow as a result of alternating rain and snow. The sector of Orobic, in particular, which is the lowest among the icy ones, could not register a particularly favourable beginning of the winter season.

November was dry (20 mm in S. Antonio di Valfurva) with periods of thermal inversion and frequent rushes of arctic or polar-sea air of northern or northwestern origin. The snow cover was therefore changed by the wind, which meant the partial erosion of those areas exposed to the wind and consequently a decrease in the accumulation thickness and a concentration of the deposits in the leeward niches. Two weather events must be mentioned: the one of 5<sup>th</sup> and 6<sup>th</sup> carrying little snow up to 1200 m, and the more remarkable one on 18<sup>th</sup> producing 10 cm of snow that whitened Bormio and many other villages located at the lower elevations. This had completely different effects on Central and Southern Italy, where snow and frost were extraordinary and caused damage and victims. On 27<sup>th</sup> November the following figures were registered at 700 m on Pietra di Bismantova in the Appennino Reggiano (Emilia Romagna Region): 30 cm of hard snow on the ground (residue of more than 80 cm of precipitation) and a morning temperature of -12° C. On 21<sup>st</sup> November the first sleet of the season occurred in Milan, but it was an event of little account, as the first morning frost in town happened the following day. The days between 26<sup>th</sup> November and 2<sup>nd</sup> December were characterized by high pressure with marked thermal inversion.

The first remarkable precipitation of December occurred on 10<sup>th</sup> when 30-60 cm of snow fell everywhere on the Alps in Lombardia and down to the piedmont areas; the same partially happened again (5-10 cm) on 14<sup>th</sup>. Northern currents were then predominant and carried wind (sometimes west wind) or partial overcast on Northern Italy and a humid and cold winter in the South of Italy. On 26<sup>th</sup> and during the night between 27<sup>th</sup> and 28<sup>th</sup> up to 30 cm of snow fell on the northernmost or external sectors of the Alps in Lombardia, even at lower elevations (500 m). These were carried by midday or north-western currents produced by the end part of the European hurricane of the century (causing tens of victims in France and Germany); warm winds blew on the flatland (27<sup>th</sup>-29<sup>th</sup> December) and snow fell where the cloudiness had gone beyond the watershed. Very strong winds blew for another two days sweeping away most of the cover that had been previously deposited at medium elevations (photo 1).

The weather in January was dry, except for one event on 22<sup>nd</sup> carrying little snow down to the flatland and the another one, a bit more considerable, on 31<sup>st</sup> producing almost 30 cm of snow only in Alta Valtellina. This evolution was caused by a great anticyclone (up to 1050 mbar on the British Isles) stopping for over a month, re-routing the turbulence and directing currents from N and NW to Northern Italy, which triggered off frequent Foehn. Between 23<sup>rd</sup> and 26<sup>th</sup> currents came from NE and therefore the coldest winter phase was registered (up to -12°C on the flatland, -27°C in Livigno).

In the first days of February fast currents from NW carrying phenomena of little account and west wind eroded the eastern border of the anticyclone. A short precipitation occurred on 2<sup>nd</sup>, but the rest of the month was completely dry, which confirmed the trend of the past ten years. Only the last day of the month (29.02) registered a remarkable snowfall (30 cm in Alta Valtellina), which was however immediately affected by strong northern winds. It was that windiness repeatedly registered over the whole month that caused serious damage to the snow blanket, above all in the most exposed areas. The site of Monte Sobretta lost February's accumulation and its pre-existing superficial layers were eroded.

The first half of March was completely dry with temperatures raising to 25°C on the flatland during 9<sup>th</sup> and 10<sup>th</sup>. The media, as usual, emphasized this a bit too much, as it was in actual fact the hundredth west wind event causing great warming which fortunately lasted shortly. On 15<sup>th</sup> irregularly distributed intermittent snowfalls were registered in the mountain. Between 18<sup>th</sup> and 25<sup>th</sup> the circulation of air underwent a slow but fundamental change; temperatures decreased a little bit (the max temperature in Milan was 21°C on 22<sup>nd</sup>) and a rainy phase put an end to that impressive drought of the first three months of the year 2000. After the first little relevant event on 23<sup>rd</sup> it started raining on 26<sup>th</sup> and it carried on until 29<sup>th</sup> even with short breaks. The snowfall in the night between 26<sup>th</sup> and 27<sup>th</sup> was particularly important; 100 cm of snow fell in a bit more than 4 hours at 3000 m in Valtellina (45 cm in Bormio). The hailstorm in Genova was epoch-making: it produced more than 40 cm on the ground. The event repeated on 31<sup>st</sup> with continuous rain on the flatland and little snowfalls in the mountain. Low pressure, preceded by an excessive alarm, arrived on the northern Tyrrhenian Sea on 2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> April. The sirocco gale brought strong precipitation to Northern Italy (and cool, 11°C on 3<sup>rd</sup> April in Milan) which had limited effects in the mountain, i.e. poor snowfalls. This event, which lasted 9 days, deposited on the whole about 200 cm of new snow at medium elevations on the mountains in Lombardia and helped improving the debit balance of the accumulation season.

Unfortunately April was not particularly favourable to the spring snow course. The thermal aspect, which was definitely above the average, equalled the frequent precipitation occurred over 6 events (2<sup>nd</sup>-4<sup>th</sup>, 9<sup>th</sup>-10<sup>th</sup>, 13<sup>th</sup>, 16<sup>th</sup>-18<sup>th</sup>, 23<sup>rd</sup> and 27<sup>th</sup>-29<sup>th</sup>) with an estimated total of 160 cm of new supplies. 1 to 2 °C more than the monthly average were registered at some stations (Vallaccia, Palù, Pantano d'Avio). This value reached even +5°C at the sites on the flatland. The snow blanket below 2000 m registered serious damage and sometimes it even disappeared. Higher up high temperatures made night frosts occur less often, which are usually essential for the survival of the snow during the intermediate season. From a weather point of view this month was indeed unusual, above all because of the presence of warm air masses from Africa. Under these circumstances the elevation-dependent thermal gradient decreased, which was very dangerous for the preservation of the snow blanket. Moreover, between 19<sup>th</sup> and 28<sup>th</sup> April, except for the short turbulence during the Easter weekend (23<sup>rd</sup> and 24<sup>th</sup> April) bringing the snow back down to 1500 m, temperatures kept high thanks to the air compression in the anticyclone. One of the best periods for accumulation was therefore lost.

May, too, gave confirmation of this trend; rain fell in the form of summer rainstorms and snow fell only above 2700-3000 m. Temperatures were on average high, both on the flatland and at lower elevations in the mountain, while high mountains were fairly protected by wide overcast. The month registered a very variable weather course. The combination of heat, without extreme peaks (it never reached 30°C on the flatland), and local frequent precipitation caused the quick melting of the snow blanket below 2500 m. On the contrary, a fairly good increase in the thickness of the deposited snow was registered above 2800 m. May therefore registered a prolonged accumulation phase but only in the catchment basins of the glaciers, once again with the exception of the glaciers in Orobie.

June 2000 was filed as the most unfavourable month of the past years for the preservation of the snow cover. It was, indeed, a typically summer month with high temperatures (+2 °C compared to the average at almost all stations) and poor precipitation. In the mountain it snowed only on 11<sup>th</sup>, 24<sup>th</sup> and 25<sup>th</sup> for a total of 15-20 cm, which represented only a small fraction of the usual amount in the past seasons. It rained a bit more and with more intensity on the flatland and at lower elevations. From a thermal point of view temperatures always kept above 27 °C on the flatland reaching and overcoming 30 °C between 19<sup>th</sup> and 22<sup>nd</sup> June. Proportionally it was warmer in the mountain; only two morning frosts were registered at medium elevations between 25<sup>th</sup> and 27<sup>th</sup>.



Most of the seasonal accumulation melted as a result of this weather course and of the first week of July, which was very hot and humid. Newspapers reported temperatures between 33-34 °C in Milan; nevertheless, air temperature on the flatland hardly overcame 31 °C in this period on the flatland, which was only a bit higher than the average. But the damage in the mountain was however very clear: on 4<sup>th</sup> July the seasonal accumulation at the site of Monte Sobretta (3200 m) had already partially melted, which normally happens at the end of the month. The snow disappeared even earlier at lower elevations (on 17<sup>th</sup> June at the weather station of Vallaccia, 2600 m, Livignasco).

The accumulation season has therefore been a bit more rainy compared to the average values of the past 15 years; it has been colder in winter, which is useless, and warmer at the end of spring, which is the crucial period for the transformation of the accumulation.

## B- THE ABLATION SEASON

After the above-mentioned warm and dry beginning, July 2000 registered an extraordinary weather event both from the point of view of the climatic trend of the past years and absolutely. It was a cold event starting with a strong frost down to 2000-2200 m on 9<sup>th</sup> July. The following day slight snowfalls occurred reaching 2800-3000 m. Tuesday, 11<sup>th</sup> July, a very active front overcame the Alps and the snow whitened the forests; 5-30 cm fell above 2200-2500 m in Val d'Aosta, while in Valtellina this snowfall produced 64 cm in Vallaccia and 80 cm at Vedretta Piana (skiing area at Passo dello Stelvio). More than one metre fell locally (100-120 cm estimated at Monte Sobretta). Temperatures went down to winter levels and kept low until 20<sup>th</sup>.

During the first days of August mountains in Lombardia appeared mostly covered with snow above 2800-2900 m on the northern slopes and above 3000-3200 m on those facing South, even outside the glacier surface. On 4<sup>th</sup> August something extraordinary like on 11<sup>th</sup> July happened; three days of continuous precipitation (108 mm at the weather station of S. Antonio di Valfurva) and of very low temperatures brought another metre of new snow on the mountains and on the glaciers located above 3000 m. The lower limit of the snowfalls was on average around 2500 m, locally even lower (2250 m). On 6<sup>th</sup> August mountains in Lombardy offered a memorable scenario: it was white everywhere, with snow ledges on the ridges and sheet avalanches in the catchment basins. Only from 10<sup>th</sup> the melting processes started. The first ten days of August registered therefore a strong summer recovery of the glaciers annual mass balance.

The Anticyclone of Azores made a quick raid between 8<sup>th</sup> and 11<sup>th</sup> but then it was swept away by high pressure coming from Northern Africa. The good summer snow went away after protecting the underlying poor residual winter snow from melting for more than a month, which was exceptional. The erosion of the old snow started on 13<sup>th</sup> August above 3000 m. The following two weeks registered very high temperatures even at 3400/3500 m, which is a typical destructive result of the warm African air, as it was proved by the presence of ablation streams at 3200-3300 m along routes never noticed before). From 24<sup>th</sup> the first frosts were noticed below 3000 m without any weather change. This phase ended on 27<sup>th</sup> August with a short snowfall (5-10 cm above 2900-3100 m). On 31<sup>st</sup> August 20 cm of snow and very low temperatures affected the ablation season, which partially recovered in the week between 9<sup>th</sup> and 16<sup>th</sup> September with fairly good melting processes. The great snowfall on 20<sup>th</sup> coincided with the end of summer. After this date, indeed, glaciers no longer uncovered and also the units of Orobic, whose snouts reached 2000 m, entered the accumulation phase, first partially and then involving the whole of their surface from 30<sup>th</sup>. September brought 200 cm of new snow at 3000 m, about 100 m at 2500 m.



## CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2000

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, Francesco Galluccio, Mario Monfredini, Mario Butti

*Nivometeorologia:*

Luigi Bonetti, Antonio Galluccio, Andrea Almasio, Luca Bonardi, Stefano D'Adda,  
Eraldo Meraldi, Flavio Berbenni, Alfredo Praolini, Giuseppe Cola, Mario Butti, Giordano Elli,  
Mario Monfredini, Emiliano Zucchini, Francesco Galluccio, Emanuele Congiu, Valerio Paneri,  
Margherita Maggioni

### ELENCO DEGLI OPERATORI CHE HANNO PARTECIPATO ALLA CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2000

Settore **SPLUGA-LEI**: E. Congiu, M. Felisa, J. Palermo, G. Ghielmi, P. Piccini, D. Affer, E. Paini; settore **CODERA-MASINO**: G. Elli, C. Lonardo, G. Grazzi, F. Rossini, C. Scolari, S. Zocchetti, P. Bassi, C. Gusmeroli, L. Trada; settore **DISGRAZIA-MALLERO**: V. Mariani, M. Butti, M. Urso, G. Stella, A. Almasio, G. Panza, P. Panza; settore **BERNINA**: V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, S. Alberti, G. Catasta, L. Catasta, M. Butti, D. Pasi; settore **SCALINO PAINALE**: M. Butti; settore **DOSDE'-LIVIGNO**: S. Ratti, F. Galluccio, A. Galluccio, A.C. Galluccio, E. Rezzonico, L. Bonetti, L. Bolognini, D. Salvatore, R. Messina, V. Bianchi, M. Maggioni; settore **ORTLES-CEVEDALE**: A. Galluccio, A. C. Galluccio, G. Cola, G. Casartelli (CGI e CSC del CAI), G. Catasta, L. Catasta, A. Pellegrini, P. Farioli, A. Grossi, L. Bolognini, L. Bonetti, S. Mauri, V. Bianchi, M. Maggioni; settore **OROBIE**: S. D'Adda, M. Butti, G. Di Gallo, F. Di Gallo, K. Gunnarson, M. Maggioni, F. Mocci, A. Meani, M. Merati; settore **ADAMELLO**: M. Monfredini, E. Zucchini, P. Caprara, F. Pelosato, A. Galluccio, M. Cozzi, G. Salvioni, L. Bonardi, M. Pala.

## AVVERTENZE PER LA LETTURA

### a - PARTE GENERALE

La parte generale contiene i dati complessivi di campagna (cap. 1), l'elenco dei ghiacciai-campione (cap. 2), l'analisi delle variazioni degli apparati controllati nell'anno (cap. 3) e il riepilogo relativo alle variazioni nel periodo 1990-2000 (cap. 4; tab. 4 e fig. 1). Riguardo a questi ultimi, la metodica integrata adottata dal Servizio Glaciologico Lombardo prevede che il giudizio sulla fase dinamica annuale del singolo ghiacciaio venga espresso sulla base delle evidenze morfologiche riscontrate, frutto delle osservazioni svolte sia alla fronte sia nel bacino di accumulo (osservazioni dirette, misure frontali, fotocartografia, rilievi nivologici): la terminologia è contenuta nella tab. 1. Inoltre, per uniformità con la metodica in uso nei riepiloghi nazionali del Comitato Glaciologico Italiano, vengono aggiunte la tab. 6 e la fig. 2 che illustrano le sole variazioni frontali dei ghiacciai (in questo caso, la fase dinamica corrisponde al segno algebrico: 0 m: *stazionario*; segno -: *in ritiro*; segno +: *in avanzata*). Segue un commento generale sull'andamento del glacialismo lombardo nell'anno idrologico 1999-2000 (cap. 5). Le modificazioni della copertura glaciale dei singoli settori montuosi vengono illustrate nella parte sistematica.

### b - TAVOLE DI RIEPILOGO (pag. 111-116)

Per il singolo ghiacciaio vengono indicati: il numero di catasto<sup>1</sup>, la data del rilievo, la variazione frontale media annua (tra parentesi è indicato l'anno di riferimento se diverso da quello precedente), la fase dinamica, la quota della snow-line (Q.s.l.), la quota minima della fronte (QMF), una breve nota di sintesi.

### c - PARTE SISTEMATICA

L'insieme delle rilevazioni eseguite è raccolto nelle tabelle di riepilogo. 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 fotografie di corredo.

TAB. 1 - INDICI SINTETICI UTILIZZATI PER DEFINIRE LA FASE DINAMICA ANNUALE DEI GHIACCIAI LOMBARDI E DELL'ALTO ADIGE: SIGLE E SIGNIFICATI

TAB. 1: SYNTHETIC INDEXES USED TO DETERMINE THE ANNUAL DYNAMIC PHASE OF THE GLACIERS IN LOMBARDBA AND IN ALTO ADIGE: ABBREVIATIONS AND MEANING

stazionario <i>unchanged</i>	<b>S</b>	Nessuna variazione morfologica significativa rispetto al controllo precedente. Neve vecchia abbondante <i>No relevant morphological variation compared to the previous check. Abundant old snow</i>
incremento lieve <i>slight growth</i>	<b>IL</b>	Neve vecchia su buona parte del ghiacciaio: lieve incremento del nevato rispetto all'anno precedente <i>Old snow on most of the glacier: slight increase of the firm compared to the previous year</i>
incremento moderato <i>moderate growth</i>	<b>IM</b>	Neve vecchia estesa all'intero corpo glaciale; fronte in progresso rispetto all'anno precedente <i>Old snow covering the whole of the glacier body; growing snout compared to the previous year</i>
incremento forte <i>considerable growth</i>	<b>IF</b>	Neve vecchia sull'intero corpo glaciale e anche sul terreno circostante; fronte in evidente avanzata <i>Old snow covering the whole of the glacier body and the surrounding area; clearly growing snout</i>
decremento lieve <i>slight shrinkage</i>	<b>DL</b>	Neve vecchia scarsa, ritiro della fronte; oppure fronte stabile ma modesta riduzione di spessore <i>Little old snow, shrinking snout; or unchanged snout but good thickness reduction</i>
decremento moderato <i>moderate shrinkage</i>	<b>DM</b>	Neve vecchia molto scarsa o assente, sicuro ritiro della fronte; riduzione di spessore e superficie <i>Very little or no old snow, certain snout shrinkage, thickness and surface reduction.</i>
decremento forte <i>considerable shrinkage</i>	<b>DF</b>	Neve vecchia assente, forte ritiro frontale, oppure fronte stabile ma riduzione di spessore e superficie <i>No old snow, great snout shrinkage, or unchanged snout but thickness and surface reduction</i>
incerto <i>uncertain</i>	<b>I</b>	Il segno della fase dinamica annuale è dubbio (per dati incerti, copertura morenica, altro) / <i>The sign of the annual dynamic phase is doubtful (because of uncertain data, morainic cover, other reasons)</i>
estinto / <i>extinct</i>	<b>E</b>	Estinto nell'anno in corso / <i>Extinct during the ongoing year</i>
estinto (conferma) <i>extinct (confirmed)</i> <sup>2</sup>	<b>EC</b>	Già estinto nell'anno/i precedente/i / <i>Already extinct in the previous year/s</i>
unità di nuova identificazione <i>newly identified unit</i> <sup>3</sup>	<b>neo</b>	Rinvenuta per la prima volta in assoluto o riconosciuta come a sé stante nell'anno in oggetto / <i>Identified for the very first time or recognized as independent unit in the ongoing year</i>
Forme glaciali minori <sup>4</sup> : serie 8000.0 (massa glaciale non catastabile: M.G.N.C.); serie 9000.0 (sito a potenzialità nivo-glaciale: S.P.N.G.). Per queste due serie la fase dinamica non viene indicata / <i>Minor glacial formations: series 8000.0 (glacier mass which cannot be registered in the cadastre: M.G.N.C.); series 9000.0 (site with snow-glacial capacity: S.P.N.G.). The dynamic phase is not indicated for these two series.</i>		

<sup>1</sup> vedi "Catasto dei Ghiacciai Italiani", CGI - CNR, 1961, aggiornato da "Ghiacciai in Lombardia", SGI, 1992.

<sup>2</sup> nel Settore Alto Adige le fasi dinamiche "estinto" ed "estinto conferma" vengono sostituite da "non esistente". / *in the sector Alto Adige the dynamic phases indicated as "extinct" and "extinct - confirmed" are replaced by "non-existent".*

<sup>3</sup> non utilizzato nel Settore Alto Adige. / *not used in the sector Alto Adige.*

<sup>4</sup> non utilizzate nel Settore Alto Adige. / *not used in the sector Alto Adige.*

## 1 - DATI GENERALI / GENERAL FIGURES (Tab. 2)

<b>Totale delle osservazioni compiute</b> <i>Total of checks carried:</i>  <b>278</b>	<b>GHIACCIAI OSSERVATI / CHECKED GLACIERS:</b>	<b>174</b>
	- ghiacciai esistenti al 1999 / <i>existing glaciers in 1999:</i>	172
	- unità di nuova identificazione (2000) / <i>newly identified units (2000):</i> <sup>5</sup>	2
	<b>ALTRE OSSERVAZIONI / OTHER CONSIDERATIONS:</b>	
	- gruppo dei ghiacciai estinti al 1999 / <i>group of extinct glaciers in 1999:</i>	12
	- forme glaciali minori / <i>minor glacial formations:</i>	14
	- effluenze del Ghiacciaio dell'Adamello / <i>outflows of the Adamello Glacier:</i>	6
	- ghiacciai sottoposti alla sola osservazione fotografica / <i>glaciers checked only through photographic monitoring:</i>	72

operatori impiegati: 58; numero delle giornate di rilievo: 196; numero totale delle inquadrature fotografiche: 602.  
*operators involved: 58; days for measurements: 196; pictures taken: 602.*

## 2 - ELENCO DEI GHIACCIAI CAMPIONE (aggiornamento 2001)

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.

*Variazioni 2000* (tra parentesi il gruppo di destinazione; se manca si intende che l'apparato esce dal campione):

- Gruppo I invariato. - Entrano ex novo: Pizzo Quadro Nord (III) e Cima Fontana Nord (III). - Escono dal Gruppo II: Cardonnè (IV). - Escono dal Gruppo III: Sivigia NE (II), Cima di Valbona N, Monte Rosso SE, Dosdè Centrale II (IV), Dosdè W (IV), Corna di Capra di Dentro, Crapinellin, Aviole (IV), Remulo, Druet, Foscere, Podavista, Coca Superiore, Bondone Inferiore.

<i>GRUPPO / group I (24 unità / units)</i>	<i>GRUPPO / group II (24 unità / units)</i>	<i>GRUPPO / group III (29 unità / units)</i>	
<b>SPLUGA-LEI</b>	01-Suretra Sud	01-Tambò Inferiore	
01-Ferrè	02-Cima Lago Ovest	02-Pizzo Quadro Nord	
<b>CODERA-MASINO</b>	03-Sivigia NE		
	04-Passo di Bondo		
02-Rasica Est	05-Pioda Sud		
<b>DISGRAZIA-MALLERO</b>	06-Predarossa	03-Cassandra Ovest	07-Passo di Chiareggio
03-Ventina	07-Cassandra Est	04-Cassandra Centrale	08-Cima di Rosso SE
04-Vazzeda	08-Disgrazia	05-Sassera	09-Cima di Rosso E
	09-Sissone	06-Punta Baroni	10-Pizzo Tre Mogge
<b>BERNINA-SCALINO</b>			
05-Scerscen Inferiore	10-Scerscen Superiore	11-Marinelli	
06-Caspoggio	11-Fellaria Est	12-Cima Fontana Nord	
07-Fellaria Ovest			
08-Scalino			
<b>DOSDÈ-PIAZZI-LIVIGNO</b>	12-Val Viola Est	13-Campaccio	16-Mine
09-Dosdè Est	13-Val Viola Ovest	14-Sasso Torto	
10-Campo Nord		15-Verva Maggiore	
<b>ORTLES-CEVEDALE</b>			
11-Vitelli	14-Zebrù	17-Platigliole	25-Passo Dosegù I
12-Castelli Ovest	15-Castelli Est	18-Cristallo Est	
13-Gran Zebrù	16-Rosole	19-M. Vecchia II	
14-Cedee	17-Col de la Mare I	20-Forà	
15-Palon de la Mare	18-Punta Pedranzini	21-San Giacomo Est	
16-Forni	19-Alpe Sud	22-San Giacomo W	
17-Tresero	20-Savoretta	23-Cerena	
18-Dosegù		24-Tresero SW	
19-Sforzellina			
<b>ADAMELLO</b>			
20-Pisgana Ovest	21-Pisgana Est	26-Avio Est	
21-Venerocolo		27-Miller	
22-Adamello (Effluenza Salarno)			
<b>OROBIE</b>	22-Lupo	28-Scais	
23-Marovin	23-Porola	29-Dente di Coca	
24-Trobbio Ovest	24-Trobbio Est		

*GRUPPO / group IV (9 unità / units):* Ponciagna; Val Lia; Cardonnè; Dosdè Centr. II; Dosdè W; Miniera; Campo; Avio Centrale; Aviole.

<sup>5</sup> si tratta dei ghiacciai 467.1 Val Lia E (per smembramento da 467.0 Val Lia) e 490.1 Zebrù Est (per smembramento da 490.0 Zebrù); tra le *forme glaciali minori*: 9410.0 Sasso di Conca SE, 8504.0 Pietre Rosse NE e 8608.0 Cornetto di Salarno. *these are: 467.1 Val Lia E (after breaking up of 467.0 Val Lia) and 490.1 Zebrù Est (after breaking up of 490.0 Zebrù); amongst the minor glacial formations there are: 9410.0 Sasso di Conca SE, 8504.0 Pietre Rosse NE and 8608.0 Cornetto di Salarno.*

<sup>6</sup> dichiarati estinti nell'anno del rilievo. / declared extinct in the year of measurement.

<sup>7</sup> dal 1996 accanto ai ghiacciai e ai glacionevai (dotati di numero di casaro), è stato istituito un indice particolare relativo alle forme glaciali minori, suddivise in siti a potenzialità neo-glaciale (S.P.N.G., serie 9000.0) e in masse glaciali non catalogabili (M.G.N.C., serie 8000.0). Si tratta di piccoli campi di ghiaccio, o di nevai, o di scedi di ghiacciai estinti per i quali non è possibile un inquadramento classificativo certo sulla base dei criteri vigenti. / in 1996 together with the glaciers and the glacionevai (which have a cadastre number) a particular index has been created, that refers to the minor glacial formations, divided into sites with small field of ice and/ or firm, or places boasting extinct glaciers which cannot be clearly classified on the basis of the current criteria.

<sup>8</sup> nel totale delle osservazioni non sono compresi i 109 apparati sottoposti a semplice controllo fotografico. / the 109 units checked only with photographic monitoring are not included in the total of checks.

<sup>9</sup> nel totale delle osservazioni non sono compresi i 72 apparati sottoposti a semplice controllo fotografico. / the 72 units checked only with photographic monitoring are not included in the total of checks.

Tab. 4 (legenda): - 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 percentuali; - 8: estinti nell'anno in esame, rispetto alla stagione precedente; - 9: ghiacciai identificati per la prima volta nell'anno in esame (escluse le forme glaciali minori); - 10: ghiacciai estinti precedentemente all'anno in esame; - 11: forme glaciali minori osservate (vedi nota 8) che non compaiono nelle colonne 8 e 10 (le unità di queste due colonne in effetti fanno parte delle forme glaciali minori; il numero aggregato viene posto tra parentesi); - 12: effluenze del Ghiacciaio dell'Adamello osservate; - 13: numero totale delle osservazioni: è dato dalla somma dei valori contenuti nelle colonne 2, 10, 11 e 12. (see next page).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
anno ghiacciai osservati	year checked glaciers	accertata negativa proven	variazione negativa proven	fase negativa proven	stazion. incerti	stazion. incerti	fase positiva estinti	nuova estinti prec.	estinti prev.	forme minori Adam.	effluen. minori Adam.	totale osserv. total of checks
1990	183	174	98	47	25	1	3	9	7	3	3	196
1991	163	158	91	41	24	0	2	5	11	9	5	188
1992	131	131	73	28	27	1	1	0	8	2	2	143
1993	162	160	84	51	22	2	1	2	10	2	1	175
1994	247	244	129	69	38	2	6	3	15	4	2	268
1995	190	186	99	59	26	1	1	4	5	2	4	201
1996	244	236	138	58	27	7	6	8	13	9	3	269
1997	211	206	99	70	16	18	3	5	14	16	5	246
1998	250	249	200	25	14	5	5	1	22	27	5	304
1999	131	131	116	8	5	0	2	0	6	7	3	147
2000	174	172	130	18	9	7	8	2	12	14	6	206

#### 4 - VARIAZIONI DEI GHIACCIAI LOMBARDI NEL PERIODO 1990-2000

VARIATION OF THE GLACIERS IN LOMBARDIA IN THE PERIOD 1990-2000

Unità osservate / Checked units:	172	%
Ghiacciai in decremento / Shrinking glaciers:	130	(75,6%)
Ghiacciai stazionari / Unchanged glaciers:	18	(10,5%)
Ghiacciai in incremento / Growing glaciers:	7	(4%)
Ghiacciai incerti / Uncertain glaciers:	9	(5,2%)
Ghiacciai estinti / Extinct glaciers <sup>6</sup> :	8	(4,7%)

#### 3- ANALISI DEI DATI DI VARIAZIONE / ANALYSIS OF THE VARIATION FIGURES (Tab. 3)

## 5 - ANNO IDROLOGICO 1999-2000: ANDAMENTO DELLA COPERTURA NIVO-GLACIALE DELLA LOMBARDIA

A. Galluccio, L. Bonardi

Le nevicate che si sono verificate il 9-11 luglio e il 4-6 agosto, seguite, soprattutto la prima, da più giorni caratterizzati da temperature molto fresche, costituiscono l'elemento cardine del bilancio nivo-glaciale lombardo nell'anno idrologico 1999-2000 che, senza questi episodi, sarebbe stato archiviato come uno dei peggiori del dopoguerra: agli inizi di luglio, infatti, la neve vecchia era talmente scarsa da farne ipotizzare la totale scomparsa già nella prima parte dell'estate, con effetti pesantissimi sulla copertura glaciale, tenuto conto anche dell'eccezionale fusione verificatasi poi nella seconda e terza decade di agosto.

E invece questa sorta di piccolo miracolo è avvenuto, in modo che il residuo nevoso è stato il più abbondante dell'ultimo quinquennio e tale da garantire, in qualche caso, condizioni favorevoli all'incremento della massa: alle 7 unità dichiarate ufficialmente in progresso (tab. 1) vanno aggiunti gli apparati in fase positiva (13) che non compaiono nel dato statistico in quanto sottoposti alla sola osservazione fotografica. In totale, quindi, sono 20 i ghiacciai e i glacionevati, quasi tutti di piccole dimensioni, che hanno mostrato un innevamento residuo esteso all'intera superficie e quindi un bilancio annuale stimabile come favorevole.

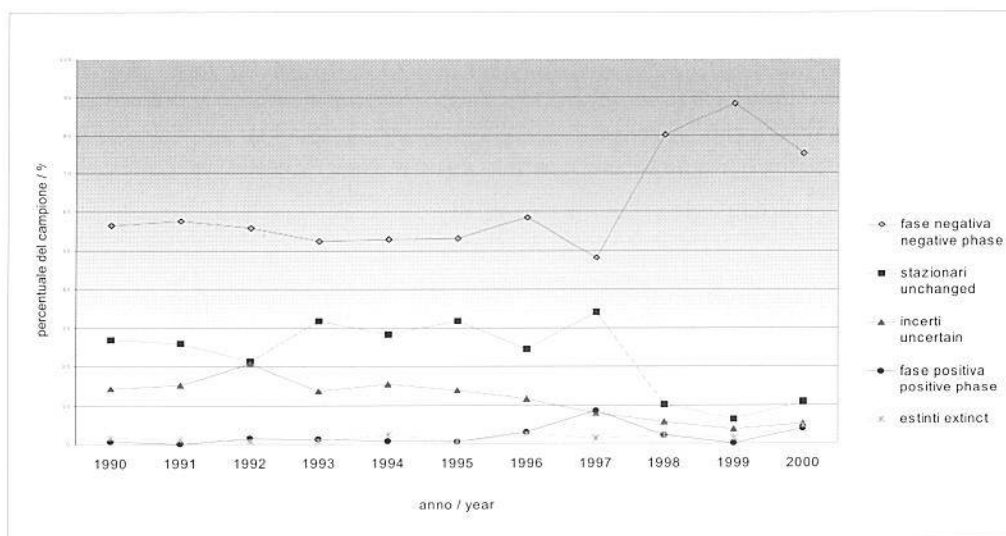


Fig. 1: riepilogo statistico percentuale delle variazioni del campione globale dei ghiacciai lombardi nel periodo 1990-2000. La fase dinamica viene valutata con un'analisi plurifattoriale (stima del bilancio di massa annuale; dati della tab. 4).

Fig. 1: per cent statistical summary regarding the variation of the sample glaciers in Lombardia in the period 1990-2000. The dynamic phase is examined through a multifactorial analysis (estimate of the annual mass balance; figures of tab. 4).

Tab. 4 (legend): - 1: year of measurement; - 2: total amount of glaciers with certain dynamic phase and of those checked for the first time in the year under examination (column 3 and 9); - 3: amount of glaciers with certain dynamic phase; - 4, 5, 6, 7: according to dynamic phase, with percentage; - 8: extinct in the year under examination, compared to the previous season; - 9: glacier identified for the first time in the year under examination (excluding the minor glacial formations); - 10: extinct before the year under examination; - 11: checked minor glacial formations (see note 8) which do not appear in column 8 and 10 (the units of these two columns belong in fact to the minor glacial formations; the aggregate number is in brackets); - 12: checked outflows of the Adamello Glacier; - 13: total number of checks obtained by summing up the values in the columns 2, 10, 11 e 12.

Questo riscontro, tanto percentualmente modesto quanto significativo, trova una conferma nella quota media della *snow-line*, risultata quest'anno più bassa che in passato, in qualche caso anche di una misura degna di nota<sup>10</sup> (tab. 5). In generale essa è comunque ancora troppo elevata ai fini del mantenimento delle attuali dimensioni delle masse glaciali. A livello dei singoli distretti montuosi, si può così segnalare il bilancio annuale lievemente favorevole del settore Disgrazia-Mallero<sup>11</sup>, caso unico e per ora isolato nell'ultimo decennio, e quello quasi conservativo del massiccio Cima Piazz-Dosdè.

settore montuoso <i>mountain sector</i>	quota media snow-line <i>average altitude of the snow-line</i> 1999	quota media snow-line <i>average altitude of the snow-line</i> 2000	variazione della quota in metri <i>variation of the altitude in metres</i>
Spluga-Lei	inesistente / <i>non-existent</i>	2850	in abbassamento / <i>lowering</i>
Codera-Masino	2910	2950	+ 40
Disgrazia-Mallero	inesistente / <i>non-existent</i>	2850	in abbassamento / <i>lowering</i>
Bernina	3160	3130	- 30
Scalino	inesistente / <i>non-existent</i>	3000	in abbassamento / <i>lowering</i>
Dosdè-Piazz	3100	2930	- 170
Livigno	3080	3000	- 80
Ortles-Cevedale	3220	3090	- 130
Adamello	3100	3000	- 100
Orobie	inesistente / <i>non-existent</i>	non valutabile / <i>non assessable</i>	-

Tab. 5: quota media della *snow-line* nei diversi settori montuosi della Lombardia alla fine delle estati 1999 e 2000. Il confronto tra le due annate è puramente indicativo in quanto, seppur di poco, il campione dei ghiacciai considerati varia di anno in anno.

Tab. 5: *average altitude of the snow-line in the different mountain sectors of Lombardia at the end of the 1999 and 2000 summer seasons. The comparison between the two years is purely an indication because the checked sample glaciers change year after year, even if a little bit.*

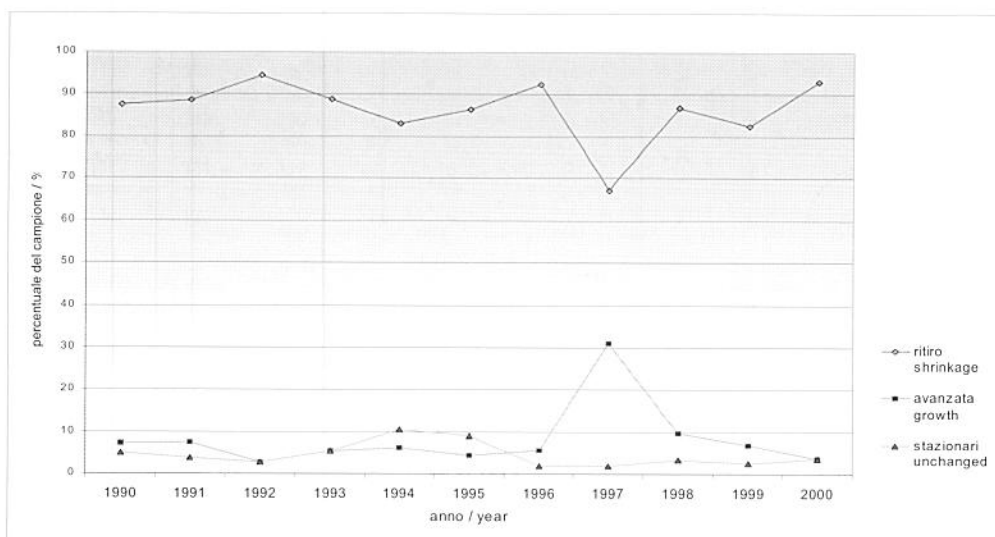


Fig. 2: grafico delle variazioni frontali dei ghiacciai lombardi nel periodo 1990-2000 (dati della tab. 6).

Fig. 2: graph of the snout variations of the glaciers in Lombardia in the period 1999-2000 (figures of table 6).

<sup>10</sup> nel biennio 1998-1999 la *snow-line* era posta invece talmente in alto (oltre i 3200-3300 m di quota) che alcuni settori montuosi ne rimanevano interamente al di sotto (Spluga-Lei, Disgrazia-Mallero, Scalino-Painale e Orobie)

<sup>11</sup> con l'esclusione del Ghiacciaio del Disgrazia, in fase di grandioso ritiro in quanto ancora troppo esteso per le attuali condizioni climatiche.



Per quanto detto, anche negli altri gruppi si riscontra un netto incremento della copertura nevosa residua rispetto al passato; questa diviene imponente negli ambiti glaciali d'alta quota, siti cioè oltre i 3300 m (ghiacciai di Fellaria Est, di Palon de la Mare e di Cedec, bacino orientale del Ghiacciaio dei Forni), dove il fenomeno si ripete ormai da quasi un decennio.

A questo andamento eccettuano il settore Codera-Masino, con un innalzamento della *snow-line* rispetto al 1999 che è però in parte dovuto alla variazione del campione dei ghiacciai considerati, e le Alpi Orobie che, dopo un inverno più avaro del solito (qui sono quasi del tutto mancati gli apporti nevosi di maggio), hanno particolarmente patito la fase calda di agosto. A causa della quota modesta del rilievo, questa ha potuto esprimere temperature torride per l'ambito glaciale locale, portando, sugli apparati meno protetti dall'orografia, alla totale scomparsa della neve vecchia e all'erosione del nevato pluriennale e del ghiaccio. Nei bui canaloni orobici, per fortuna, qualche residuo è pur rimasto, al punto che un apparato (Ghiacciaio di Pioda Superiore) ha fatto registrare una stima di bilancio positiva. L'annata è stata comunque assai negativa, soprattutto sul versante meridionale della catena.

anno	N. ghiacciai in ritiro	N. ghiacciai in avanzata	N. ghiacciai stazionari	N. totale ghiacciai misurati	% ritiro	% avanzata	% stazionari
year	Nr of shrinking glaciers	Nr of growing glaciers	Nr of unchanged glaciers	Nr of checked glaciers	% shrinkage	% growth	% unchanged
1990	35	3	2	40	87,5	7,5	5,0
1991	23	1	2	26	88,5	3,8	7,7
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	86,4	4,5	9,1
1996	48	3	1	52	92,3	5,8	1,9
1997	37	17	1	55	67,3	30,9	1,8
1998	53	6	2	61	86,9	9,8	3,3
1999	47	4	6	57	82,5	7,0	10,5
2000	53	2	2	57	93,0	3,5	3,5

Tab. 6: le variazioni frontali dei ghiacciai lombardi negli ultimi undici anni: la fase dinamica è espressa secondo il segno algebrico (vedi "Avvertenze per la lettura", par. A).

Tab. 6: the variations of the snouts of the glaciers in Lombardia over the past eleven years. The dynamic phase is expressed according to the algebraic sign (see "Reading instructions", par. A).

Sotto il profilo morfologico vanno segnalate alcune manifestazioni involutive che interessano i ghiacciai, o parti di essi, situati alle altitudini meno elevate, dove le alte temperature estive e le piogge dilavanti producono una disgregazione accelerata dell'elemento-ghiaccio. Per lo più si tratta di ambiti che, mancando di alimentazione nevosa e di trasferimento di massa da molti anni, in effetti possono essere considerati dei relitti; quando ancora attivi, essi giacciono comunque in una fascia altimetrica che non gode più di condizioni climatiche idonee alla sopravvivenza dei corpi glaciali. Ecco così svilupparsi forme epiglaciali inusuali, come i *calderoni del ghiacciaio* e altre cavità imbutiformi a largo raggio di incerta collocazione classificativa, *bédère* di una profondità mai osservata in precedenza, zone di collasso della superficie a forma di vasca o di solco longitudinale.

In fase di ampliamento, ma a volte già prossimi a colmarsi, sono i *laghi proglaciali* che, di forma e dimensioni molto variabili, si contano ormai in oltre un centinaio. Al di là del fatto che non compaiono nella cartografia ufficiale, riferita per la Lombardia agli inizi degli Anni Ottanta, e che quindi si offrono al visitatore come sorpresa naturalistica, questi specchi d'acqua costituiscono un cespite di ricerca scientifica che meriterebbe maggiori attenzioni, non solo da parte dello studioso dei ghiacciai ma anche dell'idrologo, del biologo e del limnologo.

In questi anni è inoltre concessa la rara e curiosa opportunità di osservare, sullo stesso ghiacciaio, la coesistenza dei segni di fasi opposte (incremento-decremento). Il fenomeno si

verifica su quei pochi grandi apparati di cui si è detto prima, quelli il cui il settore sommitale è in fase di incremento a monte di porzioni inferiori che non cessano di ritirarsi: è il caso, ad esempio, del Ghiacciaio dei Forni, la cui candida colata orientale, potentemente seraccata e in evidente espansione da alcuni anni, va a infrangersi su una lingua valliva smunta e annerita dalle morene.

Un altro aspetto assai significativo della attuale evoluzione del glacialismo è quello dei crolli glaciali, che il Servizio Glaciologico Lombardo segue dal 1995 mediante monitoraggio fotografico<sup>12</sup>. Nella fase odierna tali eventi possono essere ascritti a due situazioni principali:

- crolli glaciali di apparati in riduzione: ritiri imponenti, variazioni dei limiti perimetrali non frontali, fusione abnorme nel periodo estivo con lubrificazione del fondo roccioso sono solo alcune delle cause ipotizzabili, di certo accomunate dalle variazioni della statica (perdita dei punti di appoggio, frontali o laterali);
- crolli glaciali di apparati, o di loro settori, in progresso accertato o presunto: dalle prime osservazioni si evince che un aumento della velocità del flusso non è sempre dovuto a un incremento della massa; in alcuni casi, infatti, è probabile che le frane di ghiaccio si debbano a condizioni orografiche favorevoli, o a fattori climatici locali particolari, peraltro ambedue di difficile identificazione.

In totale sono 12 le sedi di crolli glaciali documentati (tab. 7), cui va aggiunto il seracco del ghiacciaio pensile della Parete Nord del Monte Disgrazia (Ghiacciaio del Disgrazia): nel mese di agosto ha prodotto una frana di notevoli dimensioni, della quale però non è pervenuta alcuna immagine.

Viene infine segnalato che, come già osservato sporadicamente nel 1998, alcune zone di ghiaccio morto coperto di morenico sono state oggetto di forte fusione, maggiore che sulle viciniori superfici glaciali scoperte, quasi una versione al negativo, o contraria, del fenomeno dell'*ablazione differenziale* (ghiacciai di Cassandra Est, del Sissone, del Passo di Chiareggio, del Palon de la Mare). E' possibile che tale anomala modalità ablativa si verifichi con l'instaurarsi di periodi prolungati di caldo torrido, con temperature molto elevate anche in quota, cosa che accade d'estate per l'avvento degli anticicloni di matrice nord africana. In simili condizioni, il mantello detritico, lungi dallo svolgere l'abituale ruolo protettivo, assumerebbe un gran quantità di calore, favorito in questo dalla mancanza di albedo della sua scura superficie, per trattenerlo in loco e poi cederlo al ghiaccio sottostante per più giorni, anche durante le ore notturne.

<b>ghiacciai in decremento</b> <i>shrinking glaciers</i>	<b>ghiacciai o settori sommitali in incremento</b> <i>growing glaciers/top sectors</i>	
	accertato / <i>checked</i>	presunto e/o per condizioni orografico-climatiche favorevoli <i>estimated and/or for favourable orographic-climatic conditions</i>
1-Rasica Est (fronte / <i>snout</i> )	1-Fellaria Est (seraccata / <i>seracs</i> )	1-Adamello (Effluenza di Corno di Salarno / <i>Corno di Salarno Outflow</i> )
2-Pizzo Torrone Est Superiore (fronte / <i>snout</i> )	2-Palon d. la Mare (effluenza W / <i>W Outflow</i> )	2-Adamello (Effluenza di Adamè / <i>Adamè Outflow</i> )
3-Dosegù (seraccata / <i>seracs</i> )	3-Pizzo Tresero Nord	3-Forni (parete N della Punta Cadini / <i>Northern wall of Punta Cadini</i> )
	4-Forni (colata Est / <i>eastern flow</i> )	4-Cerena (ramo di trasfluenza dal bacino dei Forni / <i>outflow branch of the Forni basin</i> )
	5-Cedec (parte sup. / <i>upper plateau</i> )	

*Tab. 7: ghiacciai lombardi sede di crolli glaciali dopo il 1995.*

*Tab. 7: glaciers in Lombardia subject to ice collapse after 1995.*

<sup>12</sup> vedi in proposito le ricostruzioni dei crolli frontali dei ghiacciai di Rasica Est e del Palon de la Mare in *Terra Glaciälis* n. 1, n. 2 e n. 3.

In conclusione, il miglioramento del bilancio di massa dei ghiacciai regionali registrato alla fine dell'estate del 2000 offre maggiori speranze nell'ottica della conservazione degli apparati lombardi ma non riesce certo a invertire l'andamento generale, sempre improntato a un marcato ridimensionamento volumetrico per effetto delle mutate condizioni climatiche. Il dato statistico relativo al campione globale (tab. 4 e fig. 1) e a quello delle variazioni frontali (tab. 6 e fig. 2) sottolinea l'univocità di questo processo dinamico. Sul primo gravano i riscontri di decremento della quasi totalità dei ghiacciai orobici<sup>13</sup>; il secondo risente del *tempo di risposta* delle fronti<sup>14</sup>: i regressi attuali, che in qualche caso raggiungono oggi i valori-record, sono infatti dovuti al grave deficit di bilancio degli Anni Novanta. Quest'ultimo non mancherà di mantenere una generale tendenza al ritiro frontale anche nelle prossime estati.

#### Abstract

Due importanti episodi nevosi verificatisi nell'estate del 2000 hanno risollevato le sorti dell'anno idrologico 1999-2000, che andava configurandosi come uno dei peggiori per il bilancio di massa dei ghiacciai lombardi. Si registra così un lieve rallentamento del ritmo di riduzione degli apparati, a lungo protetti dalla neve estiva, e un maggior residuo nevoso stagionale, come attesta l'abbassamento medio della *snow-line* di circa 100 m rispetto al 1999. I ghiacciai di bassa quota, accanto ai fenomeni tipici di una fase di forte regresso, mostrano forme epiglaciali inusuali, mentre assai diffusa è l'attività di crollo delle fronti, sia degli apparati in ritiro sia dei settori sommitali di alcune unità che, site oltre i 3200 m di quota, hanno continuato ad accumulare neve anche nelle annate recenti più sfavorevoli.

Parole chiave: *ghiacciai lombardi, campagna glaciologica 2000, snow-line*

Two major snowfalls occurred in the summer 2000 represent the key element of the 1999-2000 hydrological year, which otherwise would have been filed as one of the worst in the history of the glaciers mass balance. A slow down in the shrinking rythm has therefore been registered on the units which are protected by the summer snow for a long time, together with a larger quantity of seasonal residual snow, as proved by the average lowering of the snow line of about 100 m compared to 1999. The glaciers at lower elevations showed unusual epiglacial formations together with the typical phenomena of a strong shrinking phase, while the snouts very often collapsed both on the shrinking units and on the top sectors of some units above 3200 m of altitude, which kept on accumulating snow even during the recent unfavourable years.

Key words: *glaciers in Lombardia, 2000 glaciological campaign, snow line*

Pendant l'été de l'année 2000, deux importants épisodes de chutes de neige ont changé la marche de l'année hydrologique 1999-2000, qui jusqu'alors semblait être l'une des pires pour le bilan de masse des glaciers de la Lombardie. Les glaciers ont donc ralenti leur marche d'ablation, car la neige d'été les a protégés et on a enregistré une quantité supérieure de restes neigeux, confirmée par le limite de la neige (*snow line*) qui se situe plus en bas de presque 100 m par rapport au 1999. Les glaciers qui se trouvent à une basse altitude présentent des formes épiglaciales inusuelles, à côté de phénomènes typiques de la phase de recul. Il y a un fort écroulement des fronts, soit chez les glaciers en réduction, soit chez les secteurs plus hauts (au dessus de 3200 m d'altitude) qui ont eu de l'accumulation neigeuse même pendant les années récentes plus défavorables.

Mots clés : *glaciers de la Lombardie, campagne glaciologique 2000, limite de la neige*

<sup>13</sup> senza il folto gruppo degli apparati orobici in decremento, su base regionale la percentuale delle unità in fase negativa calerebbe quest'anno di circa il 15% rispetto al 1999.

<sup>14</sup> a parte le colate di grandi dimensioni (Adamello, Forni, Fellaria W e Fellaria E, Scerscen Inferiore, Scerscen Superiore, Ventina, Scalino, Vitelli, Dosegù e Cedec), le cui fronti reagiscono con latenze almeno decennali, il tempo di risposta medio della gran parte dei ghiacciai lombardi può essere stimato in 3-5 anni.

**2000 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN**

Sector: Italian Central Alps

*Scientific co-ordination, text preparation and data processing:*

Antonio Galluccio, Luca Bonardi

*Logistic-operative co-ordination:*

Giovanna Mainardi, Emanuele Congiu, Carlo Lonardo, Virgilio Mariani,  
Stefano D'Adda, Francesco Galluccio, Mario Monfredini, Mario Butti

*Snow-meteorology:*

Luigi Bonetti, Antonio Galluccio, Andrea Almasio, Luca Bonardi, Stefano D'Adda,  
Eraldo Meraldi, Flavio Berbenni, Alfredo Praolini, Giuseppe Cola, Mario Butti, Giordano Elli, Mario Monfredini, Emiliano  
Zucchini, Francesco Galluccio, Emanuele Congiu, Valerio Paneri, Margherita Maggioni

LIST OF OPERATORS WHO TOOK PART IN THE 2000 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN

Sector SPLUGA-LEI: E. Congiu, M. Felisa, J. Palermo, G. Ghielmi, P. Piccini, D. Affer, E. Paini; sector CODERAMASINO: G. Elli, C. Lonardo, G. Grazi, F. Rossini, C. Scolari, S. Zocchetti, P. Bassi, C. Gusmeroli, L. Trada; sector DISGRAZIA-MALLERO: V. Mariani, M. Butti, M. Urso, G. Stella, A. Almasio, G. Panza, P. Panza; sector BERNINA: V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, S. Alberti, G. Catasta, L. Catasta, M. Butti, D. Pasi; sector SCALINO PAINALE: M. Butti; sector DOSDE'-LIVIGNO: S. Ratti, F. Galluccio, A. Galluccio, A.C. Galluccio, E. Rezzonico, L. Bonetti, L. Bolognini, D. Salvatore, R. Messina, V. Bianchi, M. Maggioni; sector ORTLES-CEVEDALE: A. Galluccio, A. C. Galluccio, G. Cola, G. Casartelli (CGI e CSC del CAI), G. Catasta, L. Catasta, A. Pellegrini, P. Farioli, A. Grossi, L. Bolognini, L. Bonetti, S. Mauri, V. Bianchi, M. Maggioni; sector OROBIE: S. D'Adda, M. Butti, G. Di Gallo, F. Di Gallo, K. Gunnarson, M. Maggioni, F. Mocchi, A. Meani, M. Merati; sector ADAMELLO: M. Monfredini, E. Zucchini, P. Caprara, F. Pelosato, A. Galluccio, M. Cozzi, G. Salvioni, L. Bonardi, M. Pala.

READING INSTRUCTIONS

*a - GENERAL*

The general section contains the comprehensive data (chapter 1), the list of sample glaciers (chapter 2), the analysis of the variations of the units checked during the year (chapter 3) and the summary regarding the variations over the period 1999-2000 (chapter 4; tab. 4 and fig. 1). With regards to the latter ones, according to the integrated methodology used by Servizio Glaciologico Lombardo, the assessment of the yearly dynamic phase of the single units is expressed on the basis of the reported morphological features as a result of monitoring both at the glacier snout and in the accumulation basin (direct monitoring, measurement of the snout, photocartography, measurement of the snow). The terminology is listed in the tab. 1. Moreover, tab. 6 and fig. 2, which have been added to align with the methodology used by the Comitato Glaciologico Italiano in their national reports, show only the variations of the snouts (in this case, the dynamic phase corresponds to the algebraic sign 0 m = unchanged; - sign = shrinking; + sign = growing). General considerations on the development of glacialism in Lombardy in the hydrological year 1999-2000 will follow (chapter 5).

*b - SUMMARY TABLES (see tables pag. 111-116)*

The note on each glacier includes: the land register number<sup>1</sup>, the date of measurement, the yearly average variation of the snout (in brackets the reference year if different from the previous one), the dynamic phase, the altitude of the snow-line, the minimum elevation of the snout (QMF), a brief summary note.

*c - SYSTEMATIC PART*

All the measurements carried out are gathered in the summary tables and therein furnished with brief notes. The full text includes only the measurements of those glaciers showing either variations or particularly interesting phenomena. In most cases what is presented in the reports is then proved in the pictures added.

<sup>1</sup> see "Catasto dei Ghiacciai Italiani", CGI - CNR, 1961, updated by "Ghiacciai in Lombardia", SGI, 1992.

## 1 - GENERAL FIGURES

*Tab. 2: see page 101*

## 2 - LIST OF SAMPLE GLACIERS (2001 update)

*see list page 101*

The sample glaciers, the most interesting ones from a scientific point of view, are divided into groups on the basis of their glaciological importance (dimensions, length of the historical series of measurements, etc.). Group I and II include the main glaciers. All the units have at least one check sign at the snout. The only exception is represented by the group IV including glaciers which cannot be measured but which are certainly important.

*Variation in the year 2000* (in brackets the destination group: if it is missing, it means that the unit does not belong to the sample group).

- Group I: unchanged. New entries: Pizzo Quadro Nord (III) and Cima Fontana Nord (III).
- Out of Group II: Cardonnè (IV).
- Out of Group III: Sivigia NE (II), Cima di Valbona N, Monte Rosso SE, Dosedè Centrale II (IV), Dosedè W (IV), Corna di Capra di Dentro, Crapinellin, Aviolo (IV), Remulo, Druet, Fascere, Podavista, Coca Superiore, Bondone Inferiore.

## 3 - ANALYSIS OF THE VARIATION FIGURES

*Tab. 3: see page 102*

## 4 - VARIATION OF THE GLACIERS IN LOMBARDIA IN THE PERIOD 1990-2000

*Tab. 4: see page 102; legend: see page 103*

## 5 - 1999-2000 HYDROLOGICAL YEAR: DEVELOPMENT OF THE SNOW-ICE COVER IN LOMBARDIA

The snowfalls between 9-11 July and 4-6 August, which were followed, especially the first one, by some days registering very cool temperatures, represent the key element of the snow-ice balance in Lombardia during the 1999-2000 hydrological year. Without these events, the year would have been filed as one of the worst of the post-war years. At the beginning of July the old snow was in fact so little that one could assume it would completely disappear already in the first part of the summer, meaning serious damage to the ice cover considering the unusual melting during the second and third ten days of August.

This sort of small miracle came instead true and therefore the residual snow registered the most abundant amount of the past five years ensuring in some cases favourable conditions for the mass growth. The units registering a positive phase, (13), which are not included in the statistics because they were only photographed, have to be added to the 7 officially growing units (tab. 4). On the whole, 20 glaciers and glacierettes, having nearly all small dimensions, showed a residual snow cover on the whole surface and therefore a favourable annual balance.

*Fig. 1: see page 103*

This comparison, as moderate and relevant from a percentage point of view, is proved by the average altitude of the snow-line, which this year was lower than in the past, in some cases even with noteworthy differences<sup>2</sup> (tab. 5). In general, it was still too high to keep the present dimensions of the glacier masses. Considering the single mountain regions, the annual balance can be considered as slightly favourable in the sector Disgrazia-Mallero<sup>3</sup>, a unique and up to now isolated case in the past decade, and as preservative on the massif Cima Piazzzi-Dosedè.

*Tab. 5 e fig. 2: see page 104*

Considering what has been said, one can notice a clear enlargement of the residual snow cover compared to the past, which became huge in the glacial areas at high altitudes, i.e. above 3300 m, where the phenomenon occurs almost every year since a decade (Fellaria Est, Palon de la Mare, Cedec glaciers, eastern basin of the Forni Glacier).

This evolution leaves out the sector Codera-Masino registering a raising snow-line compared to 1999, which was due to the variation of the checked sample glaciers, and the sector of Alpi Orobie, which were particularly affected by the warm phase in August after an unusually poor winter characterized by a lack of snow supply in May. As the mountain is located at a moderate altitude, the warm phase that brought along torrid temperatures on the local glacial areas caused the total disappearance of the old snow and to the erosion of firn and ice, especially on those units which are less protected by orography. In the dark gorges of Orobie something fortunately remained so that one unit (Pioda Upper Glacier) registered a positive mass balance. The year has however been very negative, above all on the southern slope of the mountain chain.

*Tab. 6: see page 105*

<sup>2</sup> in the two years 1998-1999 the snow-line was instead located so high (above 3200-3300 m of altitude) that some mountain sectors were completely down below it (Spluga-Lei, Disgrazia-Mallero, Scalino-Painale and Orobie).

<sup>3</sup> excluding the Disgrazia Glacier undergoing a huge shrinkage as it was still too wide for the climatic conditions.



From a morphological point of view, one should point out some involutions involving those glaciers, or part of them, located at lower elevations, where the high summer temperatures and the washing-away rain produced the rapid disintegration of the ice. These are areas that can be considered as relicts, because they have lacked snow supplies and mass transfer for many years; when they were still active they were however located in an altimetric strip which no longer enjoyed the climatic conditions suitable for the survival of glacier bodies. So, unusual epiglacial formations started to develop, like the *calderoni del ghiacciaio* and other far-reaching, funnel-shaped cavities that are difficult to be classified; like the *bédière* characterized by an unusual depth or areas of surface collapse with the shape of a basin or of a longitudinal gully.

The proglacial lakes were enlarging, or sometimes even close to their filling in; they amounted to more than a hundred and their dimensions and shape varied a lot. Apart from the fact that they do not appear in the official cartography referring to Lombardia at the beginning of the 80s and that therefore they become a naturalistic surprise for the visitors, these stretches of water represent a source of the scientific research which should deserve more attention not only from the glacier researchers but also from the hydrologists, biologists and limnologists.

Moreover, over the past years one could notice something unusual and curious, i.e. the coexistence of opposite signs on the same glacier (growth-shrinkage). This phenomenon occurred on those above-mentioned few units whose top sector was growing above lower sectors which kept on shrinking. This happened for example on the Forni Glacier, whose spotless eastern flow with many large seracs, which has been growing for some years, dashed on a thin valley snout blackened by the moraines.

The Servizio Glaciologico Lombardo has been photographically monitoring the ice collapses since 1995, which represent another interesting aspect of the present evolution of glacialism<sup>4</sup>. At present these events can be ascribed to two main circumstances: a) ice collapse of shrinking units; huge shrinkage, variation of the external borders (not the terminal ones), abnormal melting during the summer season with lubrication of the rocky bottom are only some of the possible causes, which certainly have the variations of the statics in common (loss of the snout or lateral support); b) ice collapse of units, or part of them, registering a certain or estimated growth; from the first examinations one can understand that an increase of the flow speed is not always due to a mass growth; in some cases it is in fact probable that the ice landslide is due to favourable orographic conditions or to particular local climatic factors; however both are difficult to be identified.

On the whole there are 12 places of documented ice collapse (tab. 7) plus the serac of the hanging glacier on the Northern Wall of Monte Disgrazia (Disgrazia Glacier), which in August produced a huge landslide for which there are no pictures.

Finally, one should mention that, as already occasionally noticed in 1998, some dead ice areas covered by morainic ground underwent strong melting, more than on the nearest uncovered glacier surfaces; this represents almost the opposite version of the so-called *differential ablation* (glaciers: Cassandra Est, Sissone, Passo di Chiareggio, Palon de la Mare). This unusual ablative pattern may occur with the start of prolonged periods of torrid heat, characterized by high temperatures even at high altitudes following the arrival of the North African anticyclones in summer. Under these circumstances, the detrital mantle, far from playing its usual protecting role, takes a large quantity of heat thanks to the lack of albedo of its dark surface in order to keep it there and to then pass it onto the underlying ice for many days, even during the night.

*Fig. 7: see page 106*

In conclusion, the improved mass balance of the regional glaciers registered at the end of summer 2000 gives more hope in terms of preservation of the units in Lombardia but it cannot certainly reverse the general course, which is always characterized by a strong volumetric redimensioning as a result of the change in weather conditions. The statistics related to the whole sample (tab. 4 and fig. 1) and to that of the snout variations (table 3 and fig. 2) point out the unambiguousness of this dynamic process. The former is affected by the shrinking of almost all glaciers on Orobie<sup>5</sup>; the latter is affected by the *reaction time* of the snouts<sup>6</sup>.

The present shrinking, which in some cases has reached record values, is in fact due to the serious balance deficit of the 90s, which will keep a general shrinking trend also in the future summer seasons.

<sup>4</sup> in this regard see the reconstruction of the snout collapses of the glaciers Rasica Est and Palon de la Mare in *Terra Glaciális* n. 1, n. 2 and n. 3.

<sup>5</sup> leaving out the big group of the shrinking units on Orobie, the percentage of units undergoing a negative phase on a regional basis would decrease by 15% compared to 1999.

<sup>6</sup> apart from the large flows (Adamello, Forni, Fellaria W and Fellaria E, Scerscen Inferiore, Scerscen Superiore, Ventina, Scalino, Vitelli, Dosegù and Cedec), whose snouts react with a latency of at least a decade, the average reaction time of most glaciers in Lombardia can be fixed at 3-5 years.



CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2000 – SETTORE LOMBARDO - ELENCO DEI GHIACCIAI VISITATI						
2000 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN IN LOMBARDY – LIST OF THE CHECKED GLACIERS						
N° cat.	Unità glaciale	DATA	VAR. fronte snout variat.	fase din. ph.	QMF	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
N.	glacier unit	DATE			QMF	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
<b>SETTORE SPLUGA-LETI</b>						
364,0	PIZZO QUADRO NORD	8-set	NS	DL	2580	netta riduzione di spessore; placca isolata in destra-idrografica / evident thickness reduction; isolated stretch of ice at the hydrographic right (Piccini, Ghielmi)
365,0	PIZZO FERRE'	17-ago	- 10 (stima)	DM	2575	scomparsa la lingua valliva: fronte pensile / valley tongue disappeared; hanging snout (Congiu)
9001,0	CIMA SUD DI VAL LOGA	9-set		EC		nessun residuo nevoso / no residual snow cover (Paini, Affer)
367,0	VAL LOGA	9-set		DL	2850	2860 precedentemente smembrato in unità minori, si conserva oggi discretamente / previously broken up into minor units, it is now fairly well preserved (Congiu, Paini)
367,1	VAL LOGA NORD-EST	9-set		DF	2670	affioramento di barra rocciosa al centro, neve vecchia scarsa / emerging rocky bar in the centre, little old snow (Felisa, Affer, Paini, Congiu)
368,0	PASSO ZOCCONE	9-set		DL	2750	incremento del morenico e riduzione di spessore / moraine increase and thickness reduction (Felisa, Affer, Paini)
369,0	TAMBO'	9-set		S	2950	3000 buona copertura nevosa residua / good residual snow cover (Congiu, Paini)
370,0	TAMBO' INFERIORE	26-ago	+ 3.5	S	2745	2730 innnevamento residuo totale; riduzione della placca Sud ed estensione di quella Nord / total residual snowfall, shrinking of the southern stretch and growth of the northern one (Felisa)
371,0	SURETTA SUD	9-set	- 3	DL	2685	2800 in aumento il morenico, neve vecchia più estesa che nel 1999 / increasing moraine, old snow larger than in 1999 (Affer, Paini, Congiu)
372,0	ORSAREIGLS	9-set		IL	2690	ottimo accumulo nevoso residuo / very good residual snowfall (Ghielmi, Paini, Affer, Congiu)
372,1	PASSO SURETTA OVEST	9-set		DF	2540	grave riduzione volumetrica nella parte finale dell'estate / considerable shrinking at the end of summer (Affer, Paini, Congiu)
1004,0	CIMA DI LAGO OVEST	3-set	- 3.5 (dal 1938)	DL	2590	2780 lieve riduzione di spessore a tutte le quote / slight thickness reduction at all elevations (Palermo)
1005,0	PONCIAGNA	2-set		DM	2455	la fronte sembra non terminare più nel lago; discreto accumulo nevoso residuo / apparently the snout no longer ends into the lake, fairly good residual snow cover (Palermo)
8001,0	GUGLIE D'ALTARE SE	2-set			2800	inmutato rispetto al 1999 / unchanged compared to 1999 (Palermo)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 8000.0 Sito Q, 2966, 373.0 Morteo.						
<b>SETTORE CODERA-MASINO</b>						
376,0	SIVIGIA NORD-EST	24-ago	- 5.5	DM	2500	2800 diversa attività delle tre linee di flusso; nuovi affioramenti rocciosi / different activity of the three flow lines; new rocks emerged (Scolari, Elli, Rossini)
377,0	SIVIGIA SUD-EST	24-ago		DL	2550	innnevamento residuo assai scarso: conoidi di potenza ridotta / very little residual snow cover; cones of reduced strength (Elli)
8100,0	LADROGNO	23-ago		EC		cospicuo innnevamento residuo delle tre placche / remarkable residual snow cover of the three stretches (Elli)
387,0	CENGALO SUD-OVEST	25-ago		S	2940	innnevamento residuo diffuso; lieve riduzione della placca inferiore / large residual snowfall, slight reduction of the lower stretch (Zocchetti, Bassi)
389,0	GEMELLI	25-ago		DL	2960	nuovamente separate le due placche principali; neve vecchia consistente / the two main stretches separated again, thick old snow (Zocchetti, Bassi)
390,0	PASSO DI BONDO	25-ago	- 5.5	DM	2890	3000 distacco del peduncolo frontale; affievolimento della colata in dx-idrogr. / disjunction of the snout peduncle; thinning of the flow at the hydrographic right (Zocchetti, Bassi)
392,0	PIZZO DEL FERRO OVEST	8-set		S	2970	più esteso che nel biennio precedente per copertura nevosa / larger than in the past years in terms of snow cover (Scolari, Gusmeroli, Lonardo)
9101,0	PIZZO DEL FERRO SUP.	3-set				notevole espansione per vasto innnevamento stagionale / considerable growth as a result of abundant seasonal snowfalls (Lonardo, Scolari, Gusmeroli)
9100,0	PIZZO FERRO INFERIORE	16-set		EC	2760	di minime dimensioni / very small dimensions (Gusmeroli, Lonardo, Scolari)
8104,0	PLACCA DEL FERRO	16-set			3000	notevole ampliamento della superficie / considerable growth of the surface (Gusmeroli, Lonardo, Scolari)
393,0	PIZZO DEL FERRO CENTR.	16-set		DL	2800	2900 appiattimento della fronte; corpo di frana al centro / flattening of the snout; avalanche body in the middle (Gusmeroli, Lonardo, Scolari, Elli)
9102,0	TORRIONE DEL FERRO	16-set				placca superiore ingrandita, quella inferiore non esiste più / larger upper stretch, the lower one no longer exists (Gusmeroli, Lonardo, Scolari)
393,1	PIZZO DEL FERRO EST	26-ago		DL	3050	3050 riduzione nel settore destro-idrografico; buon innnevamento residuo / shrinkage of the right-hydrographic right; good residual snow cover (Scolari, Gusmeroli)
8106,0	PIZZO DEL FERRO VIII	8-set			3160	innnevamento residuo completo / full residual snow cover (Scolari)
394,0	QUALIDO	16-set		S	2970	contrazione sul bordo laterale dx; innnevamento residuo completo / shrinkage on the right lateral border; full residual snow cover (Scolari, Gusmeroli)
395,0	ZOCCA SUD	2-set		DF	2650	grave involuzione: solo il conoide centrale si mantiene compatto / remarkable involution: only the central cone is still solid (Grazzi, Lonardo)
396,0	ZOCCA EST	2-set		DF	2580	notevole ridimensionamento: apparato residuale / considerable redimensioning: residual unit (Grazzi, Lonardo)
399,0	RASICA EST	16-set	- 20 (stima)	DF	2810	2850 massa glaciale instabile: crolli; vasto innnevamento residuo / unstable glacier mass: collapses, large residual snowfall (Grazzi, Lonardo, Gusmeroli)
9103,0	RASICA EST SUPERIORE	3-set			3090	in fase di riduzione; discreto innnevamento residuo / shrinking phase; fairly good residual snow cover (Grazzi, Lonardo, Gusmeroli)
399,1	PIZZO TORRONE W SUP.	23-set		S	3170	3170 nessuna variazione morfologica; coperto di neve fresca / no morphological variation: covered with fresh snow (Trada)
400,0	PIZZO TORRONE OVEST	16-set		DL	2830	2900 lobi frontali in deciso ritiro; neve vecchia estesa / clearly shrinking snout's lobes, wide old snow cover (Gusmeroli, Lonardo, Scolari)
401,0	PIZZO TORRONE EST	16-set		DF		ghiacciaio nero coperto parz. dai detriti della frana di ghiaccio di agosto / black glacier partially covered with the drift of the ice landslide in August (Elli, Gusmeroli)
401,1	PIZZO TORRONE EST SUP.	16-set		DF	2950	2980 l'11 ago 2000 ha generato una notevole frana di ghiaccio; fronte instabile / on 11 Aug 2000 it triggered off a considerable ice landslide; unstable snout (Elli, Gusmeroli)

N° cat.	Unità glaciale <i>glacier unit</i>	DATA <i>DATE</i>	VAR fronte <i>snout variatio.</i>	fase din. <i>din. ph.</i>	QMF	QMF	snow line <i>snow line</i>	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
407,0	PIODA SUD	17-set	-6	DF	2780	2950		frane sulla superficie; innnevamento discreto <i>landslides on the surface; fairly good snowfall (Elli, Grazi, Lonardo, Gusmeroli)</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 391.0 Passo di Bondo Inferiore								
<b>SETTORE DISGRAZIA-MALLERO</b>								
408,0	PREDAROSSA	1-set	-3	DL	2615	2850		ottimo residuo nevoso; netto rallentamento del ritiro a tutte le quote <i>very good residual snow cover; evident slowing down of the shrinkage at all altitudes (Urso)</i>
409,0	CORNA ROSSA	1-set		IL	3000	3000		completa e potente copertura nevosa residua; bilancio positivo <i>full and strong residual snow cover; positive balance (Urso)</i>
409,5	CORNI BRUCIATI V	17-set		E				estinto: residuano un conoide nevoso e placche di ghiaccio morto sepolto <i>extinct: a snow cone and stretches of buried dead ice remain (Mariani)</i>
410,0	CASSANDRA OVEST	17-set	-7	DM	2780			in fase di dissoluzione / in a weathering phase (Mariani)
410,1	CASSANDRA CENTRALE	17-set	+2	IL	2930	2930		lieve incremento di spessore; innnevamento residuo completo <i>slight thickness increase; full residual snow cover (Mariani)</i>
411,0	CASSANDRA EST	17-set	-13	DM	2740	3120		il settore terminale è ormai costituito da ghiaccio morto; buon innnevamento residuo <i>the terminal sector is now formed by dead ice; good residual snow cover (Mariani)</i>
412,0	SASSERSA	10-set	-5	DL	2690			modesta copertura di neve vecchia / small old snow cover (Urso)
413,0	ORSERA	7-set		E				estinto: non si nota alcun residuo nivo-glaciale / extinct: no snow-ice residual cover (Mariani)
414,0	CIMA DEL DUCA	29-ago		DM	2630	2640		piccolo ghiacciaio nero di cui la sola parte inferiore sembra essere ancora attiva <i>small black glacier, whose lower part only seems to be still active (Almasio)</i>
415,0	PIZZO RACHELE	6-set		S	2590			l'apparato è coperto dal più esteso innnevamento residuo dell'ultimo decennio <i>the unit is covered with the largest residual snow cover of the past decade (Mariani)</i>
416,0	VENTINA	23-set	-20,5	DF	2220	2770		molta neve vecchia sulle pareti; rallenta il ritiro della colata NW <i>a lot of old snow on the walls; the snout retreat is slowing down (Mariani, Stella,Lojacono)</i>
419,0	DISGRAZIA	9-set	-27	DF	2385	2720		prosegue la grandiosa involuzione della fronte; buon innnevamento residuo <i>the great involution of the snout is going on; good residual snow cover (Mariani)</i>
420,0	PUNTA BARONI	9-set	-3	DL	2590	2720		lieve contrazione della massa; discreto innnevamento residuo <i>slight mass shrinking; fairly good residual snow cover (Mariani)</i>
421,0	PASSO DI CHIAREGGIO	9-set	-4	DL	2525	2730		ottimo residuo nevoso stagionale / very good seasonal residual snow cover (Mariani)
422,0	SISSONE	9-set	-12	DM	2625	2810		riduzione di spessore in sinistra-idrografica e alla fronte; buon innnevamento residuo / thickness reduction at the hydrographic left and at the snout; good residual snow cover (Mariani)
423,0	CIMA DI ROSSO SUD-EST	9-set	-12	DL	2870	2930		bilancio annuale probabilmente vicino all'equilibrio <i>annual balance probably close to balance (Mariani)</i>
424,0	CIMA DI ROSSO EST	9-set	-10	DL	2745	2800		coperto per l'80% della superficie da neve vecchia <i>80% of the surface is covered with old snow (Mariani)</i>
425,0	VAZZEDA	6-set		DL	2750	2930		ritiro frontale e riduzione di spessore; buon innnevamento residuo <i>snout retreat and thickness reduction: good residual snow cover (Mariani)</i>
426,0	CIMA DI VAL BONA NORD	30-ago		DL	2800			privo di neve vecchia / no old snow (Almasio)
427,0	MONTE ROSSO SUD-EST	30-ago		DL	2820			neve vecchia sul 50% della superficie; in ulteriore assottigliamento <i>old snow covering 50% of the surface; further thinning (Almasio)</i>
431,0	PIZZO DELLE TRE MOGGE	6-set	-11,5	DL	3000	3150		bacino di accumulo totalmente innnevato; rimaneggiamento della fronte <i>accumulation basin completely covered with snow; rearrangement of the snout (Mariani)</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 409.1 Corni Bruciati I, 409.2 Corni Bruciati II, 9200.0 Corni Bruciati III, 409.5 Corni Bruciati V, 411.1 Cassandra Superiore, 417.0 Canalone della Vergine, 418.0 Pizzo Ventina, 431.1 Sassa d'Entova								
<b>SETTORE BERNINA</b>								
432,0	SCERSCEN INFERIORE	5-set	-10 (dal 1997)	DL	2570	3000		modesto ritiro frontale; discreta estensione della neve vecchia <i>little snout retreat; fairly good extension of the old snow (Paneri, Peja, Rosa, Butti)</i>
433,0	SCERSCEN SUPERIORE	3-set		DF	2530	3050		ottimo innnevamento dei campi alti; grave involuzione delle due colate / very good snow cover of the upper fields; remarkable involution of the two flows (Alberti, Butti, Mariani)
435,0	CASPOGGIO	5-set		DF	2650	2900		lingua terminale sottile; innnevamento più esteso che nel 1999 <i>thin terminal tongue; snow cover larger than in 1999 (Paneri, Peja, Rosa, Pasi)</i>
435,1	CIME DI MUSELLA	5-set		E				estinto: ghiaccio residuale non più visibile <i>extinct: residual ice no longer visible (Paneri, Peja, Rosa, Pasi)</i>
436,0	SASSO MORO NORD-EST	2-set		DL	2860			è ancora un ghiacciaio, pur se di minime dimensioni <i>it is still a glacier, though with very small dimensions (Alberti)</i>
437,0	SASSO MORO NW I	2-set		DF	2920			corpo glaciale concavo e in iniziale ricoprimento morenico <i>concave glacier body, which is being covered by a moraine (Alberti)</i>
437,1	SASSO MORO NW II	2-set		E				estinto: placca di ghiaccio morto semiseppolta nei detriti / extinct; stretch of dead ice semi-buried in the drift (Alberti)
438,0	BOCCHETTA CASPOGGIO	2-set		DM	2900			due subunità molto piccole e disgiunte / two very small disjointed subunits (Alberti)
439,0	FELLARIA OVEST	29-ago	-18	DF	2550	3150		involuzione della lingua, con nuove forme epiglaciali; neve vecchia estesa <i>tongue involution, with new epiglacial formations; wide old snow cover (Catasta, Butti)</i>
440,0	FELLARIA EST	29-ago	-7,5	DL	2560	3300		riduzione della colata di trasfluenza posta sulla sin. del salto roccioso mediano <i>reduction of the colata di trasfluenza located left of the medial rocky drop (Catasta, Butti)</i>
440,1	FELLARIA SUPERIORE I	6-set		S	3220	3220		ottimo innnevamento residuo / very good residual snow cover (Paneri)
440,2	FELLARIA SUPERIORE II	6-set		IL	3120	3120		ottimo innnevamento residuo; ampliamento della superficie <i>very good residual snow cover; enlargement of the surface (Paneri)</i>
441,0	VARUNA	9-set		DL	2920			scarse variazioni, privo di neve vecchia / slight variations; no old snow (Butti)
441,1	CIMA FONTANA NE	9-set	NS	DF	2840			placca residuale destinata a rapida involuzione / residual stretch on its way to involution (Butti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 439.1 Fellaria Centrale, 9300.0 Cima Fontana.								

N° cat.	Unità glaciale <i>glacier unit</i>	DATA <i>DATE</i>	VAR. fronte snout variati.	fase din. ph.	QMF <i>QMF</i>	snow line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
<b>SETTORE SCALINO-PAINALE</b>							
443,0	PIZZO SCALINO	11-set		DM	2585	3000	neve vecchia un poco più abbondante che nel 1999; lieve riduzione di spessore <i>old snow slightly more abundant than in 1999; slight thickness reduction</i> (Butti)
445,0	PAINALE NW	11-ago		DM	2600		grave involuzione volumetrica / <i>considerable volumetric involution</i> (Butti)
446,0	PAINALE SW	11-ago		DL	2820		nessuna variazione significativa / <i>no relevant variation</i> (Butti)
449,0	CORTI	11-ago		X	n.v.		fase dinamica di difficile definizione, non certo positiva <i>dynamic phase cannot easily be determined, but it is definitely not positive</i> (Butti)
9302,0	CAMOSCI	11-set		EC			zone di collasso del morenico suggeriscono la presenza di ghiaccio residuale sepolto <i>areas of morainic collapse suggest the presence of buried residual ice</i> (Butti)
453,0	CIMA DI FORAME NORD	11-set		X	n.v.		residui di valanga / <i>rests of avalanches</i> (Butti)
454,0	PASSO DI VAL MOLINA	11-set		X	n.v.		fase dinamica di difficile definizione, non certo positiva <i>dynamic phase cannot easily be determined, but it is definitely not positive</i> (Butti)
455,0	PAINALE NE	11-set		S	2700	2700	completamente coperto di neve vecchia / <i>completely covered with old snow</i> (Butti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 9303.0 Cima di Forame NE							
<b>SETTORE DOSDE'-PIAZZI</b>							
9410,0	SASSO DI CONCA SW	25-ago		neo			possibile presenza di ghiaccio al di sotto della falda detritica di testata <i>possible presence of ice under the head drift layer</i> (Galluccio A.)
462,0	CAMPACCTO	15-set	-33	DF	2715		grave involuzione; ha abbandonato del tutto il fondo del circo <i>remarkable involution; it completely left the bottom of the cirque</i> (Bonetti)
463,0	SASSO TORTO	15-set	-7	DM	2696		notevole contrazione annuale per scarsità del residuo nevoso di origine valanghiva (Bonetti) <i>considerable annual shrinkage as a result of poor residual snowfall of avalanche origin</i>
9401,0	MOTTI	15-set		EC			buona alimentazione dei conoidi / <i>good feeding of the cones</i> (Bonetti)
466,0	RINALPI	26-ago		DM	2720		ulteriore riduzione di spessore; residuo nevoso discreto <i>further thickness reduction; fairly good residual snow cover</i> (Galluccio A.)
467,0	VAL LIA	26-ago		DM	2615	2950	modesto ritiro frontale ma riduzione di spessore; buon innevamento residuo <i>slight snout retreat but thickness reduction; good residual snow cover</i> (Galluccio A.)
467,1	VAL LIA EST	26-ago		neo	2880	2910	il settore E di 467.0 è un apparato a sé stante; buon innevamento stagionale (the eastern sector of 467.0 is an independent unit; good seasonal snowfall) (Galluccio A.)
468,0	CARDONNE'	26-ago		DF	2480	2922	involuzione del ramo E; ricostituzione della parete N di Cima Piazzì <i>involution of the eastern branch; the northern wall of Cima Piazzì forms again</i> (Galluccio A.)
471,0	VERVA MAGGIORE	30-ago		DM	2750		scompare il glacionevalto anteposto alla fronte <i>the glacierette located before the snout has disappeared</i> (Rezzonico)
473,0	DOSDE' EST	17-set		DL		2900	buon residuo nevoso; rallentamento della involuzione / <i>good residual snow cover; slowing down of the involution</i> (Ratti, Salvatore, Messina, Galluccio F.)
474,1	DOSDE' CENTRALE II	17-set		DL	2640	2800	si ricostituisce il settore glacializzato di testata <i>the glacialized head sector forms again</i> (Ratti, Salvatore, Messina, Galluccio F.)
475,0	DOSDE' OVEST	17-set		S	2720	3120	nessuna variazione morfologica ulteriore <i>no further morphological variation</i> (Ratti, Salvatore, Messina, Galluccio F.)
476,0	VAL VIOLA EST	17-set	-1	DL	2790	2900	discreto residuo nevoso; crollo di grotta glaciale <i>fairly good residual snow cover; collapse of the glacial cave</i> (Ratti, Salvatore, Messina)
477,0	VAL VIOLA OVEST	17-set	-1	DM	2830	2970	lieve riduzione di spessore; discreto residuo nevoso <i>slight thickness reduction; fairly good residual snow cover</i> (Ratti, Salvatore, Messina)
477,1	CIMA DUGORALE	17-set		X	2670		fase dinamica non valutabile; è un ghiacciaio nero <i>dynamic phase cannot be determined; it is a black glacier</i> (Ratti, Salvatore, Messina)
8400,0	CORNO DOSDE' SUP.	9-set				2980	se ne conferma la persistenza; nessuna variazione importante <i>its presence is confirmed; no relevant variation</i> (Bianchi)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 461.0 Redasco, 472.0 Passo dei Sassi Rossi W, 474.0 Dosde' Centrale I, 474.2 Cima di Lago Spalmo W, 474.3 Cantone di Dosde' I, 474.4 Cantone di Dosde' II, 475.1 Dosde' Inf., 478.0 Corno di Dosde', 9403.0 Foscagno							
<b>SETTORE LIVIGNO</b>							
988,0	PIZZO FILONE SE	19-ago		X	n.v.		sede presunta occupata da residuo di valanga <i>estimated seat occupied by the rests of an avalanche</i> (Galluccio A.)
989,0	PIZZO ZEMBRASCA	2-set		E			estinto: ridotto a un ammasso di residui di valanga <i>extinct; it is now only a mass of avalanche rests</i> (Marzorati, Molteni)
990,0	MINE SUPERIORE	2-set		DF	2940		grave assottigliamento ulteriore / <i>further remarkable thinning</i> (Marzorati, Molteni)
991,0	MINE	2-set	-39 (dal 1998)	DF	2680	2910	va scomparendo il settore sx-idrogr. della fronte; neve vecchia scarsa <i>the snout sector at the hydrographic right is disappearing; little old snow</i> (Marzorati, Molteni)
991,1	MINE INFERIORE	2-set		DF	2650		grave contrazione: prossimo a estinguersi <i>considerable shrinkage; close to become extinct</i> (Marzorati, Molteni)
992,0	CORNA CAPRA (DENTRO)	2-set		DF	2750		si riduce sul bordo sx, sia nel settore sup. sia in quello del lago in roccia / <i>it shrinks on the left border, both in the upper sector and in the one of the lake into the rock</i> (Marzorati, Molteni)
995,1	VAL NERA CENTRALE	22-ago		DM	n.v.		le due subunità di cui è composto sono sepolte nel detrito <i>the two subunits forming it are buried in the drift</i> (Bolognini)
997,0	CAMPO NORD	12-set	-1,5 (dal 1998)	DL	2850	3050	lieve contrazione; innevamento discreto sul bordo occidentale <i>slight shrinkage; fairly good residual snow cover on the western border</i> (Maggioni, Bolognini)
997,4	PUNTA ORSERA IV	12-set		X	n.v.		campi di neve vecchia nella sede presunta / <i>fields of old snow in the estimated seat</i> (Maggioni)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 9405.0 Pizzo Filone Centr., 8402.0 Pizzo Filone N, 9406.0 Punta Orsera I, 9407.0 Punta Orsera II, 9408.0 P.ta Orsera III, 9404.0 Vago N.							
<b>SETTORE ORTLES-CEVEDALE</b>							
488,0	CAMPO	3-set		DL	2760		discreto accumulo residuo; riduzione di spessore a livello della soglia di sbocco <i>fairly good residual snow cover; thickness reduction at the outflow threshold</i> (Pellegrini)
490,0	ZEBRU'	3-set	NS	X	2912	3230	si è diviso in due tronconi; neve vecchia abbastanza estesa <i>it has broken up into two branches; fairly wide old snow</i> (Galluccio A.C., Pellegrini)

N° cat.	Unità glaciale <i>glacier unit</i>	DATA <i>DATE</i>	VAR fronte snout <i>variati.</i>	fase din. <i>ph.</i>	QMF	snw line <i>snw line</i>	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
490,1	ZEBRU' EST	3-set		neo	2750	3230	è il nuovo ghiacciaio frutto della separazione dal ramo W <i>this is the new glacier resulting from the disjunction from the branch</i> (Galluccio A.C., Pellegrini)
492,0	MINIERA	3-set		DM	2930		ritiro lineare notevole; ben innevati i campi alti <i>considerable linear retreat; the upper fields are well covered with snow</i> (Galluccio A.C.)
493,0	CASTELLI EST	3-set	-14	DM	2790		scarso residuo nevoso e notevole ritiro frontale <i>little residual snowfall and considerable snout retreat</i> (Galluccio A.C., Bianchi)
494,0	CASTELLI OVEST	3-set	-17	DM	2710	2940	buon innevamento; incremento della colata orientale; ancora forte ritiro frontale / good residual snowfall; growth of the eastern flow; the snout retreat is still remarkable (Farioli, Mauri)
495,1	MONTAGNA VECCHIA II	3-set	-0,5	DL	2720		discreta copertura nevosa e morenico in diminuzione <i>fairly good residual snow cover and reducing morainic cover</i> (Grossi, Galluccio A.C.)
496,0	FORA'	3-set	-2	DL	2745	3000	buon residuo nevoso; ritiro frontale modesto per copertura morenica / good residual snow cover; moderate snout retreat in terms of morainic cover (Pellegrini, Galluccio A.C.)
497,0	CONFINALE OVEST	27-ago		DF	2980		si riduce nel settore sup.; invariato in quello inferiore per la conformazione del bacino (Cola) <i>shrinking in the upper sector; unchanged in the lower one for the conformation of the basin</i>
9505,0	LAGO DI CONFINALE	27-ago		EC			manca qualsiasi residuo nivo-glaciale / no residual snow-ice cover (Cola)
499,0	CONFINALE SUD	26-ago		DF	3180		subisce un notevole decremento nella terza decade di agosto <i>undergoing a considerable shrinkage in the third ten days of August</i> (Galluccio A.)
500,1	CIMA DELLA MANZINA	26-ago		DL	3180		lieve contrazione volumetrica (Galluccio A.) / slight volumetric shrinking
8500,0	CIME FORNI SE I	9-set		EC			nessun residuo di apprezzabile consistenza / no noteworthy residual cover (Catasta);
501,1	CIME FORNI SE II	9-set		E			estinto: ridotto a placche nevose di minime dimensioni <i>extinct; there are now only very small stretches of snow</i> (Catasta)
502,0	GRAN ZEBRU'	9-set	-19 W -7,5 C.	DM	2985	3150	grave ritiro ulteriore della fronte E e modesta contrazione di quelle centrale e W; esteso residuo nevoso / further considerable retreat of the eastern snout and slight shrinkage of the central and western ones; large residual snow cover (Catasta)
503,0	CEDEC	9-set	-8,5 S 0 N	DL	2680	3030	è sede di una complessa interazione tra eventi di riduzione e di incremento della massa; ottimo innevamento residuo / it is the seat of a complicated interaction between mass shrinkage and mass growth (Catasta)
506,0	ROSOLE	2-set	-14	DM	2990		discreto accumulo stagionale; ritiro frontale ancora notevole (Galluccio A.C., Maggioni) <i>fairly good seasonal accumulation; still considerable snout retreat</i>
506,1	COL DE LA MARE I	2-set	-9	DM	2760	3150	ritiro della porzione scoperta della lingua; discreto residuo nevoso / retreat of the uncovered part of the tongue; fairly good residual snow cover (Farioli, Galluccio A.C.)
506,2	COL DE LA MARE II	2-set		X	3130	3320	apparentemente stabile; modesto innevamento stagionale <i>apparently stable; poor seasonal snowfall</i> (Galluccio A.C., Maggioni, Farioli)
507,0	PALON DE LA MARE	2-set	-8	DL	3000	3200	ottimo accumulo nei campi alti; la seraccata W è in assestamento / very good accumulation in the upper fields; the western seracs are settling (Galluccio A.C., Maggioni)
507,1	FORNI	18-set	-42	DF	2495	3100	forte ritiro del lobo fr. W; ramo E in espansione / considerable retreat of the snout lobe; extending eastern branch (Cola, Casartelli, Galluccio A.C., Galluccio A.)
507,2	SAN GIACOMO SUD	2-set		DL	3120		rallentamento del processo di dissoluzione; neve vecchia in alto <i>slowing down of the weathering process; old snow on top</i> (Galluccio A.C., Maggioni)
508,0	SAN GIACOMO EST	10-set	-24	DF	2755	2950	grave involuzione, nonostante la protezione morenica <i>remarkable involution despite the morainic protection</i> (Cola)
509,0	SAN GIACOMO OVEST	10-set	-1,5	DL	2905		colata ancora consistente; variazioni molto modeste <i>fairly thick flow; very slight variations</i> (Cola)
510,0	CERENA	20-ago		DL	2425	2800	la finestra centrale si è ingrandita; buon residuo nevoso <i>the central inlier has enlarged; good residual snow cover</i> (Galluccio A.C., Galluccio A.)
510,1	PIZZO TRESERO NORD	20-ago		S	3080		bilancio di massa equilibrato; labbro inferiore prossimo al crollo <i>balanced mass balance; lower border close to collapse</i> (Galluccio A.C., Galluccio A.)
511,0	TRESERO	24-ago	-9 N -1 S	DL	3000	3280	fronte S stabile; fronte N in ritiro, con finestra rocciosa in incremento; discreto l'accumulo nevoso stagionale / stable southern snout; retreating northern snout, with enlarging rocky inlier; fairly good seasonal snow accumulation (Galluccio A.C., Bolognini)
512,0	PUNTA PEDRANZINI	24-ago	0	DL	3095	3350	ottima tenuta nel corso della stagione; fronte sottile <i>very well preserved during the course of the season; thin snout</i> (Galluccio A.C., Bolognini)
512,2	PIZZO TRESERO SW	24-ago	-4,5	DM	3145		progressivo impoverimento: non lontano dall'estinzione <i>gradual weathering; not far from becoming extinct</i> (Galluccio A.C., Bolognini)
512,1	DOSEGU'	26-ago	-19,5	DM	2805	3250	ben innevato il bacino sup.; seraccate e lingua in ritiro / the upper basin is well covered with snow; retreating tongue and seracs (Galluccio A.C., Bolognini, Galluccio A.)
515,0	PUNTA SFORZELLINA W	27-set		DF	2930		ridotto a dimensioni minime; lago proglaciale neo-formato <i>now of very small dimensions; newly formed proglacial lake</i> (Bianchi)
516,0	SFORZELLINA	23-ago	-6,5	DL	2785	2920	buon residuo nevoso; modeste variazioni <i>good residual snow cover; slight variations</i> (Galluccio A.C., Galluccio A.)
517,1	LAGO BIANCO SUPERIORE	17-set		DF	2930		notevolmente ridotto; innevamento stagionale totale <i>considerable shrinkage; total seasonal snowfall</i> (Bianchi)
519,0	ALPE SUD	5-set	-2,5 (dal 1998)	DM	3060	3200	la placca inferiore è ancora collegata; neve vecchia in alto <i>the lower stretch is still connected; old snow on top</i> (Bonetti)
526,0	MONTE GAVIA NW	22-ago		IL	2970	2970	netto incremento della massa per apposizione di abbondante neve vecchia <i>evident mass growth as a result of addition of abundant old snow</i> (Galluccio A.C.)
527,0	SAVORETTA	22-ago	-13	DM	2670	2950	buon innevamento residuo; netto ritiro frontale <i>good residual snowfall; evident snout retreat</i> (Bolognini, Galluccio A.C.)
9511,0	COLEAZZO SUD	26-ago					minimo residuo glaciale in dx-idrografica / very little residual glacial cover at the hydrographic right (Galluccio A.)
9512,0	COLEAZZO NORD	26-ago					due nevali nel settore superiore / two snow fields in the upper sector (Galluccio A.)
9513,0	PIETRE ROSSE SUD	26-ago		EC			residui di valanga / avalanche rests (Galluccio A.)
8503,0	PIETRE ROSSE EST	26-ago		EC		2800	incremento della massa per completo innevamento residuo <i>mass growth as a result of full residual snowfall</i> (Galluccio A.)
571,0	PIETRE ROSSE NORD	26-ago		S	2880	2990	coperto di neve vecchia per metà; lieve contrazione <i>half covered by old snow; slight shrinkage</i> (Galluccio A.)

N° cat.	Unità glaciale <i>glacier unit</i>	DATA DATE	VAR fronte snout variati.	fase din. ph.	QMF QMF	snow line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
8504,0	PIETRE ROSSE NORD-EST	19-ago		neo	2650		grosso conoide valanghivo nel settore sommitale della Valle della Messi <i>big avalanche cone in the top sector of Valle della Messi (Galluccio A.)</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 9504.0 Passo Zebri N, 495.0 Montagna Vecchia I, 495.2 M.V. III, 495.3 M.V. IV, 500.0 Confinale SE, 502.1 Cima Solda SW, 502.2 Passo di Cedoc, 504.0 Pasquale N, 505.0 Pasquale S, 514.0 Punta Sforzellina NE, 517.0 Lago Bianco, 522.0 Sobretta NE Sup., 522.1 Sobretta NE Inf., 8502.0 Vallecetta							
<b>SETTORE ADAMELLO</b>							
575,0	PISGANA EST	16-set			DM 2560	3050	perdurano condizioni di alimentazione gravemente deficitarie <i>lasting of conditions of strong under-feeding (Monfredini, Pala, Galluccio A.)</i>
577,0	PISGANA OVEST	10-set	-14,5 (dal 1992)	DF	2565	3050	misurato nuovamente dopo 7 anni; grave involuzione <i>checked again after 7 years: remarkable involution (Monfredini, Zucchini, Pala, Galluccio A.)</i>
579,1	PUNTA VENEROCOLO I	3-set		DL	3130		dimensioni minime / <i>very small dimensions (Caprara, Cozzi)</i>
579,2	PUNTA VENEROCOLO II	3-set		DL	3170		modesta involuzione; detrito superficiale in aumento <i>slight involution; increasing surface drift (Caprara, Cozzi)</i>
8600,0	PUNTA VENEROCOLO W	17-set					nessun residuo nivo-glaciale / <i>no residual snow-ice cover (Monfredini, Zucchini)</i>
581,0	VENEROCOLO	3-set	-3,5	DL	2560	2900	neve vecchia molto più estesa che in passato; nessuna evidente variazione <i>old snow much larger than in the past; no evident variation (Caprara, Cozzi)</i>
582,0	AVIO EST	17-set	-0,5	DL	2930	3050	bilancio di massa annuale vicino all'equilibrio <i>annual mass balance close to balance (Caprara, Cozzi)</i>
583,0	AVIO CENTRALE	17-set		DL	2630	2900	lieve ritiro frontale ma riduzione di spessore; neve vecchia estesa <i>slight snout retreat but thickness reduction; wide old snow (Monfredini, Zucchini)</i>
590,1	CIMA LASTE NORD	26-ago		DL	2780		conoide centrale ancora consistente / <i>central cone is still thick (Salvioni)</i>
590,2	CIMA WANDA	26-ago		S	2710	2710	innevamento residuo completo / <i>full residual snowfall (Salvioni)</i>
591,0	AVIOLO	26-ago		DF	2550		il ramo E si è probab. staccato; ritiro frontale a sx; discreto accumulo nevoso / <i>the E branch has probably disjoined; snout retreat on the left; fairly good snow accumulation (Salvioni)</i>
598,0	CRISTALLO	17-set		S	2790	2790	nessuna variazione; coperto di neve vecchia / <i>no variation; covered with old snow (Monfredini)</i>
599,0	CIMA DEL LAGHETTO	26-ago		S	2860	2880	innevamento completo / <i>full snowfall (Monfredini, Zucchini)</i>
599,1	MILLER INFERIORE	25-ago	-3,5	DL	2790	2920	ulteriore smagrimento della parte inferiore, prossima al distacco <i>further thinning of the lower part, close to disjunction (Monfredini, Zucchini, Pala)</i>
9604,0	PRUDENZINI	25-ago		EC			piccoli nevai nella sede dell'estinto ghiacciaio <i>small snow fields in the seat of the extinct glacier (Monfredini, Zucchini)</i>
602,1	MACESSO	25-ago		S	2640		di minime dimensioni, non pare molto diverso dall'ultimo controllo / <i>very small dimensions, it does not seem to be different from the previous check (Monfredini, Zucchini)</i>
8608,0	CORNETTO DI SALARNO	26-ago		neo	n.v.		cospicio glacionevato posto alla testata della Val Salarno <i>fairly big glacierette located at the head of Val Salarno (Monfredini, Zucchini)</i>
605,0	TRIANGOLO	26-ago		DF	n.v.		smembrato in almeno tre subunità; dimensioni incerte <i>divided into at least three subunits; uncertain dimensions (Monfredini, Zucchini)</i>
606,0	GIOIA'	26-ago		DM	n.v.		cospua placca residuale, priva di neve vecchia <i>fairly big residual stretch, no old snow (Monfredini, Zucchini)</i>
607,0	POIA	26-ago		E			estinto: sottile lente di ghiaccio priva di innevamento e non dinamica <i>extinct: thin ice lense with no snow cover and not dynamic (Monfredini, Zucchini)</i>
9612,0	PASSO DI POIA	26-ago		EC			insignificante placca di ghiaccio morto, larga pochi metri <i>insignificant stretch of dead ice, of few metres of width (Monfredini, Zucchini)</i>
608,0	ADAMELLO (Complessivo)	26-ago		DF	2580		grave riduzione di spessore delle effluenze. innev. discreto al Pian di Neve / <i>considerable thickness reduction of the effluences; fairly good snowfall at Pian di Neve (Salvioni, Zucchini)</i>
	EFFLUENZA MLLER	25-ago			3140	3200	probabilmente stabile / <i>probably stable (Monfredini, Zucchini)</i>
	EFFL. CORNO SALARNO	27-set			3050	3200	riduzione di spessore; ancora crolli di ghiaccio <i>thickness reduction; ice collapses occurred again (Monfredini, Zucchini, Pelosato)</i>
	CONOIDE DI SALARNO	27-set	0		2580		nessuna variazione; alimentato dai crolli di ghiaccio dalla soprastante seraccata <i>no variation; fed by the ice collapses of the seracs above (Pelosato)</i>
	EFFLUENZA SALARNO	27-set			2720	3150	ralenta il processo di distacco dell'apofisi terminale / <i>the disjunction process of the terminal apophysis is slowing down (Monfredini, Zucchini, Pelosato)</i>
	EFFLUENZA ADAME'	3-set			2820	3120	pur in ritiro, appare ancora attiva crolli parcellari in sinistra idrografica <i>it is retreating, but is still active; collapses of some parts at the hydrographic left (Zucchini)</i>
	EFFLUENZA MANDRONE	26-ago			n.v.	3050	neve vecchia scarsissima; va riducendosi di spessore, con nuovi affioramenti <i>very little old snow; thickness reduction and emerging of rocks (Salvioni)</i>
608,1	MONTE ADAMELLO	26-ago		IL	3450		si è ampliato verso Sud; innevamento stagionale completo <i>it has extended south; full seasonal snowfall (Monfredini, Zucchini)</i>
610,0	LEVADE OVEST	3-set		S	n.v.		innevamento completo di origine valanghiva <i>full snowfall of avalanche origin (Monfredini, Zucchini)</i>
9613,0	CIMA DEL COSTER	3-set		EC			nessun residuo nivo-glaciale nella sede dell'estinto apparato <i>no residual snow-ice cover in the seat of the extinct glacier (Monfredini, Zucchini)</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 573.1 Payer Sup., 574.0 Payer Inf., 574.1 Punta Pisgana N, 574.2 Punta Pisgana NW, 578.0 Salimmo, 578.0 Calotta, 580.0 Passo Brizio, 584.0 Avio W, 585.0 Piem, 591.1 Cima Laghi Gelati, 592.0 Val Gallinera I, 593.0 Val Gallinera II, 594.0 Val Gallinera III, 595.0 Val Gallinera IV, 601.0 Remulo, 8604.0 Corno Miller S.							
<b>SETTORE OROBIE</b>							
528,0	TORENA INFERIORE	7-set		DF	2730		grave contrazione volumetrica; innevamento residuo assente <i>considerable volumetric shrinkage; no residual snowfall (Merati)</i>
528,1	TORENA SUPERIORE	7-set		DF	2550		ghiaccio affiorante al centro; grave involuzione; neve vecchia assente <i>ice emerging in the middle; remarkable involution; no old snow (Merati)</i>
533,0	BONDONE INFERIORE	5-set		DM	2510		in incremento la placca superiore, mentre quella principale si ritira <i>the upper stretch is growing, while the main one is retreating (Butti)</i>
538,0	DRUET O VAGH	4-set		DL	2480	2700	riduzione di spessore in destra idrografica; neve vecchia nel bacino superiore <i>thickness reduction at the hydrographic right; old snow in the upper basin (Butti)</i>
539,0	FASCERE	4-set		DM	2280		sempre più affondato nel morenico; neve vecchia quasi assente <i>more and more sunk into the moraine; nearly no old snow (Butti)</i>



N° cat.	Unità glaciale <i>glacier unit</i>	DATA <i>DATE</i>	VAR. fronte <i>snout</i> variat.	fase din. <i>dir.</i> ph.	QMF <i>QMF</i>	snow line <i>snow</i> line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
540,0	VAL SENA	4-set		DF	2150		bilancio di massa annuale molto negativo; riduzione frontale e assenza di neve vecchia <i>very negative annual mass balance; snout shrinkage and no old snow</i> (Butti)
541,0	MAROVIN	10-ott	-4.5	DM	2025	2250	grotta alla fronte; riduzione di spessore in dx-idrogr.; neve vecchia nei settori sup. / <i>cave at the snout; thickness reduction at the hydrographic right; old snow in the upper sectors</i> (Butti)
542,0	DENTE DI COCA	4-set		DL	2180		perdita di alcuni anni di accumulo nella metà destro idrografica <i>loss of some years of accumulation in the half at the hydrographic right</i> (Butti)
543,0	LUPO	4-set		DM	2420		modesto ritiro frontale; innev. residuo scarsissimo ma più esteso che nel 1999 <i>slight snout retreat; very little residual snowfall though larger than in 1999</i> (Butti)
544,0	PIODA INFERIORE	4-set		S	2500		innevato sulla metà sinistra idrografica / <i>covered with snow on the left-hydrographic half</i> (Butti)
545,0	PIODA SUPERIORE	4-set		IL	2580	2580	innevamento residuo completo; bilancio annua positivo <i>full residual snowfall; positive annual balance</i> (Butti)
549,0	POROLA	9-set	-20	DM	2310	2800	frana nel bacino di accumulo (1999); in fase di smagrimo; neve vecchia scarsa <i>landslide of the accumulation basin (1999); in a thinning phase; little old snow</i> (Meani)
550,0	SCAIS	9-set	-17	DF	2410		totalmente scoperto; finestra rocciosa nel settore mediano <i>completely uncovered; rocky inlier in the middle sector</i> (Meani)
554,0	PIZZO OMO NORD OVEST	23-set		DM	2245		ghiacciaio nero; neve vecchia assente / <i>black glacier, no old snow</i> (Maggioni)
555,0	PIZZO OMO OVEST	23-set		DL	2130	2200	innevamento residuo discreto; corpo di frana in destra idrografica <i>fairly good residual snowfall; landslide body at the hydrographic right</i> (Maggioni)
556,0	P. DIAVOLO TENDA NW	23-set		DL	n.v.		innevamento recente; riduzione di spessore / <i>recent snowfall; thickness reduction</i> (Maggioni)
556,1	BOCCHETTA DI PODAVITT	23-set		DM	n.v.		innevamento recente; riduzione di superficie / <i>recent snowfall; surface reduction</i> (Maggioni)
557,1	AGA NORD	23-set		X	n.v.		l'innevamento recente impedisce precise valutazioni <i>the recent snowfall hinders exact measurements</i> (Maggioni)
557,2	PIZZO DIAVOLO TENDA W	23-set		DF	n.v.		riduzione di superficie e incremento del morenico; innevamento recente <i>surface reduction and morainic increase; recent snowfall</i> (Maggioni)
558,0	PIZZO DIAVOLO TENDA	3-set		DF	2540		notevole riduzione rispetto al 1997; neve vecchia molto scarsa <i>considerable shrinking compared to 1997; very little old snow</i> (Meani)
558,1	PIZ. DIAVOLO TENDA NE	3-set		E			masse glaciali non visibili, anche se qualche residuo permane sotto il morenico <i>glacial masses not visible, even though some rests remain under the moraine</i> (Meani)
9704,0	PASSO DEL DIAVOLO	3-set			2520	2620	diviso in due piccole subunità / <i>divided into two small subunits</i> (Meani)
559,0	OMO EST	3-set		DM	2370	2370	superficie forse coperta di firn; riduzione di spessore e di area <i>surface probably covered with firn; thickness and area reduction</i> (Meani)
565,0	MONTE COSTONE	22-ott		DF	n.v.		il bacino che lo conteneva appare vuoto; innevamento recente <i>the basin containing it seems to be empty; recent snowfall</i> (Di Gallo G. e F., Gunnarsson)
566,0	TROBIO EST O GLENO	16-set	NS	DM	2700		grave riduzione volumetrica; neve vecchia assente <i>remarkable volumetric reduction; no old snow</i> (Mocci, Di Gallo G.)
566,1	TROBIO CENTRALE	16-set		DM	2670		completamente occultato dai detriti / <i>completely hidden by drift</i> (Mocci, Di Gallo G.)
567,0	TROBIO OVEST	16-set	NS	DF	2540		grave riduzione volumetrica, meno marcata in destra idrografica <i>remarkable volumetric reduction; less marked at the hydrographic right</i> (Mocci, Di Gallo G.)

OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 532.0 Bondone Superiore, 8705.0 Bondone Est, 534.0 Cagamei IV, 535.0 Cagamei III, 536.0 Cagamei II, 537.0 Cagamei I, 542.1 Costa d'Arigna, 550.1 Pizzo Brunone, 551.0 Cantunasc, 553.0 Salto, 556.2 Podavista, 557.0 Aga, 568.0 Recastello

*Note: NS: nuovo segnale di misura; n.v.: non valutabile. Per le altre voci vedi "Avvertenza per la lettura" pag. 100*

*Notes: NS: new check sign; n.v. non assessable. For the other ones, see "Reading instructions" page 100*



## SETTORE SPLUGA-LEI

Prosegue la fase di ridimensionamento degli apparati glaciali del settore. Come già segnalato lo scorso anno, il ritmo di tale contrazione pare essersi un poco attenuato, anche se le relative modificazioni morfologiche sono nel pieno del loro sviluppo. Quest'anno l'andamento clemente dell'estate ha permesso il mantenimento di limitati campi di neve vecchia, capaci comunque di far virare in senso positivo il bilancio annuale di qualche apparato (Val Loga, Tambò Superiore e Inferiore, Orsareigs). In generale, la copertura nevosa residua è parsa meglio conservarsi sulla cresta occidentale della Valle di San Giacomo, mostrandosi invece più esigua nel settore Pizzo Emet – Pizzo Stella. Anche la Val di Lei non è stata particolarmente beneficiata. Gli eventi dinamici principali possono essere identificati nell'avvenuta, completa consunzione della lingua valliva del Ghiacciaio del Pizzo Ferrè (che diviene quindi un ghiacciaio montano), nella prosecuzione della fase di smantellamento del Ghiacciaio dei Mortè (oggi ormai un relitto), nella grave riduzione del glacione di Passo Suretta W (penalizzato dalla ripresa dell'ablazione nella seconda decade di settembre) e infine nella involuzione del tratto terminale del Ghiacciaio di Ponciagna, staccatosi dal lago proglaciale.

### 371.0 SURETTA SUD

2000.09.09

QMF: 2685

Decremento lieve

Il ghiacciaio mantiene inalterato l'aspetto generale mostrando però una superficie sempre più crepacciata e coperta di morenico. La fronte appare assottigliata e sollevata rispetto al substrato lungo il suo margine occidentale mentre al centro risulta impastata di detriti. Il monitoraggio estivo presso il sito nivologico descrive una situazione iniziale non favorevole (243 cm di spessore medio il 18 giugno 2000 contro i 328 cm del 25 giugno 1999) e una prima parte del mese di luglio penalizzante (130 cm il 27 luglio 2000 contro i 230 cm del 25 luglio 1999); è possibile che un parziale recupero si sia verificato nel periodo 10 luglio - 10 agosto. Nel periodo compreso tra il 28 agosto e il 9 settembre si è verificata una notevole fusione del manto nevoso che comunque rimane un poco più esteso che nel 1999. Hanno collaborato G. Ghielmi, J. Palermo, P. Piccini. *Snow-line*: 2800 m (D. Affer, E. Paini, E. Congiu).

Variazione media annua: - 3 m

## SETTORE CODERA-MASINO

A fine estate il residuo nevoso è discretamente esteso sugli apparati glaciali della Val Masino, scarso, ma non nullo come in passato, su quelli della Val Codera, dove la fase fresca del mese di luglio non ha prodotto gli effetti sperati. In particolare, un buon accumulo si ha sulle alture della Valle del Ferro, i cui apparati risultano completamente innevati, e sul Ghiacciaio di Rasica Est. Altrove è meno consistente ma comunque più cospicuo rispetto al 1999. Per tali motivi, se per la maggior parte degli apparati prosegue la fase di decremento, alcune unità di piccole dimensioni possono annettersi un bilancio di massa positivo o vicino all'equilibrio. Tra gli eventi dinamici va ricordato il crollo glaciale prodottosi nel mese di agosto dalla fronte del Ghiacciaio del Pizzo Torrone Est Superiore: la frana ha raggiunto il Sentiero Roma, circa 1 km più a valle, provocando lievi danni a una comitiva in transito. Il fenomeno pare essersi svolto con modalità differenti rispetto a quelle ricostruite per i crolli del Ghiacciaio di Rasica Est (è possibile, infatti, che si sia verificato lo scivolamento a valle dei soli strati di neve vecchia e nevato più superficiali). Nel contempo quest'ultimo mostra ancora segni di instabilità, con nuovi crolli frontali e allargamento dei crepacci periferici.

### 399.0 RASICA EST

2000.09.16

QMF: 2810

Decremento forte

La fronte, nuovamente seraccata, ha perso i vecchi lobi e mostra quindi un profilo rettilineo: il suo arretramento rispetto al 1999 è di circa 20 m (stima). Assai più consistente appare la perdita di massa globale e, in particolare, l'affievolirsi della porzione destro-idrografica del ghiacciaio, evidentemente poco beneficiata dagli apporti valanghivi. Le placche satelliti e il campo di neve a ridosso del cordone morenico interno sono invece stazionari, mentre il campo di ghiaccio sospeso superiore è sempre più sottile anche se la sua superficie sembra invariata. Durante il sopralluogo si sono verificati numerosi crolli di blocchi di firn, a conferma che una definitiva situazione di equilibrio fisico non è ancora stata raggiunta e che la dislocazione frontale è sempre in atto. Altri fatti depongono a favore di questa ipotesi: l'esaurirsi del torrente glaciale sinistro e il potenziamento di quello sul lato opposto, l'instabilità di tutta l'area morenizzata frontale, una larga linea di frattura trasversale a tutto spessore che interessa la parte sommitale della colata a una quota di 3000 m e l'incremento della crepacciatura in corrispondenza del primo cambio di pendenza (q. 2900 m circa). Anzi, l'impressione è che l'intero corpo glaciale si stia ulteriormente destabilizzando: non sono quindi da escludere in futuro nuovi rimaneggiamenti morfologici, anche a carico dei settori superiori. L'innervamento residuo, presente su gran parte della superficie glaciale, è nettamente più abbondante rispetto a quello osservato nelle ultime annate: come sempre di origine valanghiva, è più esteso nella fascia centrale e in particolare in sinistra idrografica. *Snow-line*: 2850 m. (G. Grazzi, C. Lonardo, C. Gusmeroli)

Variazione media annua: - 20 m (stima)



*Foto 1: la parte superiore del Ghiacciaio Pizzo Torrone Est, parzialmente crollata l'11 agosto 2000. (G. Elli, 17 sett. 2000).*  
*Photo 1: the upper part of the Pizzo Torrone Eastern Glacier partially collapsed on 11<sup>th</sup> August 2000. (17<sup>th</sup> September 2000).*

**401.0 PIZZO TORRONE EST**                      2000.09.16                      QMF: n.v.                      Decremento forte

L'apparato si conferma suddiviso in due parti completamente separate, inferiore e superiore: quella inferiore, ridotta a un corpo glaciale dai limiti incerti e affondato nei detriti, è ancora alimentata dal potente conoide orientale, che però ha subito un notevole rimaneggiamento e si presenta privo di neve residua. Questa porzione (401.0) mostra al centro, fino a ridosso della morena storica, gli esiti della frana glaciale staccatasi dal Ghiacciaio Superiore il giorno 11 agosto 2000 alle ore 10.30, i cui detriti hanno raggiunto il Sentiero Roma nel tratto compreso tra il Bivacco Manzi e il Passo del Cameraccio. Fortunatamente la slavina ha causato danni solo lievi agli escursionisti che transitavano in quel momento sul sentiero. I frammenti, di varie dimensioni, anche metrici, sono costituiti da firn pluriennale e non da ghiaccio di ghiacciaio. Va detto che le analogie con i crolli del vicino Ghiacciaio di Rasica Est si limitano a quest'ultimo aspetto, in quanto l'osservazione ravvicinata della zona di distacco ha permesso di rilevare come il crollo non sia stato a tutto spessore, ma abbia interessato solo gli strati più superficiali di genesi recente, non ancora completamente trasformati. Il fenomeno sembrerebbe assimilabile alla formazione di valanghe a lastroni di neve bagnata: è ipotizzabile che l'acqua di fusione della neve, raggiunto lo strato di ghiaccio sottostante, abbia provocato il distacco della compagine più esterna a causa della formazione di una frattura per trazione, dovuta alla riduzione dell'attrito. La fronte a falesia del ghiacciaio superiore (401.1) regredisce soprattutto in sinistra idrografica, mentre al centro è sollevata dal substrato. Di notevole interesse l'avvenuta interruzione, a 3100 m di quota, del canale ghiacciato che raggiungeva la sella tra il Pizzo Torrone Centrale e la Punta Melzi (C. Gusmeroli, G. Elli).

#### SETTORE DISGRAZIA-MALLERO

L'evento nevoso di luglio, in questo settore particolarmente abbondante (80 cm al Rif. Ponti), influenza molto favorevolmente l'andamento dell'estate: a fine stagione l'innevamento residuo è buono, senz'altro superiore alle stagioni passate e tra i migliori degli ultimi dieci anni. Si ha di conseguenza un calo sensibile del vigente trend negativo del bilancio glaciale, sia in termini di regresso frontale sia in quelli di riduzione di spessore delle colate. In alcuni casi l'annata porta a locali incrementi di massa, soprattutto per i ghiacciai di quota più elevata, come quelli di Corna Rossa (che torna ai livelli del 1988), di Cassandra Centrale (innnevamento al 100%), di

Cassandra Superiore e della Sassa d'Entova. La copertura di neve vecchia è vasta su quasi tutti gli apparati: si ricordano i ghiacciai di Pizzo Rachele, del Sissone, di Cima di Rosso Sud-Est ed Est, di Predarossa (si riduce il ritmo di separazione tra bacino superiore e inferiore), della Ventina (rallenta la tendenza allo smembramento in due unità e si ricostituiscono le placche sulle pareti circostanti). Oltre agli accumuli di origine diretta, si può notare un po' ovunque come i coni di valanga siano consistenti e coprano, anche a fine stagione, buona parte dei canali (ghiacciai di Pizzo Tre Mogge, di Cima di Rosso Est, di Cassandra Est). Versano invece in pessime condizioni i ghiacciai di Cassandra Ovest e di Orsera, quest'ultimo da considerarsi estinto, come il glacionevato dei Corni Bruciati V. Un fenomeno interessante è stato rilevato nelle zone frontali dove persistono placche di ghiaccio morto coperto di morena: in passato queste venivano conservate dalla coltre detritica, mentre nell'estate appena trascorsa se ne è avuta una drastica riduzione. Una possibile spiegazione può essere trovata nel perdurare, per più giorni, di temperature molto alte anche in loco, come accaduto in giugno e nella seconda parte di agosto: la copertura detritica, scaldata a dismisura nel corso delle ore di insolazione, non riesce a raffreddarsi durante la notte. Una sorta di effetto "termos", che accelera lo scioglimento della massa glaciale sepolta. L'evento era stato osservato anche nel 1998: quest'anno si è verificato sui ghiacciai del Sissone, del Passo di Chiareggio e di Cassandra Est. La riduzione della grande placca di ghiaccio morto pre-frontale di quest'ultimo ha portato all'affioramento delle gallerie scavate dai torrenti ablatori: se ne è compiuta l'esplorazione.



*Foto 2: detriti della frana di ghiaccio del Ghiacciaio del Pizzo Torrone Est: i blocchi, che sono giunti a valicare la morena storica visibile sullo sfondo, sono costituiti da firn. (vedi testo; G. Elli, 19 settembre 2000).*

*Photo 2: drift of the ice landslide of the Pizzo Torrone Eastern Glacier. The blocks, which went beyond the historical moraine visible at the back, are formed by firn. (see text; G. Elli, 19<sup>th</sup> September 2000).*

#### **419.0 DISGRAZIA**

2000.09.09

QMF: 2385

Decremento forte

Dalla metà degli Anni Ottanta, questo esteso ghiacciaio lombardo manifesta una fase di grandiosa involuzione, i cui ritmi serrati sono imputabili alla modesta altitudine mediana dell'apparato (2715 m): evidentemente, l'incessante alimentazione da valanga e la protezione orografica fornite dalle alte pareti della costiera Monte Pioda - Monte Disgrazia non sono più sufficienti a mantenere la massa glaciale in equilibrio con le attuali condizioni climatiche. Dopo la perdita della lingua valliva, il cui residuo coperto di detriti occupa

ancora il fondo della Val Sissone, la larga fronte è risalita rapidamente lungo il gradino roccioso e non sembra avere intenzione di fermarsi, come attestano gli elevati valori odierni di ritiro nel settore centrale e una ancor più forte contrazione di quello sinistro idrografico. Poco a monte del margine frontale, inoltre, la colata va ovunque appiattendosi vistosamente. Del resto, la quota minima del ghiacciaio è ancora molto bassa, di poco inferiore ai 2400 m, e questo fatto da solo suggerisce la forte probabilità di ulteriori ridimensionamenti. L'innevamento residuo è quest'anno discreto, soprattutto nel settore centrale, mentre va considerato ottimo sulle pareti di testata, che ne risultano notevolmente rimpinguate. È stato infine segnalato un crollo originatosi dal seracco della parete Nord del Monte Disgrazia; la documentazione fotografica in nostro possesso non permette di confermare il fenomeno. *Snow-line*: 2720 m. (V. Mariani). *Variaz. media annua*: - 27 m



*Foto 3: il persistente, forte ritiro frontale del Ghiacciaio del Disgrazia suggerisce che l'apparato sia ancora troppo esteso per le attuali condizioni climatiche. (V. Mariani, 9 settembre 2000).*

*Photo 3: the lasting, strong retreat of the snout of the Disgrazia Glacier suggests that the unit is still too large considering the present weather conditions. (V. Mariani, 9<sup>th</sup> September 2000).*

#### SETTORE BERNINA

Vistosi rimaneggiamenti, con il corredo di peculiari forme epiglaciali, interessano le lingue dei ghiacciai di Scerscen Superiore e di Fellaria Ovest: la pluriennale penuria di alimentazione nevosa fa ora sentire i suoi effetti. I ghiacciai di Scerscen Inferiore e di Fellaria Est risentono invece meno della attualità meteo climatica, il primo forse perché un marcantissimo ridimensionamento lo ha già avuto, il secondo in quanto è l'unico apparato lombardo il cui bacino di accumulo sfiora i 4000 m di quota. Anche il Ghiacciaio di Varuna va completando il proprio processo disgregativo, iniziato negli Anni Trenta: quella che fu una magnifica valle glaciale mostra ora solo tre placche residue. Il Ghiacciaio di Caspoggio denuncia la tendenza a ritirarsi all'interno del circo di testata per effetto del progressivo affievolirsi della lingua. Si registrano inoltre due estinzioni (ghiacciai di Cime di Musella e di Sasso Moro NW II). Ciò detto, qui come negli altri massicci montuosi lombardi, l'innevamento residuo è quest'anno assai più esteso che nel triennio precedente, fatto che favorisce limitate dinamiche positive (apparati di Fellaria Centrale e Fellaria Superiore I e II).

#### 439.0 FELLARIA OVEST

2000.08.29

QMF: 2550

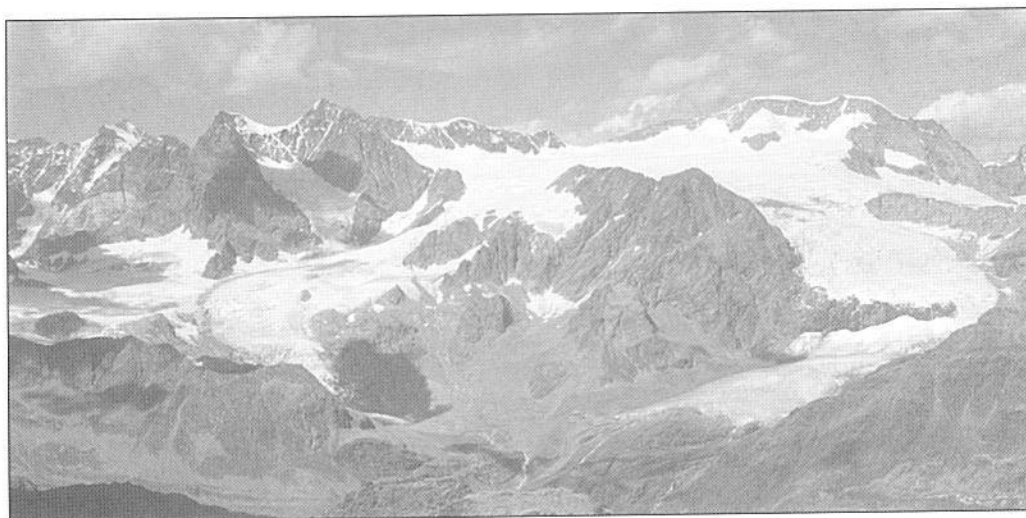
Decremento forte

Il settore terminale della lingua del ghiacciaio è da alcuni anni in fase di forte rimaneggiamento. La perdita di massa procede assai velocemente e si accompagna alla comparsa di fenomeni morfodinamici transitori quanto imponenti e spettacolari. Il *calderone del ghiacciaio*, formatosi in sinistra idrografica nel 1998, essendosi dissolto il suo margine a valle è divenuto oggi una grande porta, orlata dalle acque di un piccolo lago proglaciale nel quale galleggiano candidi blocchi di ghiaccio. Sullo stesso lato, poco più a monte, quest'anno si è prodotta



un'altra forma epiglaciale assai peculiare: si tratta di una cavità imbutiforme, orlata da serie di crepacci concentrici, profonda circa 30 m e con un diametro massimo di 40 m, che va restringendosi regolarmente verso il basso sino al foro centrale, largo 5-7 m, attraverso il quale si vede il fondo morenico. Le possibili cause di formazione sono riconducibili allo scorrere delle acque subglaciali e forse anche al rallentamento del flusso di questa porzione della colata dovuto alla avvenuta interruzione del setto di ghiaccio che la collegava alla seraccata superiore. Quest'ultima si è quindi ora resa pensile per un breve tratto, dal quale sgorga, a mo' di cascata, il torrente ablatore principale. In definitiva, quella che sino a pochi anni or sono era una delle lingue vallive lombarde meglio conservate appare oggi come un grande relitto. La sua riduzione planimetrica è tale che si hanno serie difficoltà a istituire nuovi segnali di misura, in quanto il terreno antistante la fronte nella cartografia originale disponibile (1981-1982) appare coperto di ghiaccio per diverse centinaia di metri e diviene quindi difficoltoso definire in pianta l'esatta posizione dei capisaldi. Nei campi superiori si nota invece un innevamento decisamente più esteso di quello rinvenuto nell'ultimo triennio: residui di valanga e campi nevosi di origine diretta, in molti casi tra loro non distinguibili, portano la *snow-line* a circa 3150 m di quota, mentre i numerosi *nunatak* che perforano la superficie appaiono di dimensioni quasi immutate. Sempre più marcata appare la differenziazione tra il flusso proveniente dal Passo del Sasso Rosso e dal Pizzo Zupò, che è quello vero e proprio del ghiacciaio, e la componente occidentale: dove i due contributi si accostano, all'incirca al centro della grande spianata mediana, il dislivello è ormai di oltre 10 m. La prolungata copertura nevosa estiva e il descritto residuo di fine stagione definiscono un'annata di bilancio molto meno negativa delle precedenti. *Snow-line*: 3150 m. (G. Catasta, M. Butti)

Variazione media annua: - 18 m



*Foto 4: la grandiosa struttura del complesso glaciale di Fellaria. Tradizionalmente suddiviso in Ghiacciaio Est (a destra) e Ovest (sinistra), esso probabilmente costituisce invece un unico apparato (che, comprendendo anche l'elvetico Ghiacciaio di Palù, si porrebbe come uno dei più vasti delle Alpi), al quale si affianca il pianoro ghiacciato visibile in estrema sinistra, oggi chiaramente identificabile per l'interposizione di una lunga morena mediana di forma arcuata. (M. Butti, 11 settembre 2000).*

*Photo 4: the huge structure of the glacial group of Fellaria. Traditionally it is divided into the Eastern (right) and Western (left) Glacier, however it probably forms a single unit (which could be one of the largest in the Alps including the Swiss Palù Glacier), which the icy plateau visible at the outermost left adds to and which can be clearly identified for the interposition of a long curved medial moraine. (M. Butti, 11<sup>th</sup> September 2000).*

#### 441.1 CIMA FONTANA NE

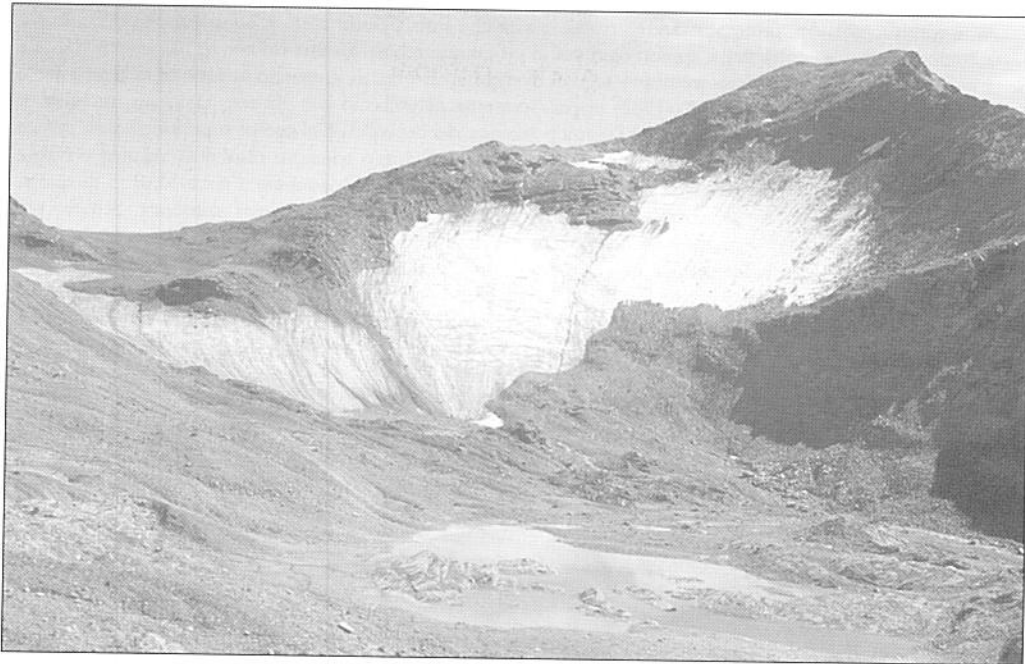
2000.09.09

QMF: 2840

Decremento forte

La ripresa fotografica eseguita da SF 321, a distanza di un decennio dalla precedente, conferma che il Vallone di Varuna è uno degli ambiti montani lombardi dove la deglaciazione è stata più intensa. Il fenomeno è probabilmente dovuto alla quasi esclusiva alimentazione diretta delle unità glaciali presenti e alla conformazione del sito, aperto e solatio: scarso è infatti il contributo delle valanghe e molto limitata anche la protezione orografica, viste la quota modesta della Cima Fontana, che chiude a Sud il bacino, e l'esposizione meridionale della bastionata del Pizzo Varuna, principale fonte teorica di alimentazione. Di conseguenza

prosegue inarrestabile il processo di dissoluzione del Ghiacciaio di Cima Fontana NE, che dell'antico ghiacciaio unitario è il residuo sinistro idrografico: di spessore ridotto, anche quest'anno esso si presenta del tutto privo di innevamento residuo. In particolare, la sua porzione destra scomparirà di certo in pochi anni, a meno di una fase favorevole al glacialismo. E' stato utilizzato il segnale CG99, rinvenuto in loco, mentre il vecchio segnale del 1990 non è più operativo (M. Butti).



*Foto 5: il Ghiacciaio di Cima Fontana NE, attualmente in fase di dissoluzione, è uno dei residui dell'antico Ghiacciaio di Varma, che sino ai primi decenni del secolo scorso riempiva interamente il vallone visibile nella foto, sino a confluire nella lingua valliva del Ghiacciaio di Fellaria Est (M. Butti, 9 settembre 2000).*

*Photo 5: the Cima Fontana NE Glacier, now in its weathering phase, is one of the rests of the old Varma Glacier, which used to completely fill the valley visible in the picture until the first decades of the century up to flowing into the valley tongue of the Fellaria Eastern Glacier. (M. Butti, 9<sup>th</sup> September 2000).*

#### SETTORE SCALINO-PAINALE

Nel settore di testata del Ghiacciaio di Pizzo Scalino l'andamento della stagione estiva 2000 ha prodotto un innevamento residuo più esteso che nel recente passato, di poco più consistente rispetto a quello del 1997, ma comunque sempre scarso in assoluto. Nel massiccio Pizzo Painale-Cima di Ron un modestissimo accumulo nevoso stagionale permane solo sul versante orientale mentre a Ovest non si rinviene che qualche piccolo corpo di valanga. Prosegue dunque la fase di smantellamento degli apparati della Val Fontana e della Valle Antognasco, ormai ridotti a glacionevati di spessore minimo o a *ghiacciai neri* in lenta involuzione. E' possibile che nei prossimi due o tre anni più della metà delle masse glaciali del settore venga dichiarata estinta: già oggi il solo Ghiacciaio di Pizzo Painale SW merita ancora di essere classificato come ghiacciaio montano.

#### SETTORE DOSDE'-PIAZZI

I ghiacciai del settore hanno beneficiato in modo evidente del risparmio di ablazione connesso all'andamento meteorologico estivo: con la sola eccezione della Val Campaccio, situata a quota medio-bassa, tutti mostrano un innevamento residuo nettamente più esteso che nel recente passato. Si arresta così la deglaciazione dei settori di testata dei ghiacciai di Dosdè (Est, Centrale II e Ovest) e di Val Viola, mentre si rimpingua la parete nord della Cima Piazzì (Ghiacciaio di Cardonnè), nel 1999 interessata da preoccupanti affioramenti rocciosi. Non v'è alcun dubbio, comunque, che la copertura glaciale del settore rimanga nell'ambito di un trend improntato alla riduzione areale: lo attesta il dato statistico annuale, in cui il solo Ghiacciaio di Dosdè Ovest



può essere considerato stazionario, con tutti gli altri in lieve o moderato regresso. Dal Ghiacciaio di Val Lia si è separata la sua porzione orientale (Ghiacciaio di Val Lia Est) mentre in Val Grosina è stata individuata una nuova forma glaciale minore.



Foto 6: il maestoso versante settentrionale della Cima Piazzgi. Il settore orientale del Ghiacciaio di Val Lia (a sinistra) si è staccato dal corpo principale, divenendo un'unità autonoma (Ghiacciaio di Val Lia Est). Si noti il discreto innevamento residuo. (A. Galluccio, 26 agosto 2000).

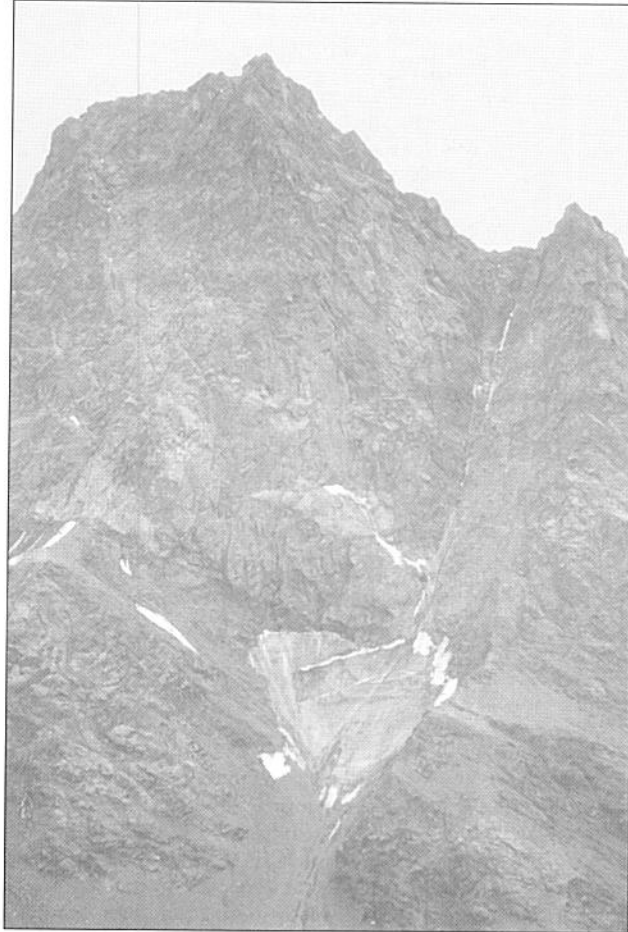
Photo 6: the huge northern slope of Cima Piazzgi. The eastern sector of the Val Lia Glacier (left) has disjoined from the main glacier body becoming an independent unit (Val Lia Eastern Glacier). The fairly good residual snowfall is noteworthy. (A. Galluccio, 26<sup>th</sup> August 2000).

**467.0 VAL LIA** 2000.08.26 QMF: 2615 Decremento moderato. Il ritiro frontale, modesto, si manifesta con l'approfondimento del solco che incide al centro il margine glaciale, che per questo motivo appare grossolanamente bilobato. Ciò che preoccupa maggiormente in proiezione futura è l'esiguità dell'intero settore terminale della colata, poco alimentato dalla massa retrostante, cosa che rende possibili forti arretramenti lineari nei prossimi anni. L'innevamento stagionale, ottimo sino al giorno 19 agosto, viene fortemente eroso nella settimana successiva, ma mantiene comunque una discreta estensione, la maggiore dell'ultimo quadriennio. Il settore orientale del ghiacciaio, da questo separato sotto il profilo dinamico già dal 1997, viene ora catalogato come unità a sé stante. *Snow-line*: 2950 m. (A. Galluccio).

**467.1 VAL LIA EST** 2000.08.26 QMF: 2880 Unità di nuova identif. Negli Anni Novanta, come più volte ricordato nei testi delle campagne glaciologiche precedenti, il settore estremo orientale del Ghiacciaio di Val Lia ha mostrato la tendenza a staccarsi dalla colata principale per effetto dell'estendersi della superficie di alcuni affioramenti rocciosi. Il principale tra questi, il dosso quotato 2939.8 CTR, contro cui poggia ora gran parte della nuova fronte, è un *nunatak* già visibile nella cartografia ottocentesca, dove appare come una modesta isola di substrato. Tale è rimasto, pur ingrandendosi, sino ai primi Anni Sessanta. Oggi sia questo sia il nodo di rocce posto pochi metri più a ovest hanno raggiunto dimensioni tali da suggellare l'avvenuta separazione. La nuova unità è una compatta lente di ghiaccio di spessore ragguardevole e dai contorni regolari che occupa il versante settentrionale della quota 3056.8 CTR. Può essere classificata come un ghiacciaio di tipo *montano* e forma *placca*. Dati morfometrici: esp.: Nord; quota massima bacino: 3140 m s.l.m.; quota massima: 3027 m s.l.m.; lunghezza massima: 260 m; larghezza massima: 230 m; altitudine mediana: 2920 m s.l.m.; superficie: 3.9 ha. *Snow-line*: 2910 m. (A. Galluccio).

**468.0 CARDONNE'** 2000.08.26 QMF: 2480 Decremento forte. Notevoli modificazioni interessano il ramo orientale del ghiacciaio: la finestra rocciosa di quota 2700 m, emersa nel 1994 al centro di quella che fu una seraccata, è ora di grandi dimensioni; poco a monte del suo apice la colata appare depressa, come a indicare una possibile futura espansione dell'inserito anche verso l'alto, mentre a valle genera ancora l'apofisi terminale, in evidente ritiro. Il ramo occidentale, la cui fronte è invece

stabile, è in lieve arretramento lungo l'esteso margine destro, pensile al di sopra di una balconata rocciosa trasversale. La superficie glaciale è rimasta coperta di neve stagionale sino alla metà del mese di agosto, con limite inferiore a 2750 m: il successivo, drastico ridimensionamento di tale copertura porta comunque a un innevamento residuo discretamente esteso. Come al solito esso si presenta asimmetrico per effetto della posizione della cresta dei Corni di Verva, che genera potenti conoidi valanghivi solo sul bordo sinistro del ghiacciaio mentre non offre alcuna protezione o alimento ai restanti settori. A titolo sperimentale la quota media della *snow-line* è stata calcolata integrando i dati altimetrici di 64 punti cartografici posizionati lungo il margine nivale inferiore (ogni 50 m circa). Si nota infine un incremento di massa, riferibile all'annata 1999-2000, delle porzioni sommitali del ghiacciaio (calotta della Cima Piazzì, sua parete NW) dove alcuni affioramenti rocciosi risultano ora meno pronunciati o ricoperti da ghiaccio giovane. *Snow-line*: 2922 m. (A.Galluccio).



*Foto 7: il piccolo Ghiacciaio del Corno di Dosdè sopravvive all'interno di una nicchia rocciosa (V. Bianchi, 9 settembre 2000).*

*Photo 7: the small Corno di Dosdè Glacier survives inside a rocky inlier (V. Bianchi, 9th September 2000).*

#### SETTORE LIVIGNO

Con la sola eccezione del Ghiacciaio di Campo Nord (su cui è stato attivato un sito di indagine nivologica), che mostra una sostanziale tenuta, i rilievi di quest'anno confermano come il patrimonio glaciale del Livignasco vada rapidamente depauperandosi. Il fenomeno conosce i suoi massimi nella Valle delle Mine, dove il Ghiacciaio di Pizzo Zembrasca si è estinto e quelli delle Mine Superiore e Inferiore e di Corna di Capra di Fuori sono ridotti ai minimi termini. Stessa sorte sta coinvolgendo il glacionevato di Val Nera

Centrale. Va a questo proposito ricordato che, negli ultimi anni, sono scomparsi l'apparato settentrionale del Pizzo Filone, tre dei quattro glacionevati di Punta Orsera e il Ghiacciaio di Vago Sud: in totale sei estinzioni, cui vanno aggiunte le quattro che probabilmente saremo costretti ad annotare nel prossimo biennio (ai tre citati prima va aggiunto il glacionevato di Pizzo Filone SE). Ne' consola un innevamento residuo del 2000 più esteso che in passato ma ancora troppo scarso per offrire una efficace protezione alle smunte unità glaciali di questo settore nord-alpino.

#### 997.0 CAMPO NORD

2000.09.12

QMF: 2850

Decremento lieve

Il ghiacciaio appare complessivamente stabile, anche se si nota un lieve appiattimento della fronte. Le due morene mediane non mostrano apprezzabili variazioni rispetto agli anni precedenti. In accentuazione il solco della *bédrière* centrale. Sede di un nuovo sito di indagine nivologica, il ghiacciaio è stato visitato più volte nel corso della stagione estiva: tra le osservazioni del 3 e del 9 settembre si evidenzia una notevole riduzione della copertura di neve residua, soprattutto nel settore orientale. Essa permane invece estesa lungo il margine laterale sinistro idrografico. Altrove le dimensioni planimetriche dell'accumulo sono quelle tipiche degli ultimi anni. *Snow-line*: 3050 m. (M. Maggioni, L. Bolognini)

Variazione media annua: - 3 m (1998)

### SETTORE ORTLES-CEVEDALE

I dati raccolti presso il *sito nivologico principale* del Ghiacciaio di Alpe Sud (3200 m, Monte Sobretta) forniscono una efficace sintesi del bilancio nivo-glaciale del settore nell'anno idrologico 1999-2000: permane la tendenza a una decisa contrazione volumetrica, ma il ritmo del fenomeno è calato rispetto ai due anni precedenti (si riscontra infatti una riduzione annuale dello spessore del ghiaccio di 97 cm, contro i 116 del 1999 e i 172,5 del 1998). Tale rallentamento va considerato per ora del tutto episodico, in quanto frutto solo della congiuntura estiva, che nell'Ortles-Cevedale ha fatto sentire i suoi massimi effetti positivi grazie alla elevata quota media delle masse glaciali. Il residuo nevoso è comunque il più abbondante degli ultimi cinque anni, ma va considerato in ogni modo scarso rispetto a ipotizzabili condizioni di equilibrio: la *snow-line* media è infatti scesa di circa 50-100 m ma resta sempre alta, oltre i 3100-3300 m di quota. L'accumulo da valanga si è invece conservato meglio. In definitiva, se per i ghiacciai che spingono il loro bacino di accumulo oltre i 3200 m l'annata può essere considerata quasi "normale", e in qualche settore glaciale addirittura favorevole (parti alte dei ghiacciai di Gran Zebrù, Cedec, Palon de la Mare, Forni, Dosegù), per tutti gli altri la prosecuzione del ritiro risulta evidente. Il dato statistico conferma: tutte le unità sono in decremento, con soli tre casi di accertata stazionarietà e uno di probabile incremento di massa (glacionevato di Monte Gavia NW). Anche i regressi lineari alle fronti, che stanno esponendo il grave deficit di bilancio delle annate precedenti, sono ancora molto forti, in qualche caso i più cospicui delle singole serie.

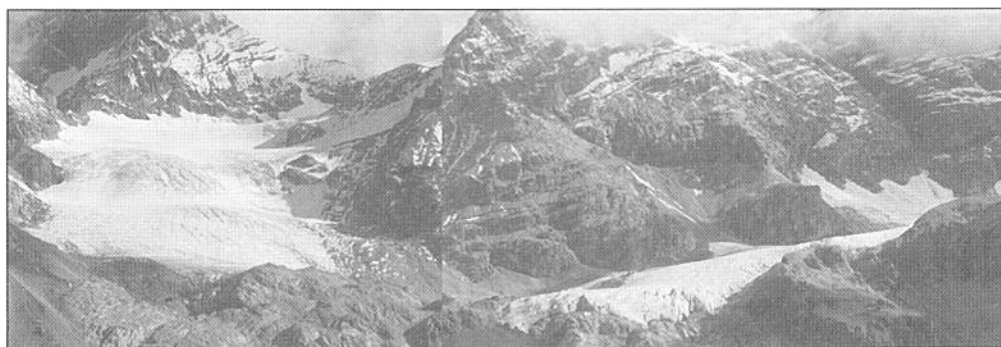


Foto 8: l'avvenuta separazione delle due colate del Ghiacciaio dello Zebrù costituisce l'evento dinamico glaciale più rilevante riscontrato in Lombardia nel corso del 2000. (A. Pellegrini, 3 settembre 2000).

Photo 8: the separation of the two flows of the Zebrù Glacier represents the most relevant glacial dynamic event of the year 2000 in Lombardia. (A. Pellegrini, 3<sup>rd</sup> September 2000).

#### 490.0 ZEBRU'

2000.09.03

QMF: 2912

Incerto

La fronte ovest, raggiunta per un controllo glaciologico dopo oltre quarant'anni, appare appiattita e adagiata alla morena frontale, che è molto mossa e intrisa d'acqua: è risultato dunque difficoltoso porre il nuovo

segnale di misura, sito all'apice di detto argine, in leggera contropendenza, e l'ometto di traguardo che ne facilita il controllo. Alla fronte orientale sono da segnalare una apprezzabile riduzione di spessore, un netto ritiro lineare e la rottura del lobetto più occidentale. Il sopralluogo sulla superficie del ghiacciaio chiarisce che i due rami che lo costituiscono risultano ampiamente separati da campi morenici: si definisce così lo smembramento di questo importante apparato. Si tratta dell'evento dinamico più importante del 2000 per quanto attiene le variazioni dei ghiacciai lombardi. Le due subunità, occidentale e orientale, divengono da oggi due ghiacciai a sé stanti: la prima mantiene il nome di Ghiacciaio di Zebrù e il numero di catasto 490.0, la seconda diviene il Ghiacciaio di Zebrù Est (490.1). La neve vecchia appare di discreta estensione. *Snow-line*: 3230 m. (A.C. Galluccio, A. Pellegrini).

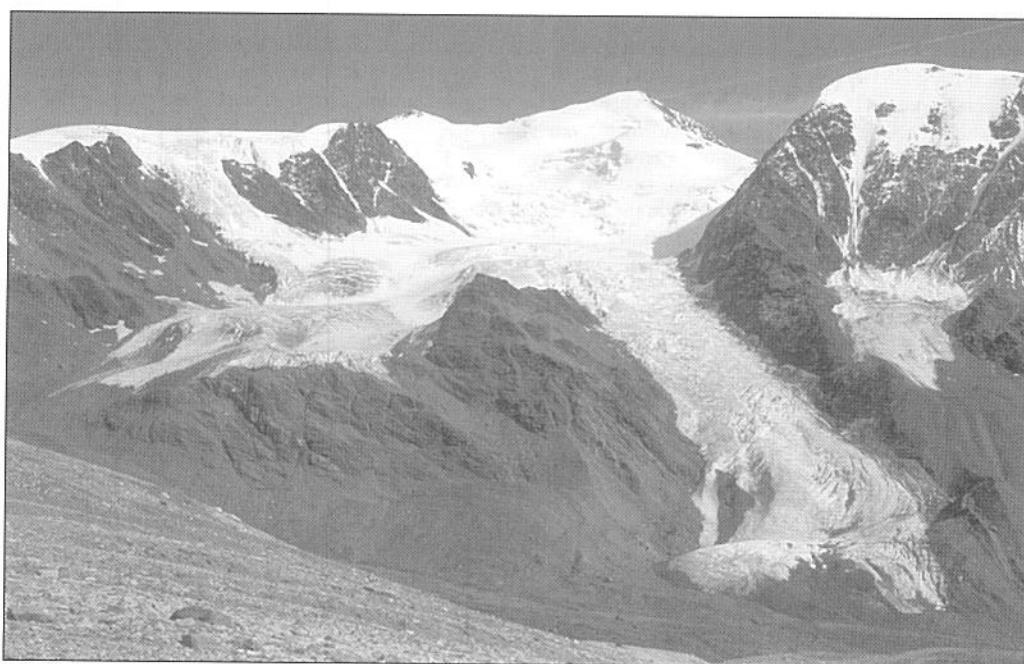
### 503.0 CEDEC

2000.09.09

QMF: 2680

Decremento lieve

L'innevamento residuo è un poco più esteso rispetto al 1999, occupando parzialmente anche il primo pianoro che si incontra alle spalle della zona frontale. Discontinuo tra i 3000 e i 3150 m di quota, esso si mostra compatto alle altitudini superiori. Sotto il profilo dinamico la situazione del ghiacciaio appare complessa per la presenza di segni sia di incremento sia di riduzione della massa. Il ramo settentrionale, stabile alla fronte, mostra infatti un aumento di spessore nel punto dove la colata proveniente dal plateau pensile (zona del Rif. Casati) confluisce in quella valliva, come testimoniato dalla comparsa di strutture seraccate in precedenza non visibili. Il lungo braccio meridionale, invece, appare suddiviso longitudinalmente in due settori di opposta attività: in destra idrografica esso è meno potente, addirittura consunto attorno a quota 2750 m dove è emersa una finestra rocciosa che tende a isolare la affilata porzione più esterna; in alcuni punti si notano zone depresse, svasate, imputabili all'ablazione estiva ma anche a una minore alimentazione da tergo. A sinistra, alle stesse quote, si notano al contrario un irrobustimento e nuovi crepacci longitudinali, a suggerire un incremento della velocità del flusso.



*Foto 9: il ramo meridionale del Ghiacciaio di Cedec (a destra) mostra un comportamento dinamico interessante: la metà destro-idrografica della colata, smunta e solcata da affioramenti del substrato, riceve apporti minori da monte rispetto alla controlaterale, che appare ancora turgida e molto attiva. La causa del fenomeno va probabilmente ricercata nell'irregolarità del profilo della base rocciosa a livello della soglia di sbocco dal bacino di accumulo (al centro). (G. Catasta, 9 settembre 2000).*

*Photo 9: the southern branch of the Cedec Glacier (right) shows interesting dynamics; the right-hydrographic half of the flow, which is thin and furrowed by substrate rocks, received less supplies from upstream compared to the counterlateral one, which is still turgid and very active. The phenomenon is probably caused by the uneven profile of the rocky base at the outflow threshold of the accumulation basin (centre). (G. Catasta, 9<sup>th</sup> September 2000).*

E' probabile che, viste le notevoli dimensioni, questo ramo sia interessato contemporaneamente da onde cinematiche riferibili a numerose annate di valenza diversa ma soprattutto che la porzione destra della colata riceva minor contributo volumetrico dal bacino di accumulo per effetto del profilo irregolare del substrato roccioso nel punto di fuoriuscita. Il suo margine frontale, in vistoso ritiro da alcuni anni, si è fatto ora più regolare, meno sfrangiato. I campi alti del ghiacciaio, sottostanti la mole del Monte Cevedale denotano anch'essi un notevole dinamismo, in particolare attorno ai 3500 m di quota dove, quasi al centro della colata, sono comparsi quest'anno tre nuovi grandi seracchi, disposti trasversalmente al flusso e sub-paralleli tra loro.

*Suon-line: 3030 m. (G. Catasta).*

Variazione media annua: - 8,5 m fronte S; 0 m fronte N



*Foto 10: il crollo prodottosi dal seracco della parete Nord della Cima Cadini nell'agosto del 2000. (G. Cola, 19 agosto).*

*Photo 10: the collapse produced by the serac on the Northern wall of C. Cadini in August 2000. (G. Cola, 19<sup>th</sup> August ).*

#### 507.1 FORNI

2000.09.18

QMF: 2495

Decremento forte

Nonostante l'ablazione superficiale estiva sia in linea con quanto osservato nelle annate precedenti, il valore annuo di ritiro frontale risulta tra i più elevati della secolare serie di misure. Questo fatto trova spiegazione nell'esiguità dello spessore dell'intera porzione terminale della lingua ma soprattutto nel distacco dell'estrema propaggine del lobo occidentale (- 71 m presso il segnale G1). Tale ultimo evento si è prodotto in corrispondenza del *calderone del ghiacciaio* formatosi nel corso del 1999, il cui fianco di monte è divenuto ora il nuovo margine frontale in questo settore. Per meglio seguire i fenomeni dinamici sono stati posizionati due nuovi segnali, mantenendo gli azimut di misura: nel settore centrale il segnale 2 viene sostituito da 2B, posto 56 m più monte; nel settore occidentale il segnale G1 viene sostituito da G2, posto a 141 m dal precedente. Per effetto degli eventi meteorici concentrati verificatisi nel corso dell'estate, il margine destro della lingua, a circa 2620 m di quota, è stato interessato da fenomeni di colamento del detrito superficiale che hanno coinvolto anche parte dell'argine morenico degli Anni Ottanta. Il movimento franoso è esteso per circa cento metri di larghezza e copre un dislivello massimo di 30 m. A partire dal mese di luglio, crolli glaciali si sono susseguiti presso il bordo sinistro della seraccata inferiore del ramo orientale, dove una imponente falesia aggettante è andata ingigantendosi nel corso degli ultimi anni. Sul terreno sottostante, i detriti delle scariche vanno ad alimentare un vasto campo di ghiaccio rigenerato di forma irregolare che, espandendosi



lateralmente, sta lentamente ricoprendo alcuni spalti rocciosi precedentemente liberi dal ghiaccio. La colata, in questo punto, è quindi in fase di ampliamento, mentre più a monte, come già osservato negli anni scorsi, essa appare percorsa da alcuni ordini di "onde di piena". Un altro vistoso crollo, avvenuto nella seconda decade di agosto, ha interessato anche il seracco pensile della parete Nord della Cima Cadini: la relativa, imponente valanga di ghiaccio si è distribuita a ventaglio sul sottostante pianoro sino alla quota di 3100 m circa. Sotto il profilo nivologico, va detto che le elevate temperature del mese di giugno hanno rapidamente ridotto la già esigua copertura nevosa invernale, tanto che all'inizio di luglio il ghiacciaio presentava l'aspetto tipico del periodo di fine ablazione di una annata normale. I due importanti episodi nevosi estivi (9-12 luglio e 4-6 agosto) hanno contribuito in modo decisivo a posticipare lo scioglimento dell'accumulo stagionale. La *snow-line* risulta così un poco più bassa rispetto agli anni precedenti. *Snow-line*: 3100 m. (G. Cola, G. Casartelli, A. Galluccio e Ale Galluccio)

Variazione media annua: - 42 m

#### 511.0 TRESERO

2000.08.24

QMF: 3000

Decremento lieve

Continua lenta, ma inesorabile, la deglaciazione della parete SW del Pizzo Tresero così come il ridimensionamento dell'intero apparato, seppure senza clamorosi ritiri lineari. Il *nunatak* di q. 3150 m, che si insinua nel corpo glaciale in origine dalla cresta ovest della montagna, si fa sempre più sporgente e provocherà entro pochi anni l'interruzione dell'ormai esile diaframma destro di collegamento tra il bacino superiore e la zona frontale. La fronte Nord è appiattita e maggiormente coperta di morenico rispetto al passato. Nonostante ciò, la sua parte destro idrografica è oggi più visibile, con i contorni perimetrali più definiti. La fronte sud presenta ritiri annuali modestissimi, forse a causa dell'elevata inclinazione della porzione terminale e del rilevante spessore del ghiaccio. A 3170 m, a poche decine di metri dal colletto di q. 3218 inciso nella cresta Sud del Pizzo Tresero, è stato misurato uno spessore della neve vecchia di circa 1 m. Al di sotto della *snow-line*, situabile attorno ai 3280 m di quota, la superficie è quasi interamente coperta di firn, con ampie macchie di neve stagionale in corrispondenza dei crepacci che giungono fino a q. 3080. I sacchetti di juta della Grande Guerra, rinvenuti negli anni passati sulla fronte Nord, formano funghi di ghiaccio di piccole dimensioni, segno questo di una ablazione superficiale assai modesta. *Snow-line*: 3280 m. (A.C. Galluccio, L. Bolognini).

Variazione media annua: - 9 m lobo Nord; - 1 m lobo Sud



Foto 11: il Pizzo Tresero e l'omonimo ghiacciaio il 22 agosto 2000; nonostante il caldo torrido della terza decade del mese, l'innervamento residuo è ancora consistente, il più esteso degli ultimi cinque anni. (A.C. Galluccio).

Photo 11: Pizzo Tresero and the glacier bearing the same name on 22<sup>nd</sup> August 2000; despite the torrid heat in the third ten days of the month, the residual snow cover is still considerable, the best one of the past five years. (A.C. Galluccio).

#### SETTORE ADAMELLO

Preziose informazioni circa l'andamento dell'anno idrologico 1999-2000 nel settore emergono dai dati raccolti presso il sito nivologico del Ghiacciaio di Pisgana Ovest (3150 m). In data 28 maggio lo spessore della neve dell'anno è di 270 cm, con un peso specifico medio di 513 kg/m<sup>3</sup> e un peso totale di 1386 kg/m<sup>2</sup>. La cristallografia e la stratigrafia evidenziano periodi di forte riscaldamento, con forme da fusione e rigelo e sei



croste di ghiaccio. In occasione del secondo controllo (18 giugno) lo strato nevoso è profondo 192 cm (dati nivometrici: 598 kg/m<sup>3</sup> e 1149 kg/m<sup>2</sup>), mentre il 30 luglio esso cala fino a 90 cm. Il 22 agosto il residuo nevoso è assente e, causa il gran caldo, la fusione giornaliera è di ben 3,5 cm. Alla fine della stagione si registra una perdita complessiva di 80 cm di ghiaccio, solo di poco inferiore a quella verificatasi nel 1999. Rispetto agli anni precedenti, una più prolungata copertura nevosa nel periodo estivo produce un maggiore residuo nevoso su tutte le unità glaciali, in modo che alcuni piccoli apparati di nicchia o falda fanno segnare un bilancio di massa stimabile come equilibrato o anche favorevole (Avio Est, Cima Wanda, Cristallo, Cima del Laghetto, Monte Adamello, Levade Ovest). Tale rilievo non è certo sufficiente a invertire l'attuale fase dinamica, improntata comunque a una decisa riduzione delle masse, ma solo ad attenuarne gli effetti. Il Ghiacciaio dell'Adamello risulta discretamente innevato nella sua porzione meridionale (Pian di Neve), le cui effluenze proseguono per altro a ritirarsi vistosamente, mentre l'Effluenza del Mandrone si presenta come al solito per la gran parte scoperta di neve dell'anno: la fronte trentina del ghiacciaio è prossima a importanti variazioni morfologiche. Analogamente i ghiacciai del Pisgana, come quelli del Venerocolo, dell'Aviolo e di Avio Centrale, non hanno ancora mostrato appieno le conseguenze della ormai più che decennale crisi dell'alimentazione nevosa: ci si attende in particolare alcuni smembramenti, con un incremento fittizio del numero delle unità glaciali del settore.

#### 577.0 PISGANA OVEST

2000.09.10

QMF: 2565

Decremento forte

L'interposizione, tra i segnali e la fronte, del lago proglaciale formatosi nel 1993, ha impedito per sette anni le operazioni di misura, oggi riprese grazie a opportuni accorgimenti tecnici. Prosegue senza soste la fase di forte ritiro e di ridimensionamento di questo imponente apparato lombardo: si constata infatti un regresso medio di circa 220 m rispetto alle ultime osservazioni disponibili, con una media annua di 22 m dal 1990 e di 14,5 m dal 1992. La lingua va progressivamente assottigliandosi, soprattutto sui bordi: la sua larghezza massima è di circa 220 m. Il lago proglaciale appare insabbiato a sinistra mentre si è esteso in lunghezza a destra; in questo punto la lingua appare ora immersa nell'acqua e presenta una falesia alta circa 9 m. Alle quote intermedie i *nunatak* centrali sono più prominenti rispetto all'anno scorso, mentre la placca di ghiaccio sottostante la Bocchetta dei Frati si è completamente staccata ed è in via di dissoluzione. L'unico aspetto positivo è la presenza di innevamento residuo nel bacino di accumulo (*snow-line* a 3050 m), pur con qualche discontinuità anche alle quote superiori, come ad esempio in corrispondenza del sito nivologico, posizionato nel 1999 presso il Passo di Venerocolo a 3150 m, dove i tre metri di neve rinvenuti a inizio estate sono scomparsi del tutto nella terza decade di agosto e si è inoltre avuta la fusione di circa 80 cm di ghiaccio. *Snow-line*: 3050 m. (M. Monfredini, E. Zucchini, M. Pala).

Variazione media annua: - 14,5 m (1992)



Foto 12: l'effluenza settentrionale del Ghiacciaio dell'Adamello (Ghiacciaio del Mandrone) è ancora la più vasta lingua glaciale delle Alpi italiane, anche se mostra rilevanti segni di involuzione. (G. Salvioni, 26 agosto 2000).

Photo 12: the northern outflow of the Adamello Glacier (Mandrone Glacier) is still the largest glacier tongue of the Italian Alps, even though it registers considerable signs of involution. (G. Salvioni, 26<sup>th</sup> August 2000).

In data 26 agosto sul Pian di Neve si osserva un discreto innevamento residuo (*snow-line* a 3120 m), mentre meno consistente appare quello che interessa l'effluenza Mandrone, sia pure più esteso che nel 1999 (*snow-line* a 3050 m). Il primo risulta così parzialmente coperto mentre la seconda mostra il solito, desolante aspetto, tipico degli Anni Novanta. In settembre tale situazione sembra modificarsi in modo impercettibile. Oltre i 3100 m di quota, l'intensa fase di deglaciazione si è quindi attenuata, mentre al di sotto di tale limite la riduzione di spessore delle colate appare evidente e marcata: in definitiva un bilancio di massa solo un poco meno sfavorevole dei precedenti. Tutte le effluenze, con la sola, poco importante eccezione di quella di Miller, sono in forte ritiro. Stanti le odierne condizioni climatiche, che fanno mancare l'alimentazione necessaria al mantenimento delle attuali dimensioni, il grande ghiacciaio appare ipertrofico, soprattutto sul versante settentrionale dove ha il suo maggior sviluppo: qui, nei prossimi anni, sono da attendersi vistose variazioni morfologiche. *Snow-line*: 3050–3120 m. (M. Monfredini, E. Zucchini, F. Pelosato, M. Pala).



*Foto 13: l'Effluenza di Salarno del Ghiacciaio dell'Adamello: dopo il progresso degli Anni Settanta e Ottanta, la colata si è assai ridotta, sino ad assumere oggi quelle che sono le sue minori dimensioni in epoca storica (F. Pelosato, 27 sett. 2000).*

*Photo 13: the Salarno Outflow of the Adamello Glacier: after growing in the 70s and 80s, the flow has considerably shrunk and today it has the smallest dimensions ever had in this historical epoch (F. Pelosato, 27<sup>th</sup> September 2000).*

*Effluenza di Miller – QMF: 3140 m; snow-line: 3200 m. Nessuna variazione. Residuo di valanga alla fronte.*

*Effluenza del Corno di Salarno – QMF: 3050 m; snow-line: 3200 m. Si nota un lieve assottigliamento della colata, che permane comunque turgida e potente. L'attività di crollo si origina esclusivamente dal settore di appoggio centrale della seraccata.*

*Conoide di Salarno* – QMF: 2580 m; *snow-line*: - . Nessuna variazione morfologica significativa. E' ancora ben alimentato nel settore di testata, che appare formato da ghiaccio di rimpasto fresco. Oltre il 70% della superficie complessiva ha l'usuale aspetto di un campo di detrito di falda. Fronte sempre riconoscibile. Dopo un'ultima misura, è stato variato il riferimento per la misura frontale, essendo l'allineamento Saibene 1958 ormai troppo distante. Variazione media annua: - 0 m

*Effluenza di Salarno* – QMF: 2720 m; *snow-line*: 3150 m. Si apprezza un rallentamento del ritmo di ritiro della colata lungo il salto roccioso, anche se appare inesorabile l'evoluzione futura: la tozza e convessa apofisi frontale, oggi ancora collegata con il settore a monte per mezzo di una propaggine larga circa 10 m, verrà abbandonata e la quota minima frontale risalirà di circa 100 m. Tale evento è atteso per il prossimo anno.

*Effluenza di Adamè* – QMF: 2820 m; *snow-line*: 3120 m. Negli Anni Novanta la fronte pensile della grandiosa colata è risalita di circa 110 m di quota. Anche quest'anno presenta un'ulteriore perdita di potenza, ma si mantiene compatta e di buon spessore: i crolli di ghiaccio, che si verificano soprattutto nel settore centrale, ne attestano la perdurante attività dinamica.

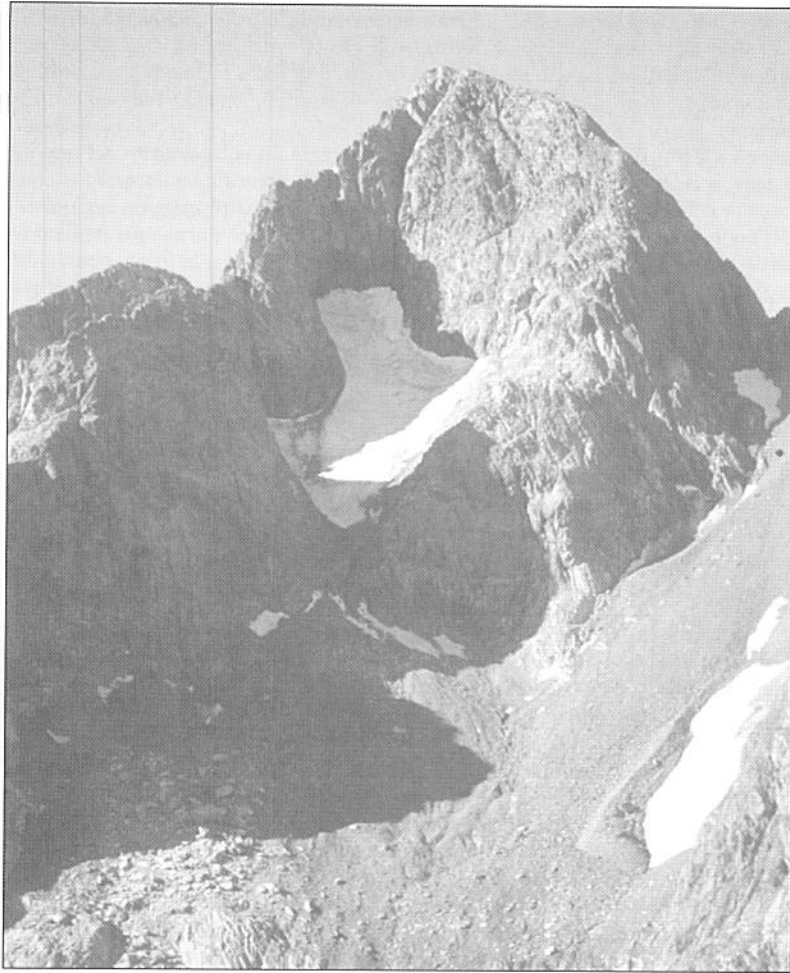
*Effluenza del Mandrone* – QMF: n.v.; *snow-line*: 3050 m. La grande effluenza settentrionale del Ghiacciaio dell'Adamello, che ancor oggi disegna il più vasto panorama glaciale vallivo delle Alpi Centro-Orientali italiane, è quella che mostra il decremento più rilevante: al di sotto delle Lobbie la riduzione di spessore è fortissima, con conseguente ampliamento della finestra rocciosa posta in direzione del passo omonimo, mentre l'intero settore terminale della colata, quello sito a valle dell'ultimo risalto crepacciato, va affievolendosi in modo impressionante. Tali modificazioni, conseguenza diretta di oltre un decennio di scarsa alimentazione (circa 8 km<sup>2</sup> di superficie glaciale restano quasi sempre completamente scoperti a fine stagione), sono solo il preludio di un futuro e ben più marcato ridimensionamento.

### SETTORE OROBIE

L'aspetto degli apparati orobici al termine della stagione di ablazione e i dati del sito nivologico del Ghiacciaio del Lupo evidenziano come l'anno idrologico 1999-2000 sia stato uno dei peggiori che si ricordino limitatamente agli apparati dotati di scarsa protezione orografica (ghiacciai del Trobio, di Torena Superiore, di Scais, del Pizzo del Diavolo di Tenda W e del Monte Costone) e a quelli che, evidentemente, sono stati "saltati" dal salutare apporto valanghivo (Val Sena, Dente di Coca, Bocchetta di Podavitt). Per gli altri, tipicamente annidati in umbratili canaloni, l'effetto protettivo della neve e del freddo di luglio, e parzialmente anche di quelli della prima decade di agosto, si è comunque espresso, in modo che ghiacciai come il Marovin, il Pioda Inferiore e l'Omo Ovest hanno potuto mantenere un residuo nevoso scarso ma non nullo. Anche le forme intermedie tra queste due tipologie (ghiacciai del Lupo, di Druet, dei Cagamei) hanno conservato un minimo di accumulo, a seconda dei casi più o meno consistente rispetto al 1999. Il Ghiacciaio di Pioda Superiore fa addirittura registrare un lieve incremento della massa, evento isolato riconducibile al microclima locale. In generale, comunque, il bilancio di massa annuale degli apparati glaciali delle Orobie resta gravemente deficitario: i dati meteorologici suggeriscono a questo proposito che i due fattori più negativi, oltre a un'invernata non certo generosa, siano stati da una parte l'andamento del mese di maggio, che ha privato la catena sud-alpina di buona parte degli abituali apporti nevosi, dall'altra le temperature medie giornaliere della seconda metà di agosto, certamente torride alle quote molto basse cui ancora oggi si spingono molte delle fronti dei ghiacciai del settore.

**558.0 P.ZO DIAVOLO DI TENDA**                      2000.09.03                      QMF: 2540                      Decremento forte  
Per questo ghiacciaio il confronto di situazione va fatto con il 1997, anno invero eccezionalmente favorevole almeno sino a quella inusitata ripresa dell'ablazione che si verificò nei mesi di settembre e ottobre. In quell'occasione, un potente conoide aveva di fatto unito, in una sola stagione, il nostro con il sottostante apparato di NE. Ora di questa anastomosi non vi è più traccia e la fronte è risalita lungo il gradino roccioso sino a rioccupare la posizione abituale, a circa 2540 m di quota. Il giudizio di forte decremento assegnato alla fase dinamica, doveroso per le evidenze morfologiche descritte, deve però conto del fatto che la variazione si è espressa in un triennio. La neve vecchia è quasi del tutto assente, mentre in destra idrografica, al limite superiore del lobetto sommitale orientale, si nota un ammasso di detrito, verosimilmente di frana, che la mancanza di documentazione intermedia non consente di datare. (A. Meani).

**558.1 P.ZO DIAVOLO TENDA NE**                      2000.09.03                      QMF: -                      Estinto  
Nella sede occupata dall'apparato ancora nel 1997 oggi non si vedono che minimi residui nevosi e, forse, un irregolare ammasso di ghiaccio sepolto nei detriti. Si considera estinta questa unità e la si assegna all'elenco delle forme glaciali minori con il n. 8706.0. (A. Meani).



*Foto 14: il Pizzo del Diavolo di Tenda e i suoi piccoli apparati glaciali (ghiacciaio omonimo, al centro in alto; glacionevato NE, al centro, in ombra; glacionevato del Passo del Diavolo, a destra in alto; glacionevato di Omo Est, a destra) (A. Meani, 3 settembre 2000).*

*Photo 14: the Pizzo del Diavolo di Tenda and its small glacial units (glacier bearing the same name, in the middle high up; NE glacierette, in the centre, in the shade; Passo del Diavolo glacierette, right high up; Omo Eastern glacierette, right). (A. Meani, 3<sup>rd</sup> September 2000).*

**9704.0 PASSO DEL DIAVOLO**

2000.09.03

QMF: 2520

Forma glaciale minore

In forte decremento rispetto al rilievo precedente, il glacionevato si è di fatto spezzato in due subunità di cui quella inferiore è scoperta e mostra ghiaccio e firn mentre quella più elevata è interessata da completo innevamento residuo. Entrambe sono di minime dimensioni. *Snow-line*: 2620 m. (A. Meani).

**559.0 OMO EST**

2000.09.03

QMF: 2370

Decremento moderato

Questo curioso apparato glaciale occupa ancora per intero il suo abituale bacino, definito da un completo apparato morenico che si estende su tre lati. Lo spessore appare però nettamente più modesto che in passato. Una piccola placca di ghiaccio è visibile a monte della massa principale. Probabilmente la superficie è coperta solo da nevat. *Snow-line*: 2370 m. (A. Meani).

## SECTOR: SPLUGA-LEI

The redimensioning phase of the glaciers in this sector is still going on. As already indicated last year, the shrinking rhythm seems to have slowed down, even though the relative morphological changes are in the middle of their development. This year the mild summer course managed to preserve some limited fields of old snow, which however could make the annual balance of some units turn to positive (Val Loga, Tambò Superiore e Inferiore, Orsareigls). In general, the residual snow cover seems to better keep on the western crest of Valle di San Giacomo, while it is smaller on the sector Pizzo Emet-Pizzo Stella. Val di Lei, too, has not been particularly favoured. The main dynamic events are represented by the complete disappearance of the valley tongue of the Pizzo Ferrè Glacier (therefore becoming a mountain glacier), by the prolonged weathering phase of the Morteccè Glacier (a relict at this point), by the heavy shrinkage of the Passo Suretta glacierette (affected by the restart of ablation in the second ten days of September) and finally by the involution of the end part of the Ponciagna Glacier, which disjoined from the proglacial lake.

**371.0 SURETTA SUD** 2000.09.09 QMF: 2685 *snow-line*: 2800 m slight shrinkage

The general aspect of the glacier is unchanged even though its surface is more and more crevassed and covered with moraine. The snout seems to be thinner and lifted in relation to the substrate along its western border, while it is mixed with drift in the centre. The summer monitoring at the snow check-up site describes an unfavourable initial situation (243 cm of average thickness on 18<sup>th</sup> June 2000 against 328 cm of 25<sup>th</sup> June 1999) and a negative first part of July (130 cm on 27<sup>th</sup> July 2000 against 230 cm on 25<sup>th</sup> July 1999); a partial recovery could possibly have occurred in the period 10 July – 10 August. Between 28<sup>th</sup> August and 9<sup>th</sup> September the snow cover considerably melted; however, it is still slightly larger than in 1999. (D. Affer, E. Paini, E. Congiu, G. Ghielmi, J. Palermo and P. Piccini). average annual variation: - 3 m

## SECTOR: CODERA-MASINO

At the end of the summer season the residual snowfall is fairly good on the units of Val Masino, while it is poor, but not non-existent as in the past, on those in Val Codera, where the cool phase of July did not have the expected effects. In particular, there is good accumulation on the mountains of Valle del Ferro, whose units are fully covered with snow, and on the Rasica Eastern Glacier. It is less considerable elsewhere but in any case larger than in 1999. For these reasons, some small units can still be filed with a positive mass balance, or close to balance, even though most units are still shrinking. Amongst the dynamic events one should mention the ice collapse in August involving the area from the snout to the Pizzo Torrone Upper Eastern Glacier; the landslide reached Sentiero Roma, 1 km downstream, causing little damage to a group passing by. The patterns of this phenomenon seems to be different from those of the landslides of the Rasica Eastern Glacier (it is in fact possible that only the most superficial layers of old snow and firn slid downstream). The latter still shows signs of instability and registers new snout collapses and the enlargement of the peripheral crevasses.

**399.0 RASICA EST** 2000.09.16 QMF: 2810 *snow-line*: 2850 m considerable shrinkage

The snout, which has new seracs, lost the old lobes and therefore shows a straight profile; its retreat is about 20 m (estimate) compared to 1999. The loss of global mass seems to be much more considerable; in particular, the glacier thinned on the right-hydrographic part, as it probably received little supplies from the avalanches. The satellite stretches of ice and the snow field close to the internal push moraine are instead unchanged, while the upper hanging ice field is thinner and thinner even though its surface seems to be unchanged. The repeated collapse of firn blocks during the check proved that a final situation of physical balance has not yet been reached and that the snout's dislocation is still going on. Other facts prove this assumption: the disappearance of the left glacial stream and the enlargement of the one on the opposite side, the instability of the entire snout covered with moraine, a large transversal fracture line at full thickness involving the top part of the flow at an altitude of 3000 m and the enlargement of the crevasse at the first change of inclination (about 2900 m). One gets the impression that the entire glacier body is further losing its stability; new morphological arrangements involving also the upper sectors are therefore expected in future. The residual snowfall covering most of the glacier surface is clearly more abundant than the one observed in the past years. It originated from avalanches and it is larger in the central zone and particularly at the hydrographic left. (G. Grazi, C. Lonardo, C. Gusmeroli). average annual var.: - 20 m (estim.)

*Photo1 (Pizzo Torrone Eastern Glacier): see page 118*

**401.0 PIZZO TORRONE EST** 2000.09.16 QMF: n.v. considerable shrinkage

The unit is definitely divided into two completely separate parts, i.e. lower and upper ones. The lower part, now a glacier body with uncertain borders which sunk into drift, is still fed by the huge eastern cone, which has undergone considerable rearrangement and has no residual snow. This part (401.0) shows the effects of the glacial landslide in the centre, up to close to the historical moraine; the landslide disjoined from the Upper Glacier on 11<sup>th</sup> August 2000 at 10:30 and its drift reached Sentiero Roma in the stretch between Bivacco Manzi and Passo del Cameraccio. Fortunately it caused only little damage to the mountain rambblers passing on the track at that time. The fragments, which have different dimensions, are formed by multiannual firn and by glacier ice. One should add that the similarity to the collapse close to the Rasica Eastern Glacier is limited to the last aspect described; the close observation of the disjunction area shows, in fact, that the collapse has not occurred at full thickness, but it involved only the most superficial, recently formed layers, which have not yet transformed. The phenomenon seems to be similar to the formation of the sheer face avalanches of wet snow: one can assume that the snow meltwater, once it reached the underlying ice layer, caused the disjunction of the outermost structure as a result of the formation of a fracture through tension, due to less friction. The cliff-shaped snout of the upper unit (401.1) is retreating, especially at the hydrographic left, while it is lifted by the substrate in the centre. The interruption of the ice canal at 3100 m, which used to reach the pass between Pizzo Torrone Centrale and Punta Melzi, is a very interesting event. (C. Gusmeroli, G. Elli).



## SECTOR: DISGRAZIA-MALLERO

The July snowfall, which has been particularly abundant in this sector (80 cm at Refuge Ponti), influences very positively the summer course; at the end of the season the residual snow cover is good, certainly more than in the previous seasons and amongst the best ones over the past decade. Therefore glaciers register a considerable attenuation of the negative trend affecting the glacier balance, in terms of both snout retreat and thickness reduction of the flows. In some cases the year registers local mass growth, above all on the glaciers at the highest altitude, like Corna Rossa (going back to the 1988 values), Cassandra Centrale (100% snowfall), Cassandra Superiore and Sassa d'Entova. The old snow cover is large on almost all units: Pizzo Rachele, Sissone, Cima di Rosso Sud-Est/Est, Predarossa (the separation rhythm between the upper and lower basin slows down), Ventina (the trend to divide into two parts slows down and the stretches of ice form again on the surrounding walls). Apart from the packs of direct origin, one can notice almost everywhere how the avalanche cones are quite big and they cover, even at the end of the season, most of the gorges (glaciers: Pizzo Tre Mogge, Cima di Rosse Est, Cassandra Est). The glaciers Western Cassandra and Orsera are instead in a terrible situation, the latter can be considered as extinct, as well as the Corni Bruciati V glacierette. Something interesting can be observed at the snouts, where stretches of dead ice covered with moraine are keeping: in the past these were kept by the drift cover, which instead reduced a lot over the past summer. The possible explanation lies in the prolonged phase, a few days, of very high temperatures, like in June and in the second half of August; the drift cover cannot cool down during the night after being greatly warmed during the insolation hours. A sort of "thermos" effect speeding up the melting of the buried glacial mass. The event had already been observed in 1988; this year it occurred on the following glaciers: Sissone, Passo di Chiareggio and Cassandra Est. The shrinkage of the large pre-snout stretch of dead ice of Cassandra Est lets the tunnels produced by the ablation streams emerge. The tunnels have been explored.

*Photo 2 (drift of the ice landslide of Pizzo Torrone Eastern Glacier): see page 119*

### 419.0 DISGRAZIA

2000.09.09 QMF: 2385 *snow-line*: 2720 m considerable shrinkage

Since the middle of the 80s, this large glacier in Lombardia has been registering a great involutive phase, whose fast rhythm is due to the moderate mean altitude of the unit (2715 m); the relentless feeding from avalanches and the orographic protection provided by the high walls of the slope of Monte Pioda-Monte Disgrazia are probably no longer sufficient to keep the glacial mass balanced with the present weather conditions. After losing the valley tongue, whose residual drift cover still occupies the bottom of Val Sissone, the large snout has quickly gone up along the rocky step and apparently it is not stopping, as proved by the high retreat values in the central sector and by a much stronger shrinking in the one at the hydrographic left. Moreover, the flow is greatly flattening slightly above the snout's border. The minimum elevation of the glacier is still very low, slightly lower than 2400 m, and this fact alone suggests that further redimensioning is very likely to occur. The residual snowfall is fairly good this year, above all in the central sector, while it is very good on the head walls receiving considerable supplies. Finally, a collapse originated from the serac on the northern wall of Mt. Disgrazia occurred; the pictures available cannot confirm this phenomenon. (V. Mariani) average annual variation: - 27 m

*Photo 3 (Disgrazia Glacier): see page 120*

## SECTOR: BERNINA

The tongues of the glaciers Scerscen Superiore and Fellaria W have undergone very evident rearrangements with the addition of particular epiglacial formations: the multiannual lack of snow supplies now shows its effects. Scerscen Superiore and Fellaria W are instead less influenced by the present weather conditions, the former because it already underwent a strong rearrangement, the latter because it is the only unit in Lombardia whose accumulation basin almost reaches 4000 m of altitude. The Varuna Glacier, too, is near to the end of its weathering process, which started in the 30s; it was a wonderful valley which now only shows three residual stretches of ice. The Caspoggio Glacier tends to shrink inside the head cirque as a result of the gradual tongue reduction. Moreover, there are two extinct units (Cime Musella and Sasso Moro NW II). As already mentioned for the other massifs in Lombardia, the residual snow cover is this year much larger than in the past three years, which favours limited positive dynamics (units: Fellaria Centrale and Fellaria Superiore I and II).

### 439.0 FELLARIA OVEST

2000.08.29 QMF: 2550 *snow-line*: 3150 m considerable shrinkage

The end sector of the glacier tongue has been greatly rearranging for some years. The mass shrinking goes on very quickly and it is accompanied by transitory morphodynamic phenomena as huge as spectacular. As a result of the melting of the downstream border, the calderone del ghiacciaio formed at the hydrographic left in 1998 has now become a large mouth bordered by the waters of a small proglacial lake, where white ice blocks float. On the same side, a bit more upstream, another very peculiar epiglacial formation formed this year; it is a funnel-shaped cave, bordered by a series of concentric crevasses, which has a depth of 30 m and a maximum diameter of 40 m; it narrows towards the bottom to the 5-7 m large central hole, through which one can see the bottom of the moraine. The formation might have formed as a result of the flowing of the subglacial waters and of the slowing down of the flow due to the interruption of the glacial septum connecting to the upper seracs. The latter is now hanging for a short stretch, where the main ablation stream flows out from in the form of a fall. In the end this tongue, which few years ago was still one the best preserved valley tongues in Lombardia, now looks like a relict. Its planimetric reduction is of such a nature that there are problems in placing new check signs, as the area in front of the snout on the original cartography available (1981-1982) seems to be covered with ice for some hundreds of metres and it is therefore difficult to define the exact position of the datum points on the map. In the upper fields one can instead notice a clearly larger snow cover than the one measured in the past three years: rests of avalanches and snow fields of direct origin, which cannot be distinguished in many cases, let the snow-line be at about 3150 m, while the nunataks boring the surface seem to have unchanged dimensions. The difference between the flow coming from Passo del Sasso Rosso and Pizzo Zupò, which is the real glacier flow, and the western component is more and more

marked; the difference in altitude is now of more than 10 m where the two tributaries come close to each other, more or less in the middle of the large medial esplanade. The prolonged summer snow cover and the described residual snowfall at the season's end make the annual balance much less negative than the previous ones. (G. Catasta, M. Butti). aver. a.v.: - 18

*Photo 4 (Vellaria Glaciers): see page 121*

#### 441.1 CIMA FONTANA NE

2000.09.09 QMF: 2840

considerable shrinkage

The picture taken from SF 321 after a decade from the previous one confirms that the Vallone di Varuna is one of the mountain areas in Lombardia where deglaciation has been more intense. The phenomenon is probably due to the almost exclusive direct feeding of the existing glacial units and to the site's structure, i.e. open and sunny. The supplies of avalanches are, in fact, poor and the orographic protection, too, is very limited considering both the moderate altitude of Cima Fontana, which closes the basin south, and the southern exposure of the ramparts of Pizzo Varuna, the main theoretic source of feeding. Consequently the weathering process of the Cima Fontana NE Glacier, which is the rest of the old unitary glacier at the hydrographic left, is relentless; it is much less thick and this year, too, it has no residual snow cover. In particular, its right part will certainly disappear in few years, unless a phase favourable to glacialism occurs. The CG99 sign, that has been found there, has been used, while the old 1990 sign is no longer operative (M. Butti).

*Photo 5 (Cima Fontana NE Glacier): see page 122*

### SECTOR: SCALINO-PAINALE

In the head sector of the Pizzo Scalino Glacier the 2000 summer course has produced a larger residual snowfall than in the recent past, slightly more than in 1997, but however absolutely poor. Very limited seasonal snow accumulation keeps only on the eastern slope of the Massif Pizzo Painale-Cima di Ron, while west there are only some small avalanche bodies. The weathering phase is involving the units in Val Fontana or in Valle Antognasco, which are now only very thin glacierettes or black glaciers in a slightly involutive phase. It is possible that in the next two or three years more than half of the glacial masses of this sector will become extinct; the Pizzo Painale SW Glacier still deserves the definition of mountain glacier.

### SECTOR: DOSDE'-PIAZZI

The glaciers of this sector have clearly benefitted of the ablation saving linked to the summer weather course; except for Val Campaccio, located at medium-low elevations, all of them show a definitely larger residual snowfall than in the recent past. So the deglaciation of the head sectors of Dosde' (Eastern, Central II and Western) and of Val Viola is now stopping, while the northern wall of Cima Piazza (Cardonné Glacier), where in 1999 concerning rocks emerged, is growing. However, the ice cover of this sector is still undoubtedly affected by a shrinking trend, as proved by the annual statistics, according to which only the Dosde' Western Glacier is unchanged while all the other units are slightly or moderately shrinking. The eastern part of the Val Lia Glacier has disjoined (Val Lia Eastern Glacier), while a new minor glacial formation has been identified in Val Grosina.

*Photo 6 (Cima Piazza Glaciers): see page 123*

#### 467.0 VAL LIA

2000.08.26 QMF: 2615

snow-line: 2950 m

moderate shrinkage

The moderate snout retreat becomes evident with the deepening of the furrow eroding the glacier border in the middle, which for this reason seems to be roughly bilobate. The most concerning problem in a future perspective is represented by the slightness of the whole terminal sector of the flow, which is little fed by the back mass; this can cause considerable linear retreats in the next years. The seasonal snow cover, which kept very well until the 19<sup>th</sup> August 2000, has strongly eroded during the following week, but it is anyway still fairly large, the largest one of the past four years. The eastern part of the glacier, which is separate from a dynamic point of view since 1997, is now classified as independent unit. (A. Galluccio).

#### 467.1 VAL LIA EST

2000.08.26 QMF: 2880

snow-line: 2910 m

new unit

As already mentioned in the previous glaciological campaigns, the outermost eastern sector of this glacier tended to disjoin from the main flow during the 90s as a result of more extended emerged rocks. The main one, the hill surveyed as 2939.8 CTR with most of the snout leaning on, is a nunatak already visible in the cartography of the XIX century, where it appears as a small substrate block. It remained like this until the early 60s even though it enlarged. Today both this block and the group of rocks located few metres west have reached such dimensions that one can confirm their separation. The new unit is a quite thick ice lense with even borders occupying the northern slope of 3056.8 CTR. It can be classified as a mountain glacier with the shape of a stretch of ice. Morphometric data: exp.: north; max elevation of the basin: 3140 m a.s.l.; max elevation: 3027 m a.s.l.; max length: 260 m; max width: 230 m; mean altitude: 2920 m a.s.l.; surface: 3.9 ha. (A. Galluccio).

#### 468.0 CARDONNE'

2000.08.26 QMF: 2480

snow-line: 2922 m

considerable shrinkage

The eastern branch is undergoing considerable changes: the inlier at 2700 m, which emerged in 1994 in the middle of a former serac, now has big dimensions; slightly upstream of its top the flow appears low, which could be a sign of a future extension upward, while downstream it still generates the clearly retreating terminal apophysis. The western branch, whose snout is instead unchanged, is slightly shrinking along the large right border hanging above a transversal rocky balcony. The glacier surface has been covered with seasonal snow until the middle of August with the lowest limit at 2750 m; the following, drastic redimensioning of this cover leads however to a fairly large residual snowfall. As usual it is asymmetric as a result of the position of the crest of Corni di Verva, which generates big avalanche cones only on the glacier's left border, but it does not protect or feed the remaining sectors. One can finally notice a mass growth of the top parts of the glacier referring to the year 1999-2000 (cap of Cima Piazza and its NW wall), where some rocks are now less noticeable or they area covered with new ice. (A. Galluccio).

*Photo 7: Corno di Dosde' glacierette); see page 124*

## SECTOR: LIVIGNO

This year's surveys have confirmed that the glaciers in the area of Livigno are quickly going to disappear, except for the Campo N Glacier (where a survey site has been placed), that seems to keep. The phenomenon is at the worst in Mine Valley, where the Pizzo Zembrasca Glacier is now extinct and the other glaciers Mine (Upper and Lower), Corna di Capra di Fuori are reduced to their lowest terms. The same is happening to the Val Nera Central glacierette. One should mention that over the past years the northern unit of Pizzo Filone, three out of 4 glacierettes of Punta Orsera and Southern Vago have disappeared. In total, six units are extinct, but other four units will probably have to be added in the next two years (the Pizzo Filone SE glacierette should be added to the above-mentioned 3 ones). The 2000 residual snow cover, which is larger than in the past, is not reassuring, as it is still too little to efficiently protect the thin units of this north-alpine sector.

### 997.0 CAMPO NORD

2000.09.12 QMF: 2850 snow-line: 3050 m slight shrinkage

The glacier is unchanged, even though the snout has slightly flattened. The two medial moraines have not considerably changed in relation to the previous years. The furrow in the central bédrière is becoming more noticeable. The glacier, which is now a new survey site, has been visited many times during the summer; between 3<sup>rd</sup> and 9<sup>th</sup> September the residual snow cover considerably shrank, above all in the eastern sector. It is instead still large along the lateral border at the hydrographic left. Elsewhere the planimetric dimensions of the accumulation are the same as in the past years. (M. Maggioni, L. Bolognini) average annual variation: - 3 m (1998)

## SECTOR: ORTLES-CEVEDALE

The data gathered at the main survey site of the Alpe Southern Glacier (3200 m, Monte Sobretta) provide a clear synthesis of the snow-ice balance of this sector in the 1999-2000 hydrological year, which registers a trend to volume shrinking, although the rhythm has slowed down in relation to the past two years (the ice thickness has in fact decreased by 97 cm in a year, against 116 cm in 1997 and 172.5 cm in 1998). The slow-down can be considered an episode for now, as it is only the result of the summer course, which had very positive effects on Ortles-Cevedale thanks to the high average altitude of the glacial masses. The residual snow cover is more abundant than in the past five years, but it is however poor compared to assumable balance conditions. The average snow-line has decreased by 50-100 m but it is still above 3100-3300 m. The avalanche accumulation has kept better. Finally, if on one hand the glaciers having their catchment basin above 3200 m register a nearly "normal" year, or even a positive one in the case of some sectors (upper parts of Gran Zembrù, Palon de la Mare, Forni, Dosegù), on the other hand the other glaciers are clearly shrinking. The statistics confirm that all units are shrinking, except three cases registering an unchanged situation and one probably growing (unit of Mt. Gavia NW). The snouts' linear retreat, which show the heavy balance deficit of the previous years, is still considerable, in some cases the most considerable one of the single series.

*Photo 8 (Zembrù Glacier): see page 125*

### 490.0 ZEBRU'

2000.09.03 QMF: 2912 snow-line: 3230 m. uncertain

The western snout, which has been checked after more than forty years, has probably flattened and it now leans on the terminal moraine, which is very uneven and full of water; it has therefore been difficult to place both the new check sign at the top of the above bank on a slight counterslope, and the post pyramid of rocks facilitating the check. The eastern snout has registered a considerable thickness reduction, a clear linear retreat and the breaking-up of the westernmost small lobe. The on-the-spot investigation on the glacier surface explains that the two branches forming it are separated by morainic fields; this important unit is therefore undergoing a weathering process. This is the most important dynamic event of the year 2000 as far as the variations of the glaciers in Lombardia are concerned. The two subunits, the western and eastern ones, have now become two independent glaciers: the former keeps the name Zembrù Glacier (490.0), the latter gets the name Eastern Zembrù Glacier (490.1). The old snow has a fairly good extension. (A. C. Galluccio, A. Pellegrini).

### 503.0 CEDEC

2000.09.09 QMF: 2680\* snow-line: 3030m slight shrinkage

The residual snow cover is slightly larger than in 1999 and it also partially occupies the first plateau at the back of the snout. It is uneven between 3000 and 3150 m and compact at higher altitudes. From a dynamic point of view the glacier's situation is complicated because of alternating growth and shrinkage of the mass. The northern branch, which is stable at the snout, is in fact thicker where the flow coming from the hanging plateau (area of Refuge Casati) flows into the valley one, as testified by the presence of serac structures never seen before. The long southern branch is instead apparently divided lengthwise into two sectors of opposite activity. It is less strong at the hydrographic right, or even worn-down at 2750 m, where a emerged rocky inlier tends to isolate the outermost sharp part; in some areas there are low and widened areas due to the summer ablation but also to less feeding from the back. At the hydrographic left, at the same altitude, there are new, stronger longitudinal crevasses, which suggests that the flow speed has increased. Probably this huge branch has been contemporaneously affected by kinematic waves referring to many years with different values; in particular, the right part of the flow probably receives less volume from the accumulation basin as a result of the uneven profile of the rocky substrate at the outflow. Its snout's border, which has been retreating for some years, has now become more even. The upper fields of the glacier below Monte Cevedale register a considerable dynamism, in particular at about 3500 m where three new large seracs appeared this year almost in the middle of the flow, which are arranged transversally to the flow and which are sub-parallel to each other. (G. Catasta). average annual variation: -8.5 southern snout; 0 m northern snout

*Photo 9: (Cedec Glacier): see page 126*

### 507.1 FORNI

2000.09.18 QMF: 2495 snow-line: 3100 m. considerable shrinkage

Although the summer surface ablation is in line with what has been observed in the past years, the annual value of the snout's retreat is amongst the highest of the secular series of measurements. The explanation of this lies in the thin

thickness of the whole terminal part of the tongue but above all in the disjunction of the outermost structure of the western lobe (- 71 m at the G1 sign). The last event occurred at the *calderone del ghiacciaio* formed during 1999, whose mountain side has now become the new snout's border in this sector. As a result of the meteoric events occurred during the summer, the surface drift filtered into the right border of the tongue at 2620 m affecting also part of the morainic bank of the 80s. The landslide extended for almost a hundred metres widthwise and it now covers a maximum difference in altitude of 30 m. From July glacial collapses occurred at the left border of the lower seracs of the eastern branch, where a huge jutting out cliff has become bigger over the past years. The ice drift on the underlying ground fed a large regenerated ice field of irregular shape, which is extending laterally and consequently covering some rocky bastions previously free from ice. The flow is enlarging in this point, while upward it seems to be run through by some "crests", as already observed in the past years. The hanging serac of the northern wall of Cima Cadini registered a noticeable collapse in the second ten days of August; the relative, huge ice avalanche distributed fanwise on the underlying plateau up to 3100 m. With regards to the snow, the high June temperatures have quickly reduced the already thin winter snow cover, so that at the beginning of July the glacier already had the typical aspect of the end of ablation in a normal year. The two important snowfalls (9-12 July and 4-6 August) helped in a relevant way the postponed melting of the seasonal accumulation. The *snow-line* is therefore slightly lower than in the previous years. (G. Cola, G. Casartelli, A. Galluccio and Ale Galluccio)  
Average annual variation: - 42 m

*Photo 10 (ice collapse on the Northern wall of Cima Cadini): see page 127*

#### 511.0 TRESERO

2000.08.24 QMF: 3000 *snow-line*: 3280 m. slight shrinkage

The deglaciation of the SW wall of Pizzo Tresero is slowly though relentlessly going on, as well as the redimensioning of the entire unit, though without great linear retreats. The nunatak at 3150 m, which gets into the glacier body originating from the western crest of the mountain, is more and more jutting out and it will interrupt the thin right connection screen between the upper basin and the snout's area. The northern snout has flattened and it is more covered by moraine compared to the past. The southern snout registers very little annual retreats maybe as a result of the high inclination of the terminal part and of the considerable ice thickness. At 3170 m, few dozens of metres from the collar at 3218 m cut into the southern crest of Pizzo Tresero, the operators measured the thickness of the old snow: about 1 m. The surface is almost completely covered with firn below the snow-line, located at about 3280 m; there are wide spots of seasonal snow at the crevasses reaching an altitude of 3080 m. The jute bags of the Great War, which were found in the past years on the northern snout, form small-size glacier surfaces, a sign of a very limited surface ablation. (A.C. Galluccio, L. Bolognini)  
average annual variation: - 9 m northern lobe; - 1 m southern lobe

*Photo 11: (Pizzo Tresero Glacier): see page 128*

#### SECTOR: ADAMELLO

The data gathered at the survey site of the Pissana Western Glacier (3150 m) provide precious information on the developments of this sector in the 1999-2000 hydrological year. On 28<sup>th</sup> May the snow thickness is 270 cm with an average specific weight of 513 kg/m<sup>3</sup> and a total weight of 1386 kg/m<sup>2</sup>. The crystallography and the stratigraphy show a strong warming period, with melting and regelation formations and with six ice crests. On occasion of the second check (18<sup>th</sup> June) the snow layer is 192 cm-deep (snow data: 598 kg/m<sup>3</sup> and 1149 kg/m<sup>2</sup>), while on 30<sup>th</sup> July it is only 90 cm-deep. On 22<sup>nd</sup> August there is no residual snow and the daily melting is 3.5 cm as a result of heat. At the end of the season the overall loss of ice amounts to 80 cm, slightly less than in 1999. The prolonged snow cover in summer produces more residual snow on all units compared to the previous years, so that some small niche- or layer units register an estimated balanced mass balance or even a favourable one (Easter Avio, Cima Wanda, Cristallo, Cima Laghetto, Mt. Adamello, Western Levade). This survey is certainly not enough to reverse the present dynamic phase causing anyway a sotrong mass reduction as it can only attenuate the effects. The Adamello Glacier is fairly well covered with snow on the southern part (Pian di Neve); its outflows are seriously retreating while the Mandrone Outflow is almost free of the annual snow as usual. The snout in the territory of Trentino is close to undergoing big morphological changes. The glaciers of Pissana, like Venerocolo, Avio and Avio Centrale, have likewise not yet shown the effects of the ten-year old snow-feeding crisis; in particular one expects some weathering processes with an assumed increase of the number of glacial units.

#### 577.0 PISGANA OVEST

2000.09.10 QMF: 2565 *snow-line*: 3050 m. considerable shrinkage

The interposition of the proglacial lake formed in 1993 between the signs and the snout has hindered the measurements operations for seven years, which have now started again thanks to the right technical arrangements. The phase of considerable shrinkage and redimensioning of this huge unit is going on; the average shrinking is 220 m compared to the previous checks available, with an yearly average of 22 m since 1990 and of 14.5 m since 1992. The tongue is gradually thinning, above all on the borders; its maximum length is about 220 m. The proglacial lake seems to be covered with sand on the left while it is extended lengthwise on the right; in this point the tongue has now sunk into the water and has a 9m-high cliff. At the medium elevations the central nunataks are more jutting compared to last year, while the stretch of ice below the Boecchetta dei Frati has completely disjoined and is breaking-up. The residual snowfall in the accumulation basin is the only positive aspect, even though it is uneven at the higher elevations, like for example at the survey site placed in 1999 at the Venerocolo Pass at 3150 m, where three meters of snow at the beginning of summer have completely disappeared in the third ten days of August and nearly 80 cm of ice have melted. (M. Montfredini, E. Zucchini, M. Pala).  
average annual variation: - 14.5 m (1992)

*Photo 12: (Mandrone Outflow of Adamello Glacier): see page 129*

#### 608.0 ADAMELLO

2000.08.26 QMF: 2580 *snow-line*: 3050-3120 considerable shrinkage

On 26<sup>th</sup> August a fairly good residual snowfall keeps on Pian di Neve (*snow-line* at 3120 m), while the one covering the Mandrone Outflow is less large, even though it is larger than in 1999 (*snow-line* at 3050 m). The former is therefore partially



covered while the latter has the usual disheartening aspect typical of the 90s. In September this situation has imperceptibly changed. The deglaciation phase has therefore toned down above 3100 m, while the thickness reduction of the flow below this limit is evident and considerable; in the end a slightly less favourable mass balance than the previous ones has been registered. All the outflows except for the Miller one, are strongly retreating. Considering the present weather conditions, which cause the lack of necessary feeding for the preservation of the actual dimensions, the large glacier seems to be hypertrophic, above all on the northern slope where it is mostly developed; here one can expect great morphological changes in the next years. (M. Monfredini, E. Zucchini, F. Pelosato, M. Pala).

*Miller Outflow* – QMF: 3140 m; *snow-line*: 3200 m. Unchanged. Rests of avalanches at the snout.

*Corno di Salarno Outflow* – QMF: 3050 m; *snow-line*: 3200 m. A slight thinning of the flow is noteworthy, which remains turgid and strong everywhere. The collapse activity originates exclusively from the central supporting sector of the seracs.

*Salarno Cone* – QMF: 2580 m; no relevant morphological variation. It is still well fed in the head sector, which seems to be formed by recently mixed ice. More than 70% of the whole surface has the usual aspect of a layer drift field. Still recognizable snout. After the last measurement, the reference for the snout measurement has been changed, being the Saibene 1958 alignment too far.

*Salarno Outflow* – QMF: 2720 m; *snow-line*: 3150 m. The shrinking rhythm of the flow along the rocky drop has slowed down, even though the future evolution is inexorable, i.e. the squat and convex snout apophysis, which is still connected with the sector upward through a 10-m large structure, will be abandoned and the minimum elevation of the snout will go up of 100 m. This event is expected to occur next year.

*Adamè Outflow* – QMF: 2820 m; *snow-line*: 3120 m. In the 90s the hanging snout of the huge flow has gone up about 110 m. This year, too, it is losing strength, but it is still rather thick. The ice collapse occurring above all in the central sector, proves the lasting of the dynamic activity.

*Mandrone Outflow* – QMF: n.v.; *snow-line*: 3050 m. The large northern outflow of the Adamello Glacier, which still now draws the widest glacial valley panorama of the Italian Central-Eastern Alps, registers the most considerable shrinkage. The thickness reduction below Lobbie is great and it consequently causes the enlargement of the rocky inlier located towards the pass bearing the same name, while the entire terminal sector of the flow, the one located downstream the last crevassed projecting part, is dramatically thinning. These changes, which are a direct consequence of poor feeding for more than a decade, are just the sign of a future, more marked redimensioning. *Photo 13 (Salarno Outflow of Adamello Glacier): see page 130*

#### SECTOR: OROBIE

The aspect of the units on Orobie at the end of the ablation season and the data of the survey site of the Lupo Glacier point out that the 1999-2000 hydrological year has been amongst the worst ones ever remembered with regards to the units having a limited orographic protection (glaciers: Trobio, Upper Torena, Scais, Pizzo del Diavolo di Tenda W and Monte Costone) and the ones which have apparently "skipped" by the positive avalanche supply (Val Sena, Dente di Coca, Bocchetta di Podavitt). The other units, typically hidden into shady gorges, have benefitted from the protective effect of the snow and of the cold in July and partially in the first ten days in August; so some glaciers like Marovin, Lower Pioda and Western Omo could keep at least a little residual snow cover. The intermediate formations amongst these two types (glaciers: Lupo, Druet, Cagamei) have preserved minimum accumulation, which is more or less considerable compared to 1999 according to circumstances. The Pioda Upper Glacier even registers a slight mass growth, which represents an isolated event due to the local microclimate. In general, the annual mass balance of the glaciers on Orobie shows a great deficit: the weather data suggest that the two most negative factors, apart from the little generous winter, are represented by the weather course in May on one side, which has not supplied the sub-alpine chain as usual, and the daily average temperatures of the second half of August on the other side; torrid heat occurred at very low elevations, where most snouts of this sector are located still today.

**558.0 P.ZO DIAVOLO DI TENDA** 2000.09.03 QMF: 2540 considerable shrinkage  
A comparison with 1997 had to be made, as that year was exceptionally favourable at least until the unusual restart of ablation in September and October. On that occasion a strong cone had joined this unit with the underlying NE one in one season. Now there is no trail of this anastomosis and the snout has gone up along the rocky step to the usual position, at about 2540. The considerable shrinkage attributed to the dynamic phase as a result of the described morphological changes should however consider the fact that the variation occurred over a period of three years. The old snow does not almost exist, while at the hydrographic right, at the upper limit of the eastern top lobe, there is a mass of drift, probably produced by a landslide which cannot be dated due to a lack of intermediate documentation. (A. Meani).

**558.1 P.ZO DIAVOLO TENDA NE** 2000.09.03 QMF: - extinct  
Very little residual snow and maybe an irregular ice mass buried by drift covers the place occupied by the unit until 1997. This unit is considered as extinct and it now belongs to the list of the *minor glacial formations* (A. Meani).

**9704.0 PASSO DEL DIAVOLO** 2000.09.03 QMF: 2520 *snow-line*: 2620 minor glacial formation  
It is considerably shrinking compared to the previous check. The glacierette has divided into two subunits: the lower one is uncovered and shows ice and firn, while the upper one is completely covered with residual snow. Both have very small dimensions. (A. Meani).

**559.0 OMO EST** 2000.09.03 QMF: 2370 *snow-line*: 2370 m moderate shrinkage  
This curious glacial unit still fully occupies its usual basin, bordered by a moraine on three sides. The thickness is much less than in the past. A small stretch of ice is visible upstream the main mass. The surface is covered only with firn. (A. Meani).



## CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2000

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 2000

Arervo B., Barison G., Belli L., Belli G., Bruschi P., Cova L., Da Re R., Degli Esposti P.P., Gianni M., Longhino R., Marchetto B.G., Merlini G., Olivieri L., Pastori L., Pegolotti M., Petronella M., Runggaldier K., Sabbadini M., Sartori G., Secchieri F., Tomaselli L., Tumlner M.

#### GENERALITA'

Nel corso della campagna glaciologica svolta in Alto Adige nell'estate del 2000 sono state visitate 28 unità glaciali, 26 delle quali hanno fornito dati di variazione lineare della fronte. Per alcuni ghiacciai tali valori si riferiscono a intervalli di tempo superiori all'anno, ciò a causa della relativa scarsa disponibilità di operatori che obbliga sovente ad alternare i rilievi.

L'anno idrologico 1999-2000 definisce un quadro sconsolante riguardo alle condizioni dei ghiacciai atesini: il bilancio glaciale per l'intera regione risulta infatti fortemente negativo, come dimostrano i valori di arretramento lineare delle colate e i riscontri morfologici di riduzione volumetrica. Persiste dunque una fase di deciso decremento di massa, ormai più che decennale, anche se, pure in misura appena percettibile, il suo ritmo parrebbe meno accentuato rispetto alle annate precedenti. Nel contempo, nei bacini di accumulo di alcuni ghiacciai si è osservato un lieve incremento del mantto nevoso residuo. Una situazione, quest'ultima, sicuramente influenzata più dagli episodi nevosi estivi, sporadici ma significativi, che dall'innevamento invernale.

Dal punto di vista meteorologico, si può dire infatti che uno degli attori principali dell'annata sia stato il Föhn, generato dal ripetersi di particolari configurazioni bariche portatrici di eventi meteorologici anche di carattere eccezionale: basti ricordare la tempesta del 18 gennaio 2000, durante la quale si sono avuti raffiche di vento di velocità elevatissima e rialzi termici clamorosi, tra cui certamente emblematico è quello verificatosi a Brunico, dove la temperatura è aumentata di ben 25 °C in sole sei ore, passando da - 15 a + 10°C.

La caratteristica più significativa, comunque, è stata quella di un aumento generalizzato sia delle temperature sia delle precipitazioni. Queste ultime però hanno svolto un ruolo negativo nel corso della stagione estiva quando si sono verificate in forma liquida, essendone noto l'effetto disastroso, dal punto di vista del trasferimento di energia termica, sulle masse ghiacciate: ciò è accaduto nel corso di alcuni eventi perturbati del mese di agosto.

Analizzando il quadro meteorologico mese per mese, settembre (1999) ha presentato un regime termo-pluviometrico decisamente anomalo, con temperature medie superiori di 1 o 2 °C rispetto alle medie del periodo. Alquanto numerosi sono stati gli episodi di Föhn, con beneficio dei ghiacciai ubicati a ridosso delle creste di confine ma a danno di quelli siti a latitudini più meridionali. Ottobre ha mostrato un andamento termico nella norma, deviando da questa invece

per quanto concerne le precipitazioni, discretamente abbondanti. Molto umido anche il mese di novembre, con temperature però condizionate dal permanere di situazioni bariche di alta pressione che hanno favorito frequenti fenomeni di inversione termica in quota. A fronte di un mese di dicembre abbastanza normale, gennaio è stato alquanto povero di precipitazioni sul versante meridionale dell'area, mentre il Föhn ha favorito apporti nevosi più consistenti sui ghiacciai più settentrionali. Una situazione simile si è verificata anche a febbraio. Il mese di marzo è stato molto positivo per i ghiacciai grazie alle abbondanti precipitazioni nevose, così come il successivo aprile, durante il quale però si sono avute temperature molto più alte rispetto alla media del periodo. A maggio si registrano valori termici, a tutte le quote, estremamente elevati: condizioni che non si rilevavano dal 1958. Anche giugno ha confermato la tendenza al rialzo termico, con temperature mediamente superiori di 2 °C alle medie di riferimento e con precipitazioni assai scarse. In questo bimestre si ha una forte riduzione del manto nevoso.

L'estate mostra aspetti contrastanti: mentre luglio presenta caratteristiche meteorologiche favorevoli al bilancio nivo-glaciale, con temperature inferiori alla norma (lo 0 °C termico scende più volte al di sotto dei 3000 m di quota) e precipitazioni abbondanti, anche nevose fino alle medie quote, agosto porta effetti negativi per i ghiacciai. In questo mese infatti ha fatto molto caldo nella seconda metà, e le frequenti precipitazioni si sono verificate sovente in forma liquida. Infine anche settembre non è stato particolarmente utile al bilancio glaciale annuale, dato l'andamento termico superiore alla norma e le scarse precipitazioni, di fatto limitate a un solo episodio, anche se significativo, verificatosi nella terza decade del mese.

Ben diverso l'andamento iniziale del nuovo anno idrologico dal quale, viste le premesse, ci si può aspettare una inattesa, molto favorevole evoluzione dello stato dei ghiacciai.

#### Abstract

Pur attenuata da un residuo nevoso stagionale più consistente rispetto al passato, soprattutto sugli apparati situati nei pressi della cresta di confine, prosegue ininterrotta la fase di forte riduzione dei ghiacciai dell'Alto Adige. Tale congiuntura porta a modificazioni morfologiche importanti, quali lo smembramento di apparati e l'abbandono di vaste porzioni di ghiaccio morto. L'andamento meteorologico dell'anno idrologico 1999-2000 è stato caratterizzato da un netto incremento delle temperature in tutte le stagioni e dall'alternanza tra periodi piovosi e secchi. Notevole la prevalenza, nella stagione di accumulo, di episodi di vento da Nord. Il mese di luglio è stato invece fresco e ha portato un significativo accumulo nevoso sulla maggior parte dei bacini.

Parole chiave: *ghiacciai dell'Alto Adige; campagna glaciologica 2000*

The strong shrinking phase of the glaciers in Alto Adige is going on, although it has been toned down by the seasonal residual snow, which was more considerable than in the past, above all on the units located close to the border crest. This situation caused relevant morphological changes, like the breaking-up of some units and the presence of large isolated blocks of dead ice. The weather course during the 1999-2000 hydrological year has been characterized by clearly raising temperatures in all seasons and by alternating rainy and dry periods. The predominance of wind coming from the North during the accumulation season is noteworthy. The month of July was instead cool and produced considerable snow accumulation on most of the basins.

Key words: *glaciers in Alto Adige; 2000 glaciological campaign*

La phase de fort recul des glaciers de l'Alto Adige continue, même si affaiblie par un reste neigeux plus consistant par rapport au passé, qui se vérifie surtout au niveau des glaciers tout près de la crête frontrière. Ce recul apporte des changements morphologiques très importants, par exemple le démembrement de certains glaciers et la présence de grandes portions de glace morte. La situation météorologique de l'année hydrologique 1999-2000 a été caractérisée par une significative hausse des températures pendant toutes les saisons et par l'alternance des périodes de pluie et de sécheresse. On a observé, pendant la saison d'accumulation de la neige, des épisodes de vent du Nord. Au mois de juillet la température a été fraîche, fait qui a apporté une importante accumulation de neige sur beaucoup de bassins.

Mots clés: *glaciers de l'Alto Adige, campagne glaciologique 2000*

**CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2000 IN ALTO ADIGE (ALPI CENTRO-ORIENTALI ITALIANE)**  
**2000 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN IN ALTO ADIGE (CENTRAL-EASTERN ITALIAN ALPS)**

N° cat.	Unità glaciale glacier unit	DATA DATE	var. fonte snout var.	fase din. din phase	QMF	snow line snowf ine	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
715	PRACIUPOLA	27-ago	-8	DM	2890	3150	lieve riduzione dello spessore; attività di crollo detritico nel settore sinistro / slight thickness reduction; drift collapse in the left sector (Tomaselli L., Petronella M.)
718	SOI	27-ago	-10 ('98)	DM	2750	3100	scomparsa della massa di ghiaccio morto che formava la fronte nel 1997 / disappearance of the dead ice mass forming the snout in 1997 (Gianni M., Belli L., Belli G.)
719	GIOVERETTO SUPERIORE	19-set	-13 ('98)	DM	2930	3300	distacco della parte inferiore della colata / disjunction of the lower part of the flow (Belli G.)
722	GIOVERETTO INFERIORE OCCIDENTALE	10-set	-10.5 ('98)	DM	2785	3100	fronte ricoperta da detrito; frane per la totale deglaciazione delle pareti del bacino / (Belli G.) / snout covered with drift; landslides following the complete deglaciation of the basin's walls
733	LUNGA	11-set	-336 ('92)	DM	2650	3150	la lingua valliva è sempre meno alimentata dal bacino di accumulo; innev. scarso / the valley snout is less and less fed by the accumulation basin; poor snowfall (Tumler M.)
743	LASA e BASSO dell'ANGELO	03-set	-10	DL	2545	3100	la vecchia fronte è separata dal corpo principale del ghiacciaio; cono di rimasto laterale sinistro / the old snout is separate from the main glacier body; left lateral cone (Runggaldier K.)
746	FORNO	03-set	-13	DL	2800	3000	incessante contrazione; una grande bédère solca il fianco sinistro della lingua / relentless shrinking; a large bédère erodes the left side of the snout (Runggaldier K.)
750	ZAY DI MEZZO	15-ago	-25 ('95)	DL	2870	2950	esiti di crolli dalla falesia pensile superiore; contrazione contenuta / effects of the collapse of the upper hanging cliff; moderate shrinking (Pegolotti M.)
762	SOLDA	26-ago	-12	DM	2650	2800	netta fase involutiva con incremento del morenico e delle rocce affioranti / clear involutive phase with more morainic material and emerging rocks (Barison G., Olivieri L.)
770	TRAFOI	26-ago	-95	DM	2345	2900	distacco della porzione inferiore della fronte (ghiaccio morto); riduzione complessiva / disjunction of the snout's lower part (dead ice); overall shrinking (Barison G., Olivieri L.)
771	MADACCIO	14-ago	-42	DF	2370	2900	distacco di segmento frontale; detriti e rocce affioranti in incremento / disjunction of one part of the snout; more emerging drift and rocks (Marchetto B. G., Cova L., Arervo B.)
794	SALDURA MERIDIONALE	20-ago	-8	DL	2800	3100	riduzione effettiva superiore ai valori di arretramento frontale / real shrinking larger than the values of the snout's retreat (Sabbadini M.)
795	RAMUDLA SETTENTRIONALE	25-ott	-	DM	2800	-	l'unità è stata osservata per la prima volta quest'anno dal SGAA / SGAA checked this unit this year for the first time (Bruschi P.)
813	GIOGO ALTO	25-ago	-7	DL	2735	-	involuzione generale, massicci interventi antropici penalizzanti / general involution: huge damaging anthropic interference (Longhino R.)
859	CENTRALE DEL LAGO	30-ago	-3	DL	2400	2750	decremento lieve favorito dalla topografia e dal microclima locale; quota minima come nel 1982 / slight shrinking favoured by the topography and by the local microclimate: QMF as in 1982 (Bruschi P.)
875	MALAVALLE	27-ago	-20 ('97)	DM	2650	2800	tendenza allo smembramento in colate disgiunte; innev. residuo scarso / likely to break-up into disjointed flows; poor residual snow (Runggaldier K.)
876	VEDRETTA PENDENTE	27-ago	-10.5 ('97)	DL	2615	2800	settore inferiore sempre più esile, coperto di detrito; scarsa neve residua / thinner lower sector, covered with drift; poor residual snow (Runggaldier K.)
883	GRAN VEDRETTA ORIENTALE	09-set	0	DL	2510	-	sufficienti condizioni di alimentazione; la colata presenta un restringimento terminale / sufficient feeding conditions: the flow narrowed at its end (Pastori L., Sartori G.)
884	GRAN VEDRETTA OCCIDENTALE	09-set	-	DL	2510	-	fronte alta e frastagliata; la lingua presenta ancora notevole sviluppo / high and uneven snout; the tongue is still developing 19 high and uneven snout; the tongue is still developing (Sartori G., Pastori L.)
902	NEVES ORIENTALE	30-ago	-35.5	DF	2585	2900	fronte sottile in notevole ritiro, anche per distacco di frammenti; buon innev. residuo / strongly shrinking thin snout also following the disjunction of fragments; good residual snow (Degli Esposti P., Da Ré R.)
908	RIOTORBO	11-set	-7	DL	2675	-	dinamica frontale recente: alternanza di ritiri e modeste avanzate; buon innev. residuo / recent snout dynamics: alternating of shrinkage and moderate growth; good residual snow (Degli Esposti P.)
912	PREDOI	08-set	-16	DM	2450	-	assottigliamento della fronte e incremento della copertura morenica; lago proglaciale / thinning of the snout and increase of the morainic cover; proglacial lake (Degli Esposti P., Da Ré R.)
913	LANA	08-set	-6	DL	2250	-	ritiro contenuto; imponente apparato morenico storico e recente / moderate shrinking; historical and recent huge morainic unit (Da Ré R., Degli Esposti P.)
919	VALLE DEL VENTO	24-set	-13.5	DM	2460	-	abbondante copertura morenica del settore inferiore; fronte suddivisa in due lobi / wide morainic cover in the lower sector; snout divided into two lobes (Degli Esposti P.)
920	ROSSO DESTRO	24-set	-15	DM	2490	-	forte ritiro in alto; fronte suddivisa in due lobi; crollo di frammenti di ghiaccio / ongoing strong shrinking; snout divided into two lobes; collapse of ice fragments (Degli Esposti P.)
927	COLLALTO	17-set	-20 ('98)	DM	2535	3000	aspetto ancora imponente; grande lago proglaciale / still huge; large proglacial lake (Degli Esposti P.)
928	GIGANTE ORIENTALE	17-set	-38 ('98)	DM	-	3200	neve residua assente fino ad alta quota; fronte appiattita, immersa in un piccolo lago; ritiro frontale e riduzione di massa / no residual snow up to high altitudes; flat snout sunk into a small lake; snout retreat and mass shrinking (Degli Esposti P.)
929	e CENTRALE	17-set	-38 ('98)	DM	-	3200	
930	GIGANTE OCCIDENTALE	17-set	-13.5 ('98)	DL	2600	3200	fronte suddivisa in tre lobi; incremento delle emergenze rocciose / snout divided into three lobes, more emerging rocks (Degli Esposti P.)

Tab. 1: tabella riassuntiva dei ghiacciai dell'Alto Adige osservati nel corso della campagna glaciologica 2000 (legenda: vedi "Avvertenze per la lettura" pag. 100).

Table 1: summary table of the glaciers checked during 2000 glaciological campaign in Alto Adige (legend: see "Reading instructions" pag. 100).

## PARTE SISTEMATICA

- 715 PRACUPOLA** 2000.08.27 QMF: 2890 decremento moderato  
Non si notano variazioni rispetto al 1999. Il confronto fotografico consente l'osservazione di una lieve riduzione dello spessore complessivo della massa, un lieve arretramento di parte del fianco sinistro rispetto alla parete rocciosa e un incremento della morena superficiale. Il limite della neve vecchia si situa un poco più in alto rispetto alla precedente osservazione. All'estremo margine sinistro del settore inferiore, dove maggiore è la copertura detritica, si è formato un torrente che ha notevolmente inciso la superficie del ghiaccio. Prosegue l'attività di crollo di materiale detritico nel settore sinistro, sotto la cui fronte, al piede del salto roccioso, si conferma la presenza di un conoide misto. A destra di tale accumulo si è potuta osservare, anche grazie alla mobilitazione della morena superficiale, la permanenza di una consistente massa di ghiaccio o nevato che costituisce quanto resta di quel glacionevato che fu accatastato nel World Glacier Inventory con il codice I-4L00 1101 10. *Snow-line*: 3150 m. (L. Tomaselli, M. Petronella). Variazione media annua: - 8
- 718 SOI** 2000.08.27 QMF: 2750 decremento moderato  
I segnali DW94m24 e DW94m27 non sono più utilizzabili a causa delle condizioni della fronte, in particolare della avvenuta scomparsa della massa di ghiaccio morto, qui ancora presente nel 1997, fatto che costituisce una delle variazioni di maggior rilievo. La fronte si presenta ricoperta da un consistente strato di materiale detritico, probabilmente in recente incremento; va inoltre sempre più evidenziandosi la scia morenica mediana che si origina dalla confluenza dei due circhi di alimentazione. La superficie del circo orientale mostra alcuni accumuli di materiale di frana. Molto limitato il manto nevoso residuo, mentre dal confronto fotografico con la precedente osservazione si è potuto evidenziare una ulteriore deglaciazione delle pareti rocciose di contorno. *Snow-line*: 3100 m. (M. Gianni, L. Belli, G. Belli). Variazione media annua: - 10 (1998)
- 719 SUPERIORE DEL GIOVERETTO** 2000.09.19 QMF: 2930 decremento moderato  
La variazione morfologica più evidente in atto è quella che si sta verificando nel settore centrale, in corrispondenza della zona di maggior pendenza, dove si constata l'avvenuto distacco della parte più distale della colata. Il collegamento residuo è rappresentato da alcuni modesti scivoli di ghiaccio, di spessore esiguo. Il settore inferiore, ormai isolato e destinato all'estinzione, andrà progressivamente ricoprendosi di detrito: le misure effettuate alla sua fronte avranno di conseguenza scarso significato, dato che in futuro solo la parte superiore rimarrà attiva. Il giorno del rilievo era presente qualche traccia del manto nevoso residuo soltanto sulla parte più elevata del bacino sommitale. *Snow-line*: 3300 m. (G. Belli). Variazione media annua: - 13 (1998)
- 722 INF. OCCID. DEL GIOVERETTO** 2000.09.10 QMF: 2785 decremento moderato  
Al momento del sopralluogo un leggero strato di neve fresca mette bene in evidenza la superficie esposta del ghiacciaio, determinando un efficace contrasto con i pendii detritici circostanti e rendendo possibile l'identificazione del contorno. Tuttavia il vasto settore frontale si presenta ricoperto da detrito, così abbondante che l'estremo limite inferiore del ghiaccio non è definibile se non approssimativamente. Una piccola parete di ghiaccio, esposti a causa dello scivolamento della morena superficiale, offre la possibilità di constatare la presenza di una massa sepolta di consistenti dimensioni. La totale deglaciazione delle pareti del bacino ha generato una serie di frane che hanno portato sulla superficie del ghiacciaio una notevole quantità di detriti, anche nei settori centrale e destro, sovrastato dalla parete Nord di Cima Lorchen. Va ricordato che la friabilità delle rocce in cui il bacino è scavato accentua notevolmente il fenomeno, comunque emblematico dell'evoluzione morfologica indotta dall'attuale fase climatica. Molto scarsa la copertura nevosa residua anche nella parte più elevata del bacino di accumulo. *Snow-line*: 3100 m. (G. Belli). Variazione media annua: - 10,5 (1998)
- 733 VEDRETTA LUNGA** 2000.09.11 QMF: 2650 decremento moderato  
Delle quattro principali colate che scendono dal Monte Cevedale verso la Val Martello è quella che presenta l'involuzione più spiccata. Infatti, dai dati del rilievo del 1999, si è potuto rilevare che in 20 anni la superficie complessiva è diminuita di 0,333 Km<sup>2</sup> su un valore complessivo di 2,625 Km<sup>2</sup>. Anche la variazione frontale è significativa della condizione attuale di questo ghiacciaio, la cui lingua non pare avere più alcuna alimentazione: più che di un semplice ritiro si può parlare di lento e graduale disfacimento. Nel contempo è sempre più consistente l'estensione del gradino roccioso di q. 3000 m circa, prossimo a produrre un frazionamento del corpo glaciale. Permane, anche se è in via di smantellamento, l'argine morenico relativo alla fase di espansione culminata nel 1985. Assai scarso l'innervamento residuo, relegato nella parte più elevata del bacino di accumulo. *Snow-line*: 3150 m. (M. Tumler). Variazione media annua: - 42 (1992)

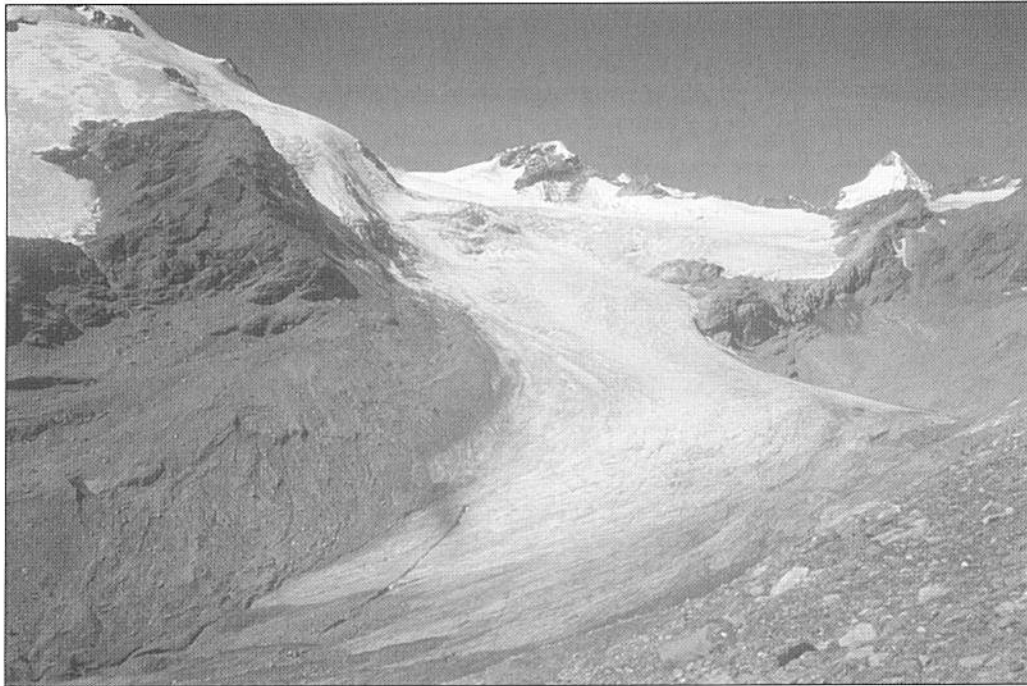


Foto 1: la lingua valliva della Vedretta Lunga, in fase di drastica riduzione. Sullo sfondo la piramide del Gran Zebrù. (M. Tumler, 11 settembre 2000).

Photo 1: the valley tongue of the Vedretta Lunga undergoing considerable shrinkage. At the back the pyramid of Gran Zebrù. (M. Tumler, 11 settembre 2000).

**743-744 LASA e BASSO DELL'ANGELO** 2000.09.03 QMF: 2545 decremento lieve  
 Il segnale del 1995 non è più utilizzabile a causa delle vistose modificazioni della vecchia fronte: con il distacco della parte terminale della lingua, verificatosi nel 1999 nella gola che la ospita, essa, ricoperta da ghiaccio di crollo, è infatti oraseparata dal corpo principale del ghiacciaio. Si è così potuto finalmente accedere alla nuova fronte, posizionata al di sopra di un salto roccioso. Permane il grande cono laterale sinistro, direttamente collegato al settore frontale, che è alimentato dalle frane di ghiaccio e dalle valanghe provenienti dalla parte pensile sovrastante. Tale massa è ricoperta di detrito: una notevole cascata d'acqua è diretta proprio al suo vertice. Anche il settore estremo destro della lunga e articolata fronte appare arretrato: esso termina oggi all'apice del gradino roccioso, sito a 2900 m circa di quota, al di sotto del quale si spingeva ancora nei primi Anni Ottanta. Un leggero strato di neve recente non consente di rilevare con precisione il limite della neve residua. *Snon-line*: >3000 m. (K. Runggaldier). Variazione media annua: - 10

**746 FORNO** 2000.09.03 QMF: 2800 decremento lieve  
 E' stato riutilizzato il segnale del 1995 che fornisce un dato singolo ma significativo della situazione generale. Non si notano vistose variazioni morfologiche, pur in presenza di una incessante fase di contrazione dell'intero corpo glaciale. L'arretramento frontale determina un ampliamento del terreno proglaciale, che va estendendosi anche a monte del salto roccioso su cui la fronte si affacciava negli anni precedenti. Lo scivolo nevoso sommitale, a Est della Cima dell'Angelo Grande (3521 m), mostra un accumulo di neve residua di estensione simile a quella del 1999. La copertura morenica è modesta e si concentra a ridosso della parete che delimita il fianco sinistro del ghiacciaio. Una *bédère* di notevoli dimensioni, già rilevata nella precedente campagna, solca il fianco sinistro della lingua. *Snon-line*: 3000 m. (K. Runggaldier). Variazione media annua: - 13

**750 ZAI DI MEZZO** 2000.08.15 QMF: 2870 decremento lieve  
 Sulla superficie del settore frontale, a valle del quale si è formato un piccolo lago proglaciale, è presente una notevole quantità di morena, soprattutto in destra idrografica dove il bordo del ghiaccio non è facilmente



identificabile. La parte inferiore non presenta crepacci di dimensioni consistenti e la morfologia ne evidenzia la fase di riduzione della massa, tuttavia apparentemente più contenuta rispetto a quella di altri ghiacciai della zona. La massa pensile superiore, che forma la calotta dell'Angelo Grande, mantiene una vasta parete a falesia, da cui continuano a prodursi crolli glaciali, come suggerito dalla presenza di residui sulla lingua sottostante. Si nota una modesta copertura di neve fresca. *Snow-line*: >2950 m. (M. Pegolotti). Variazione media annua: - 5 (1995)



Foto 2: panoramica del Ghiacciaio Zai di Mezzo ripresa dal sentiero che sale al Passo omonimo. Si nota come sia ancora consistente la falesia di ghiaccio della calotta, pensile sulla parete settentrionale della Cima dell'Angelo grande. (15 agosto 2000).

Photo 2: view of the Zai di Mezzo Glacier taken from the track which goes up to the Pass bearing the same name. One can see that the ice cliff of the cap hanging from the northern wall of Cima dell'Angelo Grande is still considerable. (15<sup>th</sup> August 2000).

#### 762 SOLDA

2000.08.26

QMF: 2650

decremento moderato

E' opportuno ricordare che, a causa della forte riduzione complessiva del ghiacciaio, l'antica lingua, un tempo unitaria e formata dalla coalescenza di flussi diversi, si è suddivisa in 5 colate provenienti da altrettanti circhi di alimento (SE dell'Ortles, N e NE del Gran Zebrù, di Punta Graglia e di Cima Solda). Attualmente l'unica fronte controllata sistematicamente è quella della colata di Cima Solda, la più orientale: a questa si riferiscono le seguenti note. Si può rilevare una consistente riduzione di massa, che si esprime con un ulteriore abbassamento della superficie e con un progressivo incremento della copertura detritica sulla parte sinistra della lingua. Una morena mediana tende inoltre a isolare l'estremo settore destro del ghiacciaio. Grazie all'adozione di un telemetro laser è stato possibile misurare le attuali dimensioni del laghetto proglaciale (larghezza massima di 42 m e lunghezza di 27 m). Il nevato di parete, a ridosso della cresta tra il Passo del Lago Gelato e Cima Solda, è in fase di riduzione, con una sempre maggiore superficie rocciosa esposta. *Snow-line*: 2800 m. (G. Barison, L. Olivieri).

Variazione media annua: - 12

#### 770 TRAFI

2000.08.26

QMF: 2345

decremento moderato

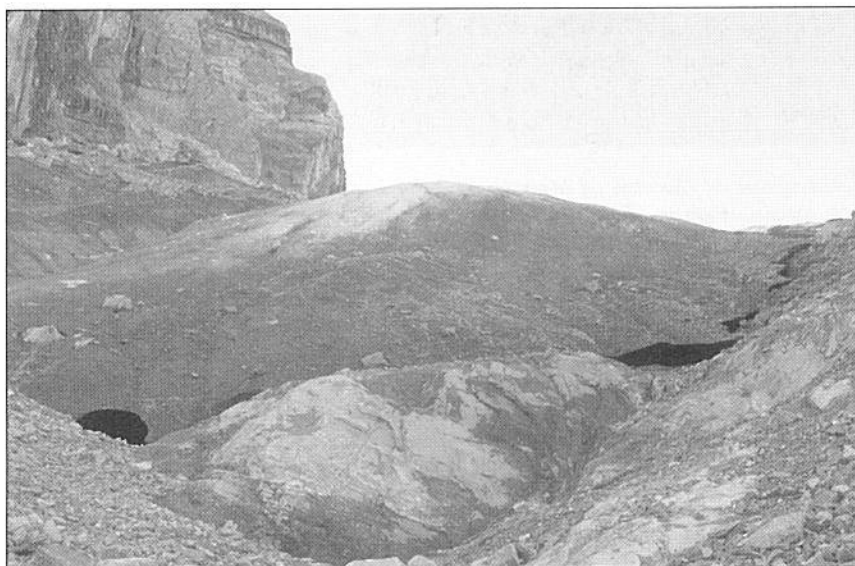
E' stato posto in opera un nuovo segnale, contraddistinto dalla sigla GB2000, posto a circa 2330 m di quota, sulla sinistra idrografica della fronte, mentre sono stati rispettivamente abbandonato e non utilizzato i segnali GB96 e GB98. Il dato di arretramento frontale rilevato è da attribuirsi alle modificazioni avvenute nel corso dell'annata, principalmente al distacco della porzione inferiore della fronte, divenuta una massa di ghiaccio morto, e alla conseguente ridefinizione del nuovo bordo, ora posizionato al di sopra della stretta incisa della roccia. Appare quanto mai evidente una ulteriore e consistente riduzione dell'intera massa, dalla fronte fino ai più elevati settori del bacino collettore, fenomeno esaltato dal progressivo ampliamento dei *nunatak* e delle pareti rocciose, a cominciare dal crestone longitudinale degradante dalla Cima Campana. In particolare va sempre più emergendo un setto roccioso centrale che a breve separerà le due parti in cui la lingua può già oggi essere suddivisa. Nella parte destra della colata si evidenzia una morena mediana: la fronte di questo settore termina con una modesta bocca da cui fuoriesce il ramo omolaterale del torrente glaciale. *Snow-line*: >2800 m. (G. Barison, L. Olivieri).

Variazione media annua: - 95



*Foto 3: veduta del settore destro del Ghiacciaio di Solda, compreso tra il Passo del Lago Gelato e la Punta Graglia. La colata termina attualmente ai margini del pianoro che, nella fase di avanzata degli Anni Ottanta, era stato completamente invaso dal ghiaccio. (G. Barison, L. Olivieri, 26 agosto 2000).*

*Photo 3: view of the right sector of the Solda Glacier between Passo del Lago Gelato and Punta Graglia. The flow now ends at the border of the plateau which had been completely covered with ice during the growth phase of the 80s. (26<sup>th</sup> August 2000).*



*Foto 4: l'aspetto con il quale si presenta il settore frontale destro del Ghiacciaio di Trafoi non lascia dubbi sulla fase di consistente riduzione in atto. A sinistra si può notare una grande quantità di ghiaccio, ormai inattiva, per gran parte ricoperta da abbondante materiale detrito. (G. Barison, L. Olivieri, 26 agosto 2000).*

*Photo 4: the aspect of the right snout's sector of the Trafoi Glacier undoubtedly shows the ongoing shrinking. On the left, a large quantity of ice, which is now inactive, is mostly covered with abundant drift. (G. Barison, L. Olivieri, 26 agosto 2000).*

**771 MADACCIO**

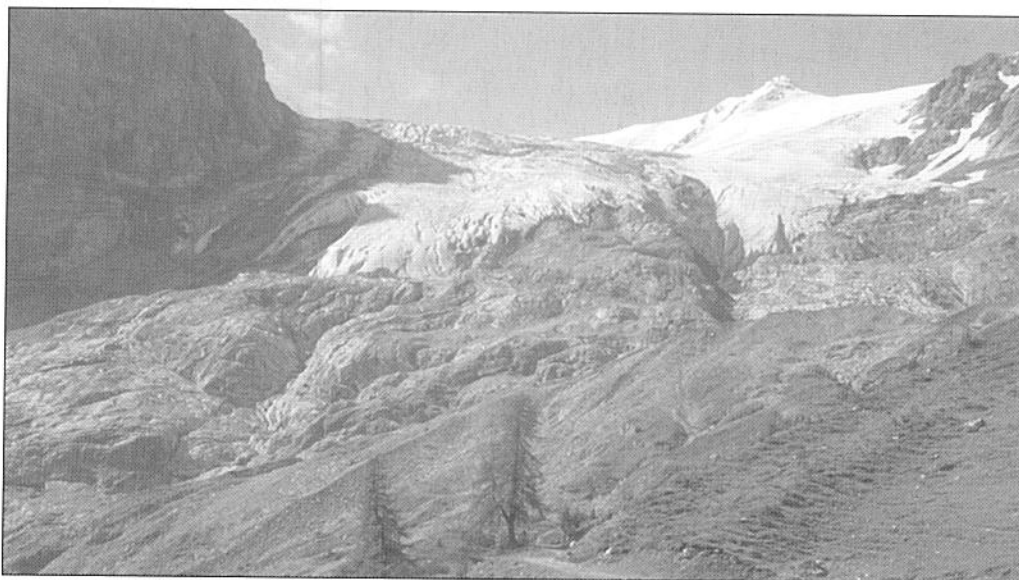
2000.08.14

QMF: 2370

decremento forte

Nel settore destro le attuali condizioni della fronte, e principalmente l'abbondanza di detrito morenico sia galleggiante sia deposto, non consentono l'utilizzo dei vecchi segnali né di apporne di nuovi. Non si notano sostanziali variazioni rispetto al 1999: la fronte, pur in una fase di arretramento, mantiene uno spessore consistente mentre il settore terminale della lingua riceve ancora una discreta alimentazione. Notevoli le frane provenienti dalle pareti che sovrastano la colata. Le misure presso il settore sinistro della fronte sono state effettuate con telemetro laser: il segnale utilizzato si è dimostrato valido e la misurazione estremamente significativa. Dalla fronte, oggi insinuata in una stretta gola rocciosa, si è staccata una porzione di ghiaccio, successivamente dissoltasi: l'evento può considerarsi il principale responsabile dell'elevato arretramento lineare rilevato. Sulla superficie si osserva una notevole quantità di detrito. Più a monte gli affioramenti rocciosi sono in ulteriore espansione. Quota minima del settore sinistro della fronte: 2495 m. *Snow-line*: >2800 m. (B. G. Marchetto, L. Cova, B. Arervo).

Variazione media annua: - 42



*Foto 5: il settore inferiore del Ghiacciaio del Madaccio, con le due lobature nelle quali si suddivide attualmente la larga e articolata fronte, visto dal sentiero che sale dall'Albergo Sotto Stelvio. (B. G. Marchetto, L. Cova, B. Arervo, 14 agosto 2000).*

*Photo 5: the lower sector of the Madaccio Glacier with its two lobes dividing the large and uneven snout, taken from the track going up to Albergo Sotto Stelvio. (14<sup>th</sup> August 2000).*

**794 SALDURA MERIDIONALE**

2000.08.20

QMF: 2800

decremento lieve

Tutte le misure sono state effettuate con l'utilizzo del telemetro anche a motivo della difficile topografia del luogo. Il ghiacciaio mostra ancora evidenti segni di riduzione, superiori a quanto suggerito dai valori di arretramento frontale, come un incremento della copertura morenica nella zona inferiore: in questo settore l'abbondanza del materiale detritico impedisce una corretta delimitazione del bordo del ghiaccio. *Snow-line*: 3100 m. (M. Sabbadini).

Variazione media annua: - 8

**795 RAMUDLA SETTENTRIONALE**

2000.10.25

QMF: 2800 (?)

decremento moderato

Questa unità è stata osservata per la prima volta quest'anno dal SGAA. La presenza di uno strato di neve fresca ha reso alquanto difficoltosa l'operazione di posizionamento dei segnali e la precisa determinazione della *snow-line*. Il ghiacciaio è caratterizzato da una lingua di pendenza considerevole che prende origine da un bacino di alimentazione alquanto pianeggiante. Nel settore centrale della colata, in corrispondenza del cambio di pendenza, è visibile una zona crepacciata. L'aspetto generale è quello tipico di una fase di modesta riduzione, anche se non è stato al momento effettuato un confronto significativo con immagini di periodi precedenti. (P. Bruschi).

L'aspetto generale del ghiacciaio denota il perdurare di una fase di contrazione. La riduzione maggiore di spessore sembra verificarsi nel settore sinistro della fronte, che appare molto sottile. La parte centrale si immerge sempre nel lago proglaciale, poco profondo. Gli interventi antropici connessi alla pratica dello sci estivo, sul corpo glaciale come nei dintorni del suo perimetro, provocano notevoli modificazioni dinamiche e ambientali: da segnalare, a riguardo, alcuni lavori di sistemazione artificiale dell'area proglaciale, con forte impatto paesaggistico, e il trasporto della neve e la sua redistribuzione fuori del bacino di accumulo, cosa che procura una profonda alterazione del bilancio glaciale. Per quanto è dato di osservare, la quantità di neve residua presente nei campi superiori appare molto scarsa. (R. Longhino). Variazione media annua: - 7



*Foto 6: la fronte del Ghiacciaio del Giogo Alto. A sin. la stazione della seggiovia. Al centro, in alto, lungo il sentiero, si nota il rifugio a livello del quale arrivava la superficie del ghiacciaio ancora agli inizi del XIX secolo. (R. Longhino, 25 agosto 2000).*

*Photo 6: the snout of the Giogo Alto Glacier. On the left, the structure at the arrival of the chair-lift. In the middle, along the track, one can see the refuge which the glacier surface used to reach at the beginning of the XIX century. (25<sup>th</sup> August 2000).*

**859 CENTRALE DEL LAGO**

2000.08.30

QMF: 2400

decremento lieve

Prima del rilievo del 1999, corredato dal posizionamento del segnale, le ultime annotazioni riguardanti questo ghiacciaio sono quelle contenute nel Catasto della Provincia di Bolzano, a loro volta basate sui dati del W.G.I. (1982). Non si osservano sostanziali variazioni rispetto al controllo precedente. Anche la situazione dell'innevamento residuo è molto simile, in special modo sulle parti pianeggianti della superficie. Va ricordato come nel 1982 la quota più bassa del ghiacciaio fosse stata determinata in 2390 m, non molto diversa da quella attuale. La situazione topografica del bacino e le condizioni climatiche locali hanno probabilmente attenuato l'entità del ritiro di questo come degli altri ghiacciai del settore rispetto alle situazioni riscontrate in altre aree della regione. Anche la quota media del limite del nevato, situata quest'anno attorno ai 2750 metri, è inferiore rispetto alla media regionale. *Snow-line*: 2750 m. (P. Bruschi). Variazione media annua: - 3

**875 MALAVALLE**

2000.08.27

QMF: 2650

decremento moderato

Il ghiacciaio, una della maggiori unità site in territorio italiano, si articola in numerose colate che differiscono tra loro per forma, eventi dinamici ed esposizione, anche se sono accomunate da una attuale e sensibile fase di riduzione generalizzata. In tal senso, il dato di variazione frontale registrato non è in grado di rappresentare la reale dimensione del fenomeno, che presenta la sua massima intensità nel settore frontale e nei circhi di sinistra, più sfavorevolmente esposti. Tuttavia, rispetto al 1999, si nota una maggiore estensione della neve



residua (e forse anche del nevato), in modo particolare nel circo compreso tra Malavalle e la Cima del Prete. La grande morena centrale, che delimita il fianco sinistro della colata proveniente dal circo della Parete Alta, a causa della riduzione di questa va trasformandosi in un argine laterale. Il settore laterale sinistro della vasta fronte si immerge in un caratteristico lago proglaciale, dove si hanno continui crolli di ghiaccio. Superficie totale: 9,42 km<sup>2</sup> (1982). *Snow-line*: 2800 m. (K. Runggaldier). Variazione media annua: - 7 (- 12 dal 1997)

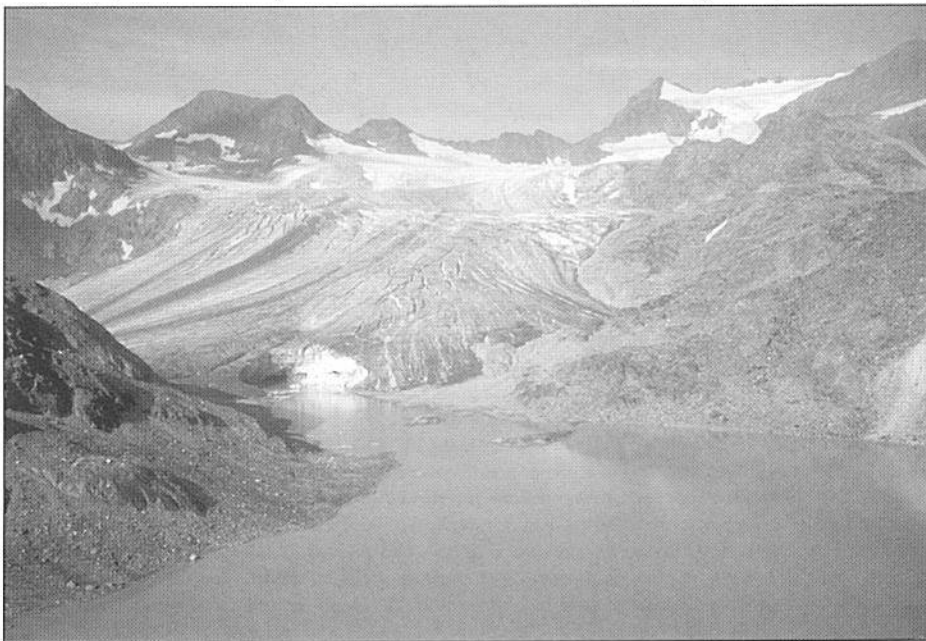
- 876 VEDRETTA PENDENTE** 2000.08.27 QMF: 2615 decremento lieve  
Non si osservano sostanziali variazioni rispetto alla situazione del 1997, anche se appare evidente l'ulteriore ritiro della fronte. Il settore inferiore del ghiacciaio è sempre più esile e appiattito e mostra un notevole carico di materiale detritico superficiale, in incremento anche più in alto, alla base delle pareti rocciose di contorno: in particolare si notano alcuni grossi massi di crollo, provenienti dalla Parete Alta. La superficie non presenta evidenti crepacciature e, nel settore centrale, mette in evidenza caratteristiche linee di stratificazione che si allargano a ventaglio in direzione trasversale. Scarso il manto nevoso residuo, concentrato principalmente in conoidi siti alla base dei canali. Consistente l'ablazione all'atto del rilievo, con abbondanti acque di fusione incanalate in alcune *bedies* assai incise. *Snow-line*: 2800 m. (K. Runggaldier). Variazione media annua: - 10,5 (1997)
- 883 GRAN VEDRETTA ORIENTALE** 2000.09.09 QMF: 2510 decremento lieve  
La copertura detritica del settore frontale, unitamente a un leggero strato di neve fresca, ostacola una precisa lettura del dato di variazione frontale, anche se il contorno del ghiaccio può essere determinato con buona approssimazione. L'aspetto generale del ghiacciaio, in particolare del bacino d'accumulo, e la morfologia della lingua, stretta, ma consistente lingua evidenziano come siano ancora garantite sufficienti condizioni di alimentazione. Solo nel terzo inferiore della colata si può notare un certo restringimento rispetto alle precedenti annate: un evento che, se connesso a una eventuale, prossima riduzione del trasferimento di massa, potrebbe ripercuotersi nel corrispondente settore della fronte. La copertura nevosa recente non ha consentito di determinare l'estensione di quella residuo. (L. Pastori, G. Sartori). Variazione media annua: 0
- 902 ORIENTALE DI NEVES** 2000.08.30 QMF: 2585 decremento forte  
Sono stati riutilizzati i tre vecchi segnali che, nel loro insieme, ben rappresentano le variazioni lineari della fronte. A questi ne sono stati aggiunti altri due, siglati in colore rosso, dai quali sono state effettuate le misure con l'utilizzo di telemetro laser. Si constata come il settore frontale del ghiacciaio sia quello sottoposto alla maggior riduzione: i dati di variazione lineare e l'evidenza morfologica rimarcano un consistente arretramento ma anche un ulteriore assottigliamento, al punto che la omogeneità della grande lingua glaciale è ormai in pericolo. Uno degli aspetti più interessanti riguarda le modalità di ritiro del limite, che avviene anche per distacco di blocchi di ghiaccio, i cui relitti sono sottoposti a un rapido processo di smaltimento. Anche per questa annata si è potuto riscontrare la permanenza, nel settore superiore del bacino di accumulo, di una copertura nevosa residua relativamente abbondante: tale fatto può trovare spiegazione nella posizione geografica, a ridosso della cresta di confine, che produce, in talune situazioni, lo sconfinamento verso Sud dell'effetto-staù. *Snow-line*: > 2900 m. (P. Degli Esposti, R. Da Ré). Variazione media annua: - 35,5
- 908 RIOTORBO** 2000.09.11 QMF: 2675 decremento lieve  
Le semplici osservazioni e le misure frontali non consentono di spiegare con sufficiente precisione la dinamica frontale recente di questo ghiacciaio, che presenta una spiccata alternanza tra situazioni di ritiro e modeste avanzate. Anche se non determinabile con precisione, l'innervamento residuo stagionale pare essere di buona consistenza. Superficie totale: 0,97 km<sup>2</sup> (1982). (P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 7
- 912 PREDOI** 2000.09.08 QMF: 2450 (2510) decremento moderato  
La presenza di un consistente strato di neve fresca non ha ostacolato le operazioni di misura. Ardue e incerte, invece, le osservazioni di dettaglio. Si è potuto comunque rilevare il continuo assottigliamento del settore frontale, dove la copertura morenica pare in ulteriore, progressiva estensione. Sulla destra idrografica, davanti alla fronte, è stata osservata la formazione di un modesto lago proglaciale, delle dimensioni di circa 20 x 40 metri. (P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 16
- 913 LANA** 2000.09.08 QMF: 2250 decremento lieve  
L'adozione di un telemetro laser per la lettura dei segnali si è dimostrata indispensabile per alcune misurazioni altrimenti non effettuabili (presenza di un laghetto periglaciale). Il settore inferiore del ghiacciaio e il suo margine proglaciale si prestano a interessanti osservazioni di carattere morfologico, soprattutto in relazione allo sviluppo del grande complesso morenico, con particolare riferimento a quello costruito nel corso dell'espansione degli Anni Ottanta. (segue a pag. 150).





*Foto 7: il grande circo (Parete Alta) da cui scende la lingua destra del Ghiacciaio di Malavalle. Il progressivo affioramento della morena mediana (visibile al centro) tende a isolare questo settore dalla colata principale. (K. Runggaldier, 27 agosto 2000).*

*Photo 7: the big cirque (Parete Alta) where the right tongue of the Malavalle Glacier goes down from. The gradual emerging of the medial moraine (visible in the middle) tends to isolate the sector of the main flow. (27<sup>th</sup> August 2000).*

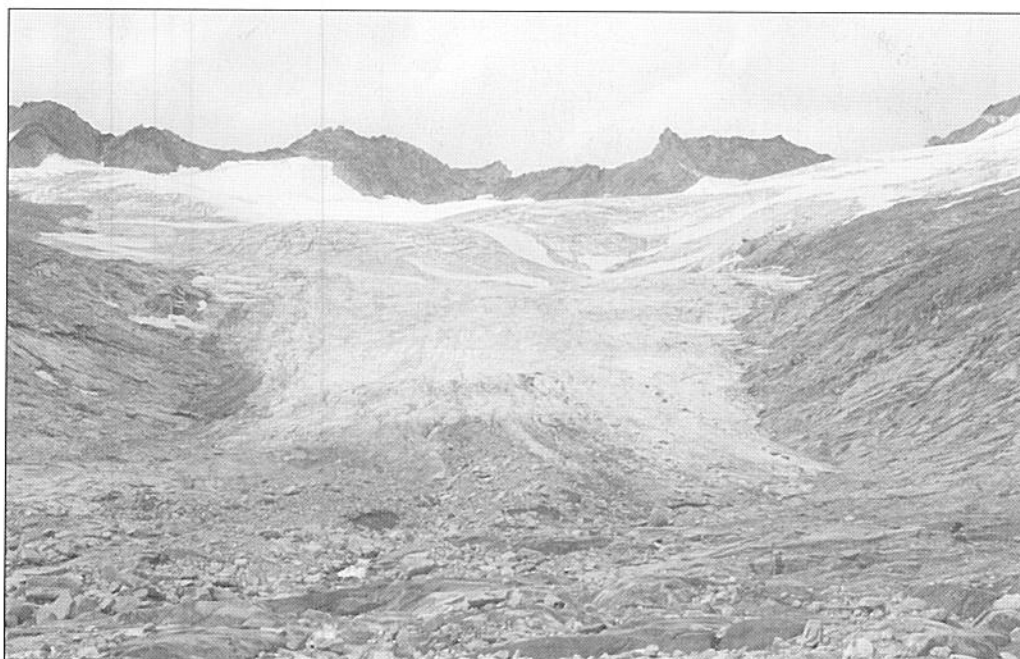


*Foto 8: Ghiacciaio di Malavalle: il fianco sinistro del settore frontale attualmente termina nel grande lago proglaciale di recente formazione che occupa il vasto pianoro sito in sinistra idrografica. (K. Runggaldier, 27 agosto 2000).*

*Photo 8: the Malavalle Glacier: the left side of the snout's sector now ends into the recently formed large proglacial lake; it occupies a large plateau located at the hydrographic left. (27<sup>th</sup> August 2000).*

L'analisi di tali strutture, inoltre, rappresenta uno strumento essenziale per una corretta interpretazione dei rapporti tra materiale detritico di copertura e ghiaccio sottostante. Caratterizza il settore centro meridionale della lingua la presenza di tre morene mediane, due delle quali collegate direttamente alla massa di materiale ricoprente il settore frontale. Il più modesto lobo di sinistra, che pur unito alla lingua centrale termina con una fronte più alta di una cinquantina di metri rispetto al punto inferiore, è segnato dalla presenza di un laghetto periglaciale. L'attuale fase di ritiro del ghiacciaio pare comunque procedere più lentamente rispetto ad altre situazioni osservate in Valle Aurina. All'atto del rilievo un torrente di notevole portata fuoriesce dall'estremo settore destro della fronte: non ne era stata notata l'esistenza nelle campagne precedenti. (P. Degli Esposti, R. Da Ré).

Variazione media annua: - 6



*Foto 9: Ghiacciaio Orientale di Neves: veduta panoramica di uno dei più estesi ghiacciai delle Alpi Aurine. Nonostante la sfavorevole esposizione (Sud), la sua posizione geografica, a ridosso della cresta di confine, ha determinato nell'anno idrologico 1999-2000 una alimentazione particolarmente abbondante grazie ai frequenti episodi di vento da Nord. (P. Degli Esposti, R. Da Ré, 30 agosto 2000).*

*Photo 9: the Neves Eastern Glacier: panoramic view of one of the largest glaciers in the Alpi Aurine. Although it has an unfavourable exposure (south), its geographic position close to the border crest determined a particularly abundant feeding during the 1999-2000 hydrological year as a result of frequent windy events coming from north. (30<sup>th</sup> August 2000).*

#### 919 VALLE DEL VENTO

2000.09.24

QMF: 2460

decremento moderato

Una leggera copertura di neve fresca rende difficoltosa l'osservazione e il rilievo dell'innevamento residuo. Si nota comunque l'abbondante copertura morenica che interessa l'intero settore inferiore del corpo glaciale; tra l'altro essa evidenzia la doppia lobatura in cui è suddivisa la fronte: il lobo destro mostra uno spessore molto più ridotto rispetto a quello opposto, essendo quest'ultimo più elevato di circa 20 m. La morena mediana termina con una collinetta a nucleo di ghiaccio: un segnale esplicito della consistente riduzione in atto. Tuttavia la parte centrale del ghiacciaio appare ben conservata. (P. Degli Esposti). Variazione media annua: 13,5

#### 920 ROSSO DESTRO

2000.09.24

QMF: 2490 – 2530

decremento moderato

Uno strato di neve fresca non consente di raccogliere informazioni sulla consistenza del manto nevoso residuo ma non impedisce di cogliere i segni del consistente ritiro in atto: la fronte si è andata infatti suddividendo in due lobi, separati da un modesto sperone roccioso. Le due quote minime frontali riportate si riferiscono rispettivamente al lobo destro e a quello sinistro. La notevole pendenza del letto roccioso su cui poggia la fronte favorisce il crollo di frammenti di ghiaccio. (P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 15



Foto 10: uno strato di neve fresca mette in evidenza il grande e continuo argine morenico formatosi con la fase di espansione degli Anni Ottanta, per il Ghiacciaio di Lana particolarmente consistente. (P. Degli Esposti, R. Da Ré, 8 settembre 2000).

Photo 10: the presence of a layer of fresh snow points out the large and even morainic bank formed during the growth phase in the 80s, which has been particularly positive for the Lana Glacier. (8<sup>th</sup> September 2000).

**927 COLLALTO**

2000.09.17

QMF: 2535

decremento moderato

La presenza del lago proglaciale ha reso indispensabile l'utilizzo del telemetro laser. L'aspetto del ghiacciaio, soprattutto nel settore inferiore e frontale, è ancora spettacolare anche per la presenza dello specchio d'acqua, oggi di grandi dimensioni, nel quale si immerge quasi tutta la fronte. Quest'ultima mostra una falesia, dalla forma grossolanamente triangolare, col vertice proprio al centro. Il settore inferiore si espande al di sotto di un gradino roccioso e viene alimentato dalla colata che, in corrispondenza del salto, evidenzia due flussi di ghiaccio che producono altrettanti coni, uniti al centro e degradanti ai lati. L'intero settore frontale è ricoperto da abbondante materiale morenico. Incerta la determinazione del manto nevoso residuo che, comunque, non pare scendere al di sotto dei 3000 metri di quota. (P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 10 (1998)

**928 – 929 GIGANTE ORIENTALE E CENTRALE<sup>1</sup>**

2000.09.17

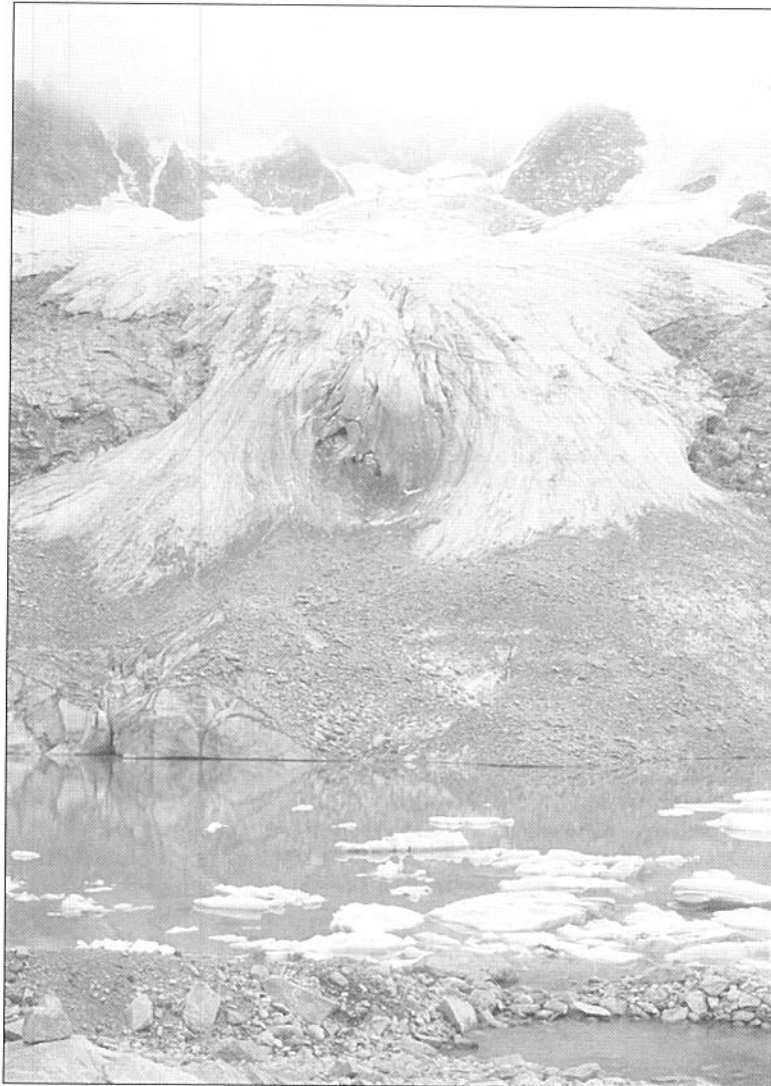
decremento moderato

Il giorno del sopralluogo il manto nevoso residuo è praticamente scomparso dall'intera superficie del ghiacciaio, fino alle quote più elevate. La fronte, notevolmente appiattita, si immerge parzialmente in un lago di modestissima profondità (alcune decine di centimetri), esteso per l'intera lunghezza della fronte e largo solo qualche metro. Alla destra della fronte si notano alcuni blocchi di ghiaccio, isolati e ricoperti da detrito. Da un confronto fotografico con la situazione del 1980 appaiono evidenti non solo il ritiro frontale ma anche una riduzione di massa nella parte più elevata del bacino, sul versante settentrionale del Collaspro. Attualmente può dirsi concluso il distacco della colata di destra, proveniente dalla Bocchetta Nera. Le pareti roccioso-detritiche che dominano il bacino superiore sono prive di placche di neve residua o di nevato. Un esteso lago (circa 185 x 80 metri) si è formato a monte della morena attribuibile all'espansione terminata nel 1985. *Snow-line*: >3200 m. (P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 19 (- 38 dal 1996 al 1998)

<sup>1</sup> nel catasto dei Ghiacciai Italiani C.N.R. – C.G.I del 1961 il Ghiacciaio del Gigante è stato suddiviso in due unità distinte. Trattandosi in realtà di un unico apparato, come tale viene qui trattato.

La lunga e articolata fronte si suddivide in tre lobi, ciascuno generato dai deflussi glaciali di altrettanti bacini collettori distinti. Quello di destra, che si spinge alla quota più bassa, termina con una fronte alquanto sottile che si insinua all'interno di una stretta gola rocciosa. Il settore sinistro mostra un ritiro meno accentuato, anche per la migliore posizione topografica e per una più abbondante alimentazione, alla quale contribuisce in modo sostanziale la parete orientale del Monte Nevoso. A causa della consistente riduzione di spessore, sono in progressivo incremento le emergenze rocciose, in modo particolare uno sperone centrale che potrà determinare in un prossimo futuro una ulteriore frammentazione della colata inferiore. *Snon-line*: >3200 m. (P. Degli Esposti). (°°): quota riferita al 1993.

Variazione media annua: - 7 (1998)



*Foto 11: la spettacolare lingua del Ghiacciaio di Collalto assume un aspetto tormentato nel superamento di un grande gradino roccioso, al di sotto del quale la fronte si espande lateralmente, sino a immergersi nel grande lago proglaciale. (P. Degli Esposti, 17 settembre 2000).*

*Photo 11: the spectacular tongue of the Collalto Glacier becomes uneven when it goes beyond a large rocky step, below which the snout laterally extends up to sinking into the large proglacial lake. (17<sup>th</sup> September 2000).*

**2000 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN**

Sector: Alto Adige - Südtirol

*Scientific co-ordination: Franco Secchieri**Snow-meteorology: Hydrographic Office of the Autonomous Province of Bolzano***LIST OF OPERATORS WHO TOOK PART IN THE 2000 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN**

Arervo B., Barison G., Belli L., Belli G., Bruschi P., Cova L., Da Re R., Degli Esposti P.P., Gianni M., Longhino R., Marchetto B.G., Merlini G., Olivieri L., Pastori L., Pegolotti M., Petronella M., Runggaldier K., Sabbadini M., Sartori G., Secchieri F., Tomaselli L., Tumler M.

**GENERAL**

During the glaciological campaign carried out in Alto Adige in the summer 2000 the operators checked 28 glacier units, 26 of which registered the linear variation of the snout. The figures refer in some cases to time intervals longer than a year because of the small number of operators available, who often have to alternatively carry out the measurements.

The 1999-2000 hydrological year has drawn a discouraging picture of the glaciers' conditions in Alto Adige; the glacial balance in the whole region was, in fact, highly negative as proved by the linear retreat values of the flows and by the volume shrinking from a morphological point of view. So the phase of clear mass shrinking has now been going on for more than ten years, even though it looks like its rhythm is slightly slower than that of the previous years. The operators could at the same time notice a slight growth of the residual snow cover in the accumulation basins of some glaciers. This situation has certainly been more affected by the sporadic but considerable summer snow snowfalls than by the winter ones.

From a weather point of view, one can say that the Föhn has been one of the key elements of the year; it was caused by the repeated particular pressure configurations carrying unusual weather events. The storm on 18<sup>th</sup> January 2000 should be mentioned: gusts of wind at a very high speed and extraordinary high temperature raising were registered, amongst which the case of Brunico was certainly the most symbolic one as the temperature increased by 25°C within only six hours going from - 15 to + 10°C. A general increase both of temperatures and of precipitation represented however the most relevant features of the year, although the latter played a negative role during the summer season: being in a liquid state, it caused indeed the well-known disastrous effect on the ice masses from the point of view of the transfer of heat energy. This occurred during some turbulence in the month of August.

According to the analysis of the weather month after month, September (1999) registered a definitely unusual thermal-pluviometric regime with average temperatures 1 or 2°C higher than the average values in the same period. There has been many Föhn events to the advantage of the glaciers located close to the border crests and to the disadvantage of those located at more southern latitudes. October registered an usual thermal course, except for the fairly abundant precipitation. The month of November was very humid with temperatures affected by the prolonged presence of high pressure conditions, which were followed by thermal inversion at high altitudes. If on one hand December was fairly normal, January registered instead poor precipitation on the southern slope of the area, while the Föhn favoured more considerable snow supplies on the northernmost glaciers. A similar situation occurred also in February. March was a very positive month for the glaciers as a result of abundant snowfalls like in April, when however temperatures were higher than the average values in the same period. May registered very high temperatures at all altitudes, which has not occurred since 1958. June, too, confirmed this trend with temperatures on average 2°C higher than the reference average and with little precipitation. The snow cover considerably shrank over these two months.

The summer season showed two opposite aspects: if on one hand July registered weather features favourable to the snow-ice balance with temperatures lower than usual (the thermal 0°C went many times below 3000 m of altitude) and abundant precipitation carrying snow at medium elevations, August on the other hand negatively affected glaciers. It was, in fact, very hot in the second half of this month and the frequent precipitation often occurred in a liquid state. Finally, September, too, was not particularly useful to the annual glaciers' balance as temperatures were higher than usual and precipitation occurred only once in the third ten days of the month. The beginning of the new hydrological year has been quite different, so that one can expect an unexpected, very positive evolution of the glaciers.

*Table 1: see page 141*



- 715 PRACUPOLA** 2000.08.27 QMF: 2890 *Snow-line:* 3150 m moderate shrinkage  
 There are no variations compared to 1999. The photographic comparison shows a slight overall thickness reduction of the mass, a slight retreat of part of the left side in relation to the rocky wall and an increase in the surface moraine. The limit of the old snow is located slightly above the previous check. At the outermost left border of the lower sector, where the drift cover is more considerable, a stream formed and strongly eroded the ice surface. The drift collapse in the left sector is still on and a mixed cone settles on its snout at the foot of the rocky drop. Thanks also to the mobilization of the surface moraine, a considerable mass of ice or firn remains at the right of this accumulation; it represents what is left of that glacierette which was registered in the World Glacier Inventory with code I-4L00 1101 10. (Tomaselli L., Petronella M.).  
 average annual variation: - 8
- 718 SOI** 2000.08.27 QMF: 2750 *Snow-line:* 3100 m moderate shrinkage  
 The signs DW94m24 and DW94m27 can be no longer used because of the snout's conditions and, in particular, of the disappearance of the dead ice mass, which was still there in 1997; this represents one of the most relevant variations. The snout is covered with a rather thick drift layer, which probably started to increase recently; moreover, the trail of the medial moraine originating from the confluence of two feeding cirque is becoming more evident. The surface of the eastern cirque shows some packs of landslide material. The residual snow cover is very small, while the photographic comparison with the previous check points out a further deglaciation of the surrounding rocky walls. (Gianni M., Belli L., Belli G.).  
 average annual variation: - 10 (1998)
- 719 SUP.RE DEL GIOVERETTO** 2000.09.19 QMF: 2930 *Snow-line:* 3300 m moderate shrinkage  
 The most evident ongoing morphological variation is occurring in the central sector at the mostly inclined area, where the farthest part of the flow disjoined. The connection is now represented by some small and thin ice chutes. The lower sector, which is isolated and likely to disappear, will gradually be covered with drift; the measurements taken at its snout will be therefore little relevant, as in future only the upper part will remain active. The day of the check one could see some tracks of the residual snow cover only on the highest part of the top basin. (Belli G.).  
 average annual variation: -13 (1998)
- 722 INF. OCCID. GIOVERETTO** 2000.09.10 QMF: 2785 *Snow-line:* 3100 m moderate shrinkage  
 At the time of the check a thin layer of fresh snow shows very well the emerged ice surface determining an efficient contrast with the surrounding drift slopes and making it possible to identify the border. However, the large snout sector can be defined only approximately. A small ice wall, which emerged as a result of the sliding of the surface moraine, gives an opportunity to see a buried mass of considerable dimensions. The complete deglaciation of the basin's walls triggered off a series of landslides, which brought a large quantity of drift on the glacier surface also in the central and right sectors having the Northern wall of Cima Lorchen above them. One should mention that the friability of the rocks where the basin is set greatly stresses this phenomenon, which however represents the morphological evolution caused by the present climatic phase. The residual snow cover is small even in the highest part of the accumulation basin. (Belli G.).  
 average annual variation: - 10.5 (1998)
- 733 VEDRETTA LUNGA** 2000.09.11 QMF: 2650 *Snow-line:* 3150 m moderate shrinkage  
 This flow registered the greatest involution out of the four main flows going down from Monte Cevedale towards Val Martello. Considering the 1999 figures one can, in fact, determine that the whole surface (2.625 km<sup>2</sup>) has decreased by 0.333 km<sup>2</sup> over a period of 20 years. The snout's variation is also a sign of the present conditions of this glacier, whose tongue seems to be left without any feeding; one should say that the glacier is undergoing a slow and gradual weathering process rather than a simple shrinking. Meantime the rocky step at about 3000 m is becoming larger and larger and it is likely to cause the breaking-up of the glacier body. The morainic bank, which refers to the growth phase culminated in 1985, is still there although it is on its way to disappearance. The residual snow is very little and it is concentrated in the highest part of the accumulation basin. (Tumler M.).  
 average annual variation: - 42 (1992)
- Photo 1 (Lunga Glacier): see page 143*
- 743 - 744 LASA e BASSO DELL'ANGELO** 2000.09.03 QMF: 2545 *Snow-line:* >3000 m slight shrinkage  
 The 1995 sign can no longer be used as a result of the huge changes of the old snout; following the disjunction of the terminal part of the tongue occurred in 1999 in the gorge hosting it, it is in fact now separate from the main glacier body and it is covered with collapsed ice. One can easily visit the new snout located above a rocky drop. The large left side cone, which is directly connected to the snout's sector, is still there and it is fed by the ice landslides and by the avalanches coming from the hanging part above. This mass is covered with drift and a huge water fall flows towards its top. The right border sector of the long and uneven snout has apparently retreated: it ends today at the top of the rocky step located at about 2900 m of altitude where it was until the beginning of the 80s. A light layer of fresh snow does not allow to take exact measurements of the limit of the residual snow. (Runggaldier K.).  
 average annual variation: - 10

**746 FORNO** 2000.09.03 QMF: 2800 *Snow-line:* 3000 m slight shrinkage  
The 1995 sign has been used again to obtain a single though relevant figure of the general situation. There are no great morphological variations even though the shrinking phase of the entire glacier body is relentless. The snout retreat causes an enlargement of the proglacial area extending above the rocky drop, where the snout was leaning out in the previous years. The top snow slide, east of Cima dell'Angelo Grande (3521 m), registers residual snow packs as large as those in 1999. The morainic cover is small and it concentrates in the area close to the wall bounding the left side of the glacier. A huge bédicère, which was already noticed during the previous campaign, erodes the left side of the tongue. (Runggaldier K.).  
average annual variation: - 13

**750 ZAI DI MEZZO** 2000.08.15 QMF: 2870 *Snow-line:* >2950 m slight shrinkage  
There is a large quantity of moraine on the surface of the snout's sector, below which a small proglacial lake has formed; it concentrates at the hydrographic right where the ice border cannot be easily identified. The lower part does not have large crevasses and the morphology points out its mass shrinking phase, which however seems to be less considerable compared to the one occurring on other glaciers of this region. The upper hanging mass forming the cap of the Angelo Grande keeps a wide cliff wall, from which ice keeps on collapsing, as suggested by the presence of rests on the tongue below. A moderate cover of fresh snow is noteworthy. (Pegolotti M.).  
average annual variation: - 5 (1995)

*Photo 2 (Zai di Mezzo Glacier): see page 144*

**762 SOLDA** 2000.08.26 QMF: 2650 *Snow-line:* 2800 m moderate shrinkage  
One should mention that, as a result of the general strong shrinkage of the glacier, the old tongue, which was once unitary and formed by the coalescence of different flows, has divided into 5 flows coming from as many feeding cirques (SE of Ortles, N and NE of Gran Zebrù, Punta Graglia and Cima Solda). At present the flow of Cima Solda, the easternmost one, is the only one which is regularly monitored; the following remarks refer to this flow. One can notice a considerable mass shrinking causing a further lowering of the surface and the progressive increase of the drift cover on the left side of the tongue. Moreover, a medial moraine tends to isolate the right border sector of the glacier. Thanks to the use of a laser range-finder it has been possible to measure the present dimensions of the small proglacial lake (max width: 42 m - max length: 27 m). The firn on the walls close to the crest between Passo del Lago Gelato and Cima Solda is shrinking and lets a wider and wider rocky surface emerge. (Barison G., Olivieri L.).  
average annual variation: - 12

**770 TRAFOI** 2000.08.26 QMF: 2345 *Snow-line:* >2800 m moderate shrinkage  
A new sign marked with the letters GB2000 has been placed at about 2330 m of altitude at the hydrographic left of the snout, while the signs GB96 and GB98 have been respectively abandoned and not used. The snout retreat is due to the changes occurred in the year, in particular to the disjunction of the lower part of the snout, which had become a mass of dead ice, and consequently to the delimitation of the new border, that is now located above the narrow furrow of the rock. It is very clear that the entire mass has undergone further huge shrinking, from the snout up to the highest sectors of the catchment basin; this is a phenomenon stressed by the gradual enlargement of the nunatak and of the rocky walls, which starts from the longitudinal big crest degrading from Cima Campana. In particular, a central rocky septum is emerging more and more, and in a short time it will separate the two parts into which the tongue is already divided. A medial moraine is located on the right part of the flow; the snout of this sector ends with a moderate mouth which the homolateral branch of the glacier stream comes out of. (Barison G., Olivieri L.).  
average annual variation: - 95

*Photo 3 (Solda Glacier): see page 145*

*Photo 4 (Trafoi Glacier): see page 145*

**771 MADACCIO** 2000.08.14 QMF: 2370 *Snow-line:* >2800 considerable shrinkage  
The present conditions of the snout on the right sector, and in particular the large quantity of floating and deposited morainic drift do not allow either the use of old signs or the placing of new ones. There are no relevant variations compared to 1999; the snout, which is in a retreating phase, is still very thick, while the end sector of the tongue is still fairly well fed. The measurements at the left sector of the snout have been taken with a laser range-finder; the used sign has proved to be useful as well as the measurements. Now, an ice block, which later melted, has disjoined from the snout set into a narrow rocky gorge; this event can be considered as the main factor responsible for the huge linear retreat. One can see a large quantity of drift on the surface. Upward the rocks are further enlarging. The minimum elevation of the left sector of the snout is 2495 m. (Marchetto B., Cova L., Arervo B.).  
average annual variation: - 42

*Photo 5 (Madaccio Glacier): see page 146*

**794 SALDURA MERIDIONALE** 2000.08.20 QMF: 2800 *Snow-line:* 3100 m slight shrinkage  
All measurements have been taken by using the range-finder as a result of the difficult topography of the place. The glacier is still heavily shrinking, more than what appeared from the values related to the snout, like a larger morainic cover in the lower part; in this sector the large quantity of morainic drift hinders a precise delimitation of the ice border. (Sabbadini M.).  
average annual variation: - 8

- 795 RAMUDLA SETTENTRIONALE** 2000.10.25 QMF: 2800 moderate shrinkage  
The SGAA checked this unit this year for the first time. The presence of a layer of fresh snow makes it difficult to place the sign and to exactly determine the snow-line. The glacier is characterized by a very inclined tongue originating from a fairly flat feeding basin. In the central sector of the flow, where the inclination changes, a crevassed area can be noticed. The general aspect of this glacier is that typical of a moderate shrinking phase, even though no relevant comparison with images of previous periods has been made so far. (Bruschi P.).
- 813 GIOGO ALTO** 2000.08.25 QMF: 2735 slight shrinkage  
The general aspect of the glacier confirms the prolonging of a shrinking phase. The main thickness reduction occurred in the left sector of the snout, which appears very thin. The central part sinks into the little deep proglacial lake. The anthropic effects connected to the summer skiing caused huge dynamic and environmental changes both on the glacier body and in the area close to its perimeter. In this regard one should mention some artificial arrangements of the proglacial area with a strong impact on the landscape, and the moving of snow and its redistribution outside the accumulation basin, which causes a great change in the glacier balance. The residual snow in the upper fields seems to be very little. (Longhino R.)  
average annual variation: - 7
- Photo 7 (Giogo Alto Glacier): see page 147*
- 859 CENTRALE DEL LAGO** 2000.08.30 QMF: 2400 *Snow-line: 2750 m* slight shrinkage  
Before the 1999 check involving the placing of a new sign, the last remarks on this glacier were contained in the Catasto della Provincia di Bolzano, where in turn they were based on the figures of the W.G.I. (1982). No relevant variation compared to the previous check has been registered. The situation of the residual snow, too, is very similar particularly on the flat parts of the surface. In 1982 the lowest elevation of the ice was determined at 2390 m, which is not so different from the present one. The topographic situation of the basin and the local weather conditions have probably reduced the size of the retreat of this glacier and of all those glaciers in this area compared to the situations registered in other areas of this region. The average altitude of the firm limit, too, which this year is located at about 2750 m, is lower than the regional average. (Bruschi P.).  
average annual variation: - 3
- 875 MALAVALLE** 2000.08.27 QMF: 2650 *Snow-line: 2800 m* moderate shrinkage  
The glacier, one of the main units located in the Italian territory, is divided into many flows differing from the point of view of shape, dynamics and exposure, even though they share the same present and considerable general shrinking phase. In this sense, the figures related to the snout variation do not represent the real size of the phenomenon, which registers its maximum intensity in the snout sector and in the left cirques having an unfavourable exposure. However, the residual snow is larger (and maybe the firm, too), in particular in the cirque between Malavalle and Cima del Prete. The big central moraine limiting the left side of the flow, which comes from the cirque of Parete Alta, is turning into a side bank as a result of the flow's reduction. The lateral sector of the wide snout sinks into the typical proglacial lake, where ice often collapses. Total surface: 9.42 km<sup>2</sup> (1982). (Runggaldier K.).  
average annual variation: - 7 (- 12 since 1997)
- 876 VEDRETTA PENDENTE** 2000.08.27 QMF: 2615 *Snow-line: 2800 m.* slight shrinkage  
No relevant changes compared to the situation in 1997 have been noticed, even though the snout retreat is evident. The lower sector of the glacier is much thinner and flatter and shows a considerable load of surface drift, which increases upward at the basis of the surrounding rocky walls; in particular, one can see some large collapsed rocks coming from Parete Alta. The surface has no large crevasses and points out typical stratification lines enlarging fanwise in a transversal direction. The little residual snow cover mainly concentrates in cones located at the bottom of the gorges. Ablation is considerable at the time of the survey with abundant meltwater canalized into some heavily eroded bédrières. (Runggaldier K.).  
average annual variation: -10.5 (1997)
- 883 GRAN VEDRETTA ORIENT.** 2000.09.09 QMF: 2510 slight shrinkage  
The drift cover of the snout's sector together with a thin layer of fresh snow hinder an exact examination of the snout's variation figure, even though the ice border can be determined with a good approximation. The general aspect of the glacier, particularly of the accumulation basin, and the morphology of the long, narrow though considerable tongue indicate that sufficient feeding conditions are still ensured. Only in the lower third of the flow one can notice a sort of narrowing compared to the previous years, which could affect the corresponding sector of the snout if matched to an eventual future reduction of the mass transfer. The recent snow cover has not yet allowed to determine the extension of the residual one. (Pastori L., Sartori G.).  
average annual variation: 0
- 902 ORIENTALE DI NEVES** 2000.08.30 QMF: 2585 *Snow-line: >2900* considerable shrinkage  
The three old signs well representing the linear variation of the snout are used again. Another two signs have been added, marked with red colour, where measurements are taken with the use of a laser range-finder. The snout's sector undergoes the most considerable shrinking; the data on linear variation and the morphology register a huge retreat but also a further thinning, so that the large glacier tongue is likely to lose its homogeneity. The retreat patterns of the limit are one of the most interesting aspects: this can occur as a result of the disjunction of ice blocks, whose rests are subject to a quick discharge process. This year, too, a relatively abundant residual snow cover is noticeable in the upper part of the accumulation basin; the explanation of this event lies in the geographic position, close to the border crest, which in some situations causes the crossing of the staü-effect southward. (Degli Esposti P., Da Ré R.).  
average annual variation: - 35,5

- 908 RIOTORBO** 2000.09.11 QMF: 2675 slight shrinkage  
The simple observations and the snout measurements cannot explain the recent snout dynamics of this glacier precisely enough, which registers the alternating of shrinking and moderate growth phases. The seasonal residual snow seems to be fairly good, even if it cannot be precisely determined. Total surface: 0.97 km<sup>2</sup> (1982). (Degli Esposti P.)  
average annual variation: - 7
- 912 PREDOI** 2000.09.08 QMF: 2450 (2510) moderate shrinkage  
The presence of a thick layer of fresh snow has not hindered the measurements. The detailed observation is instead very difficult and uncertain. The snout's sector is however thinning and the morainic cover is further extending. At the hydrographic right, in front of the snout, a fairly small proglacial lake formed with dimensions of about 20 x 40 m. (Degli Esposti P.)  
average annual variation: - 16
- 913 LANA** 2000.09.08 QMF: 2250 slight shrinkage  
The use of a laser range-finder to read the signs has been indispensable for some measurements, which otherwise could not have been taken (presence of a small periglacial lake). The glacier's lower sector and its proglacial border are suitable for interesting observations from the point of view of morphology, above all in relation to the development of a large moraine with particular reference to the one formed during the growth phase in the 80s. Moreover, the analysis of these structures represents an essential tool for the correct reading of the relationships between the covering drift and the underlying glacier. Three medial moraines, two of which are directly connected to the mass covering the snout, characterize the central-southern sector. The smallest lobe on the left, which is joined to the central tongue but it ends with a snout 50 m higher than the lowest point, hosts a small periglacial lake. The present shrinking phase of the glacier, however, is going on slower than in other situations observed in Valle Aurina. At the time of the check a big stream comes out of the outermost right sector of the snout; this was not noticed also in the previous campaigns. (Degli Esposti P., Da Ré R.)  
average annual variation: - 6
- Photo 7 (Malavalle Glacier): see page 149*  
*Photo 8 (Malavalle Glacier): see page 149*  
*Photo 9 (Neres Eastern Glacier): see page 150*
- 919 VALLE DEL VENTO** 2000.09.24 QMF: 2460 moderate shrinkage  
A thin cover of fresh snow makes it difficult to observe it and to measure the residual snow. The morainic cover is however still abundant, it involves the lower sector of the glacier body and it also shows the double lobe dividing the snout. The right lobe is much less thicker than the opposite one, being the latter 20 m-higher. The medial moraine ends with a small ice-core hill, which is a clear sign of the considerable ongoing shrinking. However, the central part of the glacier is well preserved. (Degli Esposti P.)  
average annual variation: - 13,5
- 920 ROSSO DESTRO** 2000.09.24 QMF: 2490-2530 moderate shrinkage  
A layer of fresh snow does not allow to gather information on the size of the residual snow cover, although the signs of a huge retreat are very clear. The snout, in fact, has divided into two lobes separated by a fairly small rocky spur. The two registered minimum elevations of the snout respectively refer to the right lobe and to the left one. The high inclination of the rocky bed where the snout is set favours the collapse of ice fragments. (Degli Esposti P.)  
average annual variation: - 15
- Photo 10 (Lana Glacier): see page 151*
- 927 COLLALTO** 2000.09.17 QMF: 2535 moderate shrinkage  
The presence of the proglacial lake forced the operators to use the laser range-finder. The glacier's aspect, above all in the lower and snout's sector, is still spectacular, also for the presence of a sheet of water of large dimensions, which nearly the entire snout sinks into. The snout shows a roughly triangle-shaped cliff with its vertex right in the middle. The lower sector extends below the rocky step and is fed by the flow which shows two ice flows at the drop; these produce as many cones joining in the middle and degrading on the sides. The entire snout's sector is covered with abundant morainic material. The residual snow cover cannot not be precisely determined and, however, it is still located above 3000 m of altitude. (Degli Esposti P.)  
average annual variation: - 10 (1998)
- 928 - 929 GIGANTE ORIENTALE E CENTRALE<sup>1</sup>** 2000.09.17 *Snow-line*: >3200 m moderate shrinkage  
At the time of the check the residual snow cover has almost disappeared from the entire surface of the glacier up to the highest elevations. The particularly flat snout partially sinks into a little deep lake (some dozens of metres) extending for the entire length of the snout and having a width of only some metres. At the right of the snout one can notice some isolated ice blocks covered with drift. The photographic comparison with the 1980 situation confirms the retreat of the snout but also a mass shrinking in the highest part of the basin on the northern slope of Collaspro. At present the disjunction of the right flow coming from the Bocchetta Nera is completed. The rocky-detrital walls dominating the upper basin do not have

<sup>1</sup> in the cadastre of Ghiacciai Italiani C.N.R. – C.G.I. of 1961 the Gigante Glacier has been divided into two separate units. As it is actually a single unit, it is here described as such.

residual snow or firn. A large lake formed above the moraine as a result of the growth ended in 1985. (Degli Esposti P., Da R  R.)  
average annual variation: - 19 (- 38 between 1996 and 1998)

**930 GIGANTE OCCIDENTALE** 2000.09.17 QMF: 2600<sup>oo</sup> *Snow-line*: >3200 m slight shrinkage  
The long uneven snout is divided into three lobes, each originating from the glacial downflows of as many different catchment basins. The right one reaches the lowest elevations and ends with a fairly thin snout going inside a narrow rocky gorge. The left sector registers a less considerable retreat also because of the better topographic position and the more abundant feeding helped in a relevant way by the eastern wall of Monte Nevoso. As a result of the considerable thickness reduction, the rocks are gradually emerging; the central spur will determine in the next future a further fragmentation of the lower flow. (Degli Esposti P.) (<sup>oo</sup>) altitude referring to 1993.  
average annual variation: - 7 (1998)

*Photo 11 (Collalto Glacier): see page 152*



I GHIACCIAI DELLE ALPI GIULIE

L'occasione di un viaggio in Friuli-Venezia Giulia è stata lo spunto per una visita ai ghiacciai delle Alpi Giulie, noti soprattutto per essere i più orientali della catena alpina e in quanto situati a quote molto basse. Quest'ultimo, singolare fenomeno è dovuto alla concomitanza di due fattori determinanti, quali le notevoli precipitazioni della zona e l'esposizione settentrionale. Da uno sguardo al Foglio 019 (Alpi Giulie Occidentali – Tarvisiano) della Carta Tabacco si notano due aree occupate da ghiacciai: a Nord il Ghiacciaio del Montasio, più a Sud il Ghiacciaio del Canin. Le aree glacializzate storicamente riconosciute sono in effetti più numerose (MARINELLI, 1910), anche se si sono di recente molto ridotte avendo risentito notevolmente delle mutate condizioni climatiche.

Il Catasto dei Ghiacciai Italiani (C.N.R.-C.G.I., 1959-1962) attribuisce tre ghiacciai al gruppo dello Jôf di Montasio (2753 m), e quattro ghiacciai al gruppo del Monte Canin (2587 m), come schematizzato nella tab.1, dove compare la numerazione tuttora vigente. Nel 1985, in occasione dei sopralluoghi per la raccolta dati del World Glacier Inventory, i ghiacciai del Prestrelenig, dell'Ursic e Minore di Montasio venivano classificati come glacionevati (C.G.I., 1986).



Fig. 1: ubicazione geografica dei ghiacciai delle Alpi Giulie Occidentali.

Fig. 1: geographic location of the Western Julias Alps glaciers.

L'itinerario di visita qui illustrato si occupa del Ghiacciaio Occidentale di Montasio, noto anche come Ghiacciaio del Montasio, che ho visitato nell'estate del 2000. Per meglio comprendere gli aspetti glaciologici attuali, viene proposto un riepilogo delle osservazioni svolte e dell'evoluzione del corpo glaciale nel corso dell'ultimo secolo.

GRUPPO / Group JÔF DI MONTASIO		GRUPPO / Group M. CANIN	
N.	Nome / Name	N.	Nome / Name
979	Ghiacciaio Minore di Montasio	982	Ghiacciaio del Prestrelenig
980	Ghiacciaio Orientale di Montasio	983	Ghiacciaio dell'Ursic
981	Ghiacciaio Occidentale di Montasio	984	Ghiacciaio Orientale del Canin
		985	Ghiacciaio Occidentale del Canin

Tab. 1: elenco dei ghiacciai delle Alpi Giulie Occidentali nel Catasto dei Ghiacciai Italiani (1959-62).

Tab. 1: list of the glaciers of the Western Julias Alps according to the Catasto dei Ghiacciai Italiani (1959-62).

La presenza di uno o più apparati glaciali nel gruppo del Montasio rimane incerta fino agli inizi del secolo scorso (XX), dato che dalle cronache alpinistiche non si capiva se si trattasse di ghiacciai o di nevai. Kugy (1897, p. 41) indica, per la prima volta nel 1897, la presenza di un campo di neve, che chiama anche “campo di ghiaccio crepacciato”. In una monografia alpinistica sulla Alpi Giulie, Gstirner (1906, p. 366) narra di due piccoli nevai a Nord dello Jóf di Montasio, che “contengono ghiaccio lucente”, distinguendoli successivamente in due “ghiacciaietti” (Occidentale ed Orientale). Nella cronaca di una salita alla vetta, eseguita da Zanutti e Cepich (1904 e 1905), si parla dell'attraversamento di un crepaccio periferico, con la risalita di una parete ghiacciata alta 14 m, situata sul ghiacciaio Occidentale.

Negli anni venti A. Desio compie le prime esplorazioni di tipo glaciologico nel Gruppo del Montasio, e a lui si deve la denominazione dell'omonimo ghiacciaio, riconoscendo con tale nome l'apparato Occidentale. Il 9 settembre 1920 l'autore realizza il primo rilievo del Ghiacciaio del Montasio (fig. 2) e contrassegna lungo la fronte 6 segnali di controllo. La forma del ghiacciaio viene descritta come un cono di deiezione, con pendenza media di 26° e superficie pari a 10,5 ha. La quota è compresa tra i 2100 e i 1850 m s.l.m.. La parte superiore del ghiacciaio è solcata da larghi e profondi crepacci longitudinali, e si presenta coperta da detrito in corrispondenza del canalone. Sono inoltre visibili alcuni crepacci trasversali, meno profondi, mentre il crepaccio terminale è assai marcato. La parte frontale è caratterizzata da un'abbondante copertura morenica, con contropendenze che segnalano la presenza di ghiaccio sepolto. In destra idrografica la morena frontale presenta un varco, dal quale fuoriesce una corta lingua glaciale divisa in grossi blocchi, contornata da cordoni morenici minori; la lingua di sinistra risulta coperta dalla neve.

Nel 1921 si assiste a un generale ritiro, più accentuato sul lato orientale del ghiacciaio, in quanto la lingua, precedentemente spaccatasi nella parte terminale, deve essere franata nel vallone sottostante; il lobo occidentale appare innevato. Secondo Desio il ritiro è da attribuire a un'annata molto secca. Nel 1922 la fronte risulta in parte coperta di neve, di detrito nella parte centrale; le condizioni generali stazionarie. Nel 1923 si nota neve vecchia sulla fronte, mentre nella parte centrale della colata i detriti garantiscono la protezione del ghiaccio sottostante, che si presenta rigonfiato; sicuro un lieve arretramento lineare. Successivamente, per 15 anni, il ghiacciaio non verrà più visitato a scopo glaciologico; le misure frontali vengono riprese a partire dal 1938, e fino al 1940, da M. Mazzocca. Negli anni 1939 e 1940, in seguito alle abbondanti nevicate invernali, la neve ricopre buona parte della superficie glaciale, il che, associato alla copertura detritica, rende incerte alcune misure frontali. Nel periodo compreso tra il 1921 e il 1945 nei ghiacciai delle Alpi Giulie si registra un generale ritiro (REBAGLIATI, SERANDREI BARBERO, 1982).

Tra il 1946 e il 1971 è D. Di Colbertardo a occuparsi dei rilievi e delle misure frontali nel gruppo montuoso. Nel 1947 il Ghiacciaio del Montasio mostra localmente una variazione positiva di qualche metro, e il suo andamento è comunque valutato come stazionario. A partire dal 1949 il Ghiacciaio del Montasio citato nelle precedenti relazioni del Comitato Glaciologico Italiano viene riconosciuto come Circo Occidentale; riprendono inoltre le osservazioni al Circo Orientale e al Circo minore, situati a Est del precedente (fig. 3). Nel 1949 l'apparato è libero dalla neve, con il lobo orientale della fronte coperto dalla morena, e percorso da due torrenti glaciali; una morena ricopre la parte centrale del ghiacciaio e appare dividerlo dal lobo occidentale, a sua volta percorso da tre torrenti glaciali. Nella parte apicale si riscontra una serie di crepacci trasversali, profondi 2-3 m e riempiti di detriti. L'andamento stagionale evidenzia un regresso di ca. 10 m. Nel 1950 il ghiacciaio si presenta abbondantemente coperto da neve in entrambi i settori, soprattutto presso il lobo orientale che è percorso da tre torrenti glaciali; il lobo occidentale è impastato di morena. Sono innevati anche il canale di scarico e i crepacci sommitali. Rispetto all'anno precedente la fronte subisce complessivamente un arretramento di alcuni metri. Notevole copertura nevosa anche nel 1951, con un solo segnale di misura a giorno. Nel 1952 si segnala, nella parte superiore, l'incrocio di un crepaccio trasversale con uno radiale.

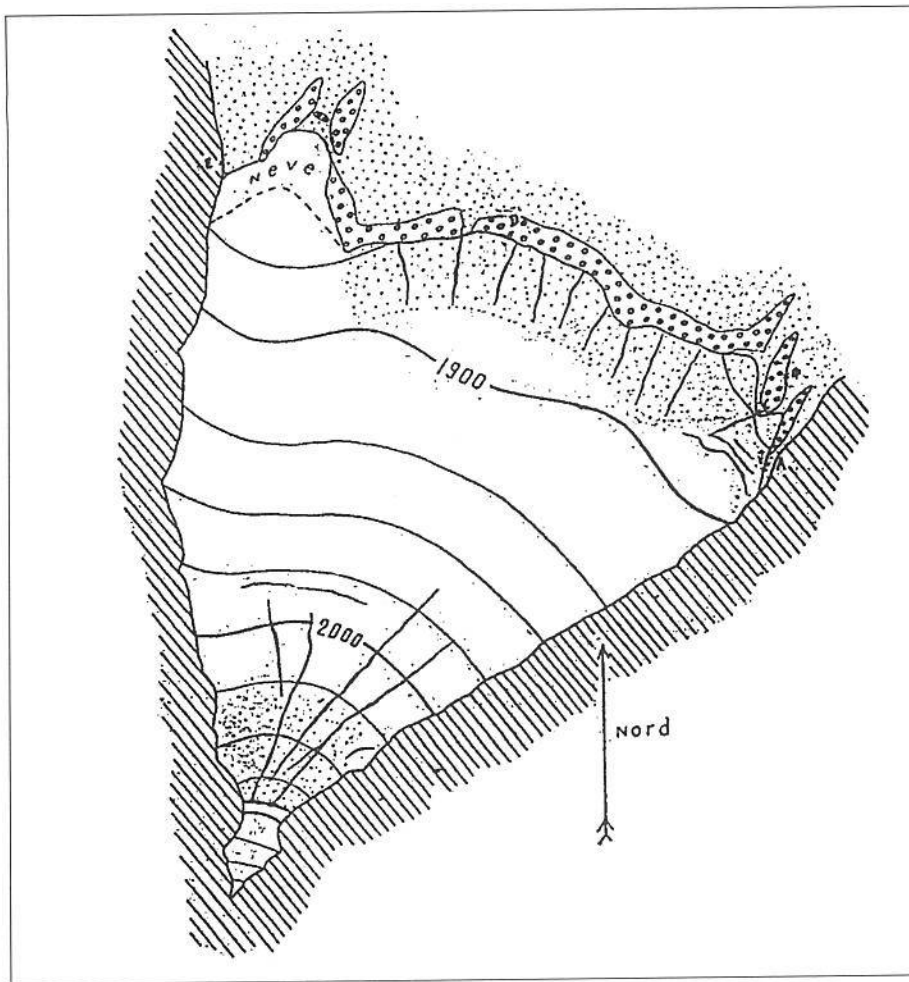


Fig. 2: rilievo del Ghiacciaio del Montasio effettuato il 9 settembre 1920 da A. Desio. Scala 1:5000.

Fig. 2: survey of the Montasio Glacier carried out on 9<sup>th</sup> September 1920 by A. Desio. Scale 1:5000

La fronte risulta sepolta da detrito morenico, di spessore compreso tra i 30 e i 40 cm: un netto solco semicircolare la separa dal primo arco morenico. Nel 1953 il ghiacciaio è ben innevato: solo il lobo orientale della fronte appare scoperto per una fascia di 15-20 m. Il detrito che giace sulla porzione centrale è visibilmente diminuito; il crepaccio radiale segnalato in precedenza si è allungato parecchio e, tagliando una serie di crepacci trasversali, crea un motivo a seracchi. Rispetto al 1950 si registrano ancora condizioni di stazionarietà.

Nel 1954 il ghiacciaio è scoperto dalla neve nella parte mediana e inferiore, con il lobo occidentale della fronte solcato da rivoli d'acqua che scompaiono in pozzetti verticali posti sull'unghia glaciale. Si registra una ulteriore diminuzione del detrito; i crepacci radiali diventano tre, intersecati a una serie di crepacci trasversali. Si registra un leggero regresso.

Nel 1956 il settore mediano del ghiacciaio pare risentire notevolmente dell'ablazione superficiale, presentandosi depresso e ingombro di detriti in emersione, mentre le parti apicale e frontale risultano innevate, tanto da non permettere misure certe. Una nevicata prematura impedisce il rilievo del 1957 (neve residua probabilmente scarsa). Nel 1958, in seguito all'aumento

della pendenza del ghiacciaio, l'accumulo nevoso da valanga si concentra nella zona medio-bassa del ghiacciaio, mentre quella apicale ne è priva, e si notano 4-5 crepacci radiali, tagliati e rigettati da 6-7 crepacci trasversali. I lobi frontali risultano innevati, quello orientale fin dentro al canale di scarico, alla quota 1810 m s.l.m.. Dall'unica misura effettuata si evince una situazione di stazionarietà. Nel 1959 la neve ricopre in maggior misura la zona medio-alta del ghiacciaio e le fronti, mentre inferiormente compare qualche placca di ghiaccio. Un fenomeno meteorico intenso ha mobilizzato una ingente quantità di detrito morenico dal settore mediano, incanalandola lungo il canale di scarico fino a superare i due archi morenici frontali e deporla molto più a valle.

A partire dal 1974, e fino ad oggi, le osservazioni glaciologiche vengono condotte da R. Serandrei Barbero. Nel periodo 1977-79 l'abbondante copertura nevosa impedisce l'esecuzione delle misure frontali. Nel 1982 la superficie glaciale è del tutto spoglia da neve residua e abbondantemente ricoperta da detrito nel settore centro-frontale: presso il canale in destra idrografica si rinviene un segnale che era rimasto sotto la neve dal 1976. Negli anni 1985 e 1986 il ghiacciaio mostra un accumulo diffuso di neve vecchia e molto detrito morenico nel settore centrale della fronte. Nel 1988 l'innnevamento residuo è continuo al di sopra dei 2000 m, mentre il mantello morenico del settore centrale della fronte è tale da richiedere lo scavo fino ad alcuni metri di profondità per individuare il ghiaccio sepolto.

Nel 1994 il regresso del settore centrale è di oltre 100 m rispetto al 1988. Il ghiacciaio si presenta depresso, privo di neve residua, anche nel canalone di alimentazione; mentre nella parte apicale si segnalano alcuni crepacci longitudinali. La fronte è impastata di detrito, specie nei settori laterali. Il 1999 vede un'ulteriore perdita di volume, accompagnata da un regresso frontale di 5 m/anno, contro i 7 m/anno del periodo 1989-1994.

## VISITA AL GHIACCIAIO OCCIDENTALE DI MONTASIO

*Difficoltà:* E; EE nel tratto di collegamento con la Via Amalia.

*Dislivello:* 1000 m circa.

*Tempistica:* dal parcheggio della M.ga Sàisera, segnavia CAI 611 (0,45 h al rifugio Grego), fino al Bivacco Stuparich (2,15 h); dal sentiero di collegamento con la Via Amalia, fino alla morena frontale (0,45 h). Totale 3 h.

*Accesso:* da Udine, autostrada per Tarvisio (A23-E55), uscita Malborghetto-Valbruna; proseguendo per Valbruna, fino al fondo della Val Sàisera (parcheggio M.ga Sàisera).

*Alloggio in quota:* Rifugio F.lli Grego (tel. 0428/60111), Bivacco Stuparich.

*Cartografia:* Carta Tabacco, Foglio 019 (Alpi Giulie Occidentali - Tarvisiano), scala 1:25.000.

*Stagione:* da giugno a settembre.

La morfologia dei versanti dell'Alta Val Sàisera evidenzia l'antico modellamento glaciale, riconoscibile nel fondo piatto e nel profilo a U della valle. Attualmente il torrente Sàisera ed i suoi affluenti si presentano asciutti per gran parte dell'anno, con il letto ingombro di detrito calcareo: in occasione di precipitazioni intense, si trasformano in impetuosi torrenti che mobilitano una grossa quantità di materiale. L'itinerario qui proposto è sicuramente il meglio segnalato e anche la via più panoramica per raggiungere il Ghiacciaio Occidentale di Montasio<sup>1</sup>, dato che si sviluppa semi-pianeggiante per un lungo tratto. Dal parcheggio sul fondo della Val Sàisera si raggiunge a piedi, in un'ora circa, il Rifugio F.lli Grego, dal quale è possibile fare una deviazione verso la Sella di Somdogna e l'omonimo laghetto (0,15 h). Nella fase di massima espansione dei ghiacciai pleistocenici la sella ha funzionato da spartiacque tra due lingue glaciali che scendevano rispettivamente in Val Sàisera e in Val Dogna; tracce di questo passato sono leggibili in alcuni depositi morenici e nello stesso, citato laghetto, impostato su terreni impermeabili di origine glaciale.

<sup>1</sup> in alternativa si segnalano il sentiero di fondovalle (segnavia CAI 616), fino al bivio per la Fossa di Carnizza (segnavia CAI 639); oppure il sentiero che sale per la località Saltaria, partendo dal punto quotato 1014 (segnavia CAI 639, non riportato sulla Carta Tabacco).

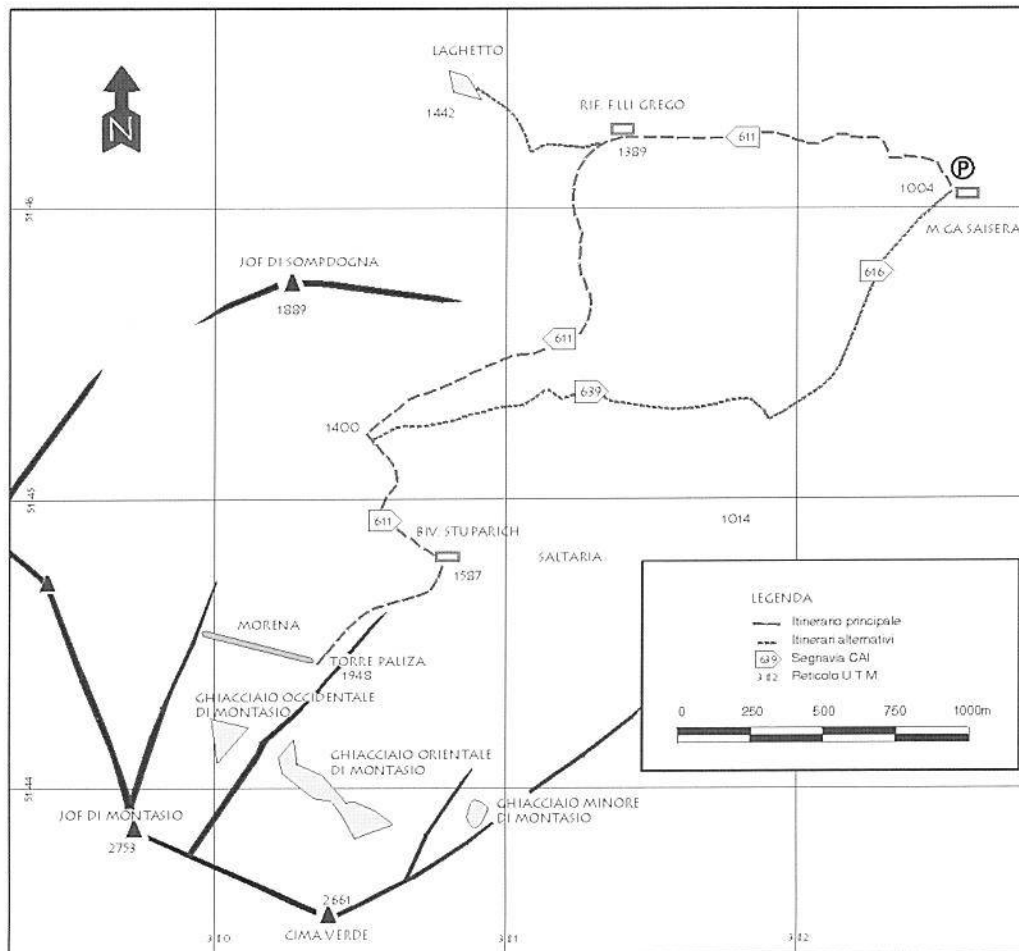


Fig. 3: l'itinerario di visita al Ghiacciaio Occidentale di Montasio nel gruppo dello Jôf di Montasio (Alpi Giulie Occidentali).

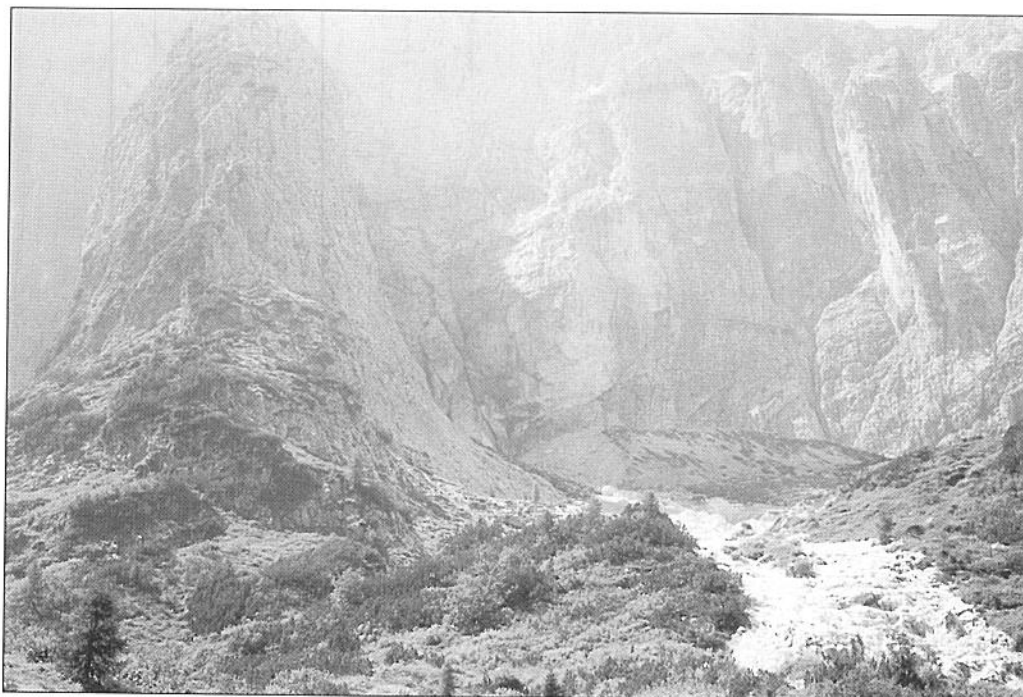
Fig. 3: the itinerary to the Montasio Western Glacier in the group of the Jôf of Montasio (Western Julian Alps).

Proseguendo lungo l'itinerario (segnavia CAI 611), attraverso il bosco si doppia lo sperone roccioso che segna l'ingresso nella Fossa di Carnizza, dove la vegetazione diventa man mano più rada. Si raggiunge così l'alveo asciutto della Fossa, per poi rimontare in destra idrografica fino al Bivacco Stuparich. Il paesaggio è dominato dalla grandiosità delle pareti dello Jôf di Montasio, alla base delle quali si notano i due circhi che ospitano i ghiacciai (Occidentale e Orientale), separati dalla mole calcarea della Torre Paliza.

La morfologia glaciale, evidente nella zona di alimentazione e nel cordone morenico frontale, è perfettamente individuabile dal bivacco (foto 1). Alla base della bastionata del Montasio i depositi detritici sono assai cospicui e in buona parte ricoperti da vegetazione. In occasione di precipitazioni intense l'impeto delle acque ruscellanti produce modificazioni notevoli, come avvenuto nell'agosto del 1999, quando un evento meteorico di forte intensità ha provocato il parziale svuotamento dei depositi presenti nel circo glaciale occidentale, distribuendo una gran quantità di detrito lungo l'asse torrentizio (*debris flow*), fino al pianoro che si trova ai piedi del Bivacco Stuparich, per proseguire lungo il versante in località Saltaria, e da lì al fondovalle del torrente Saisera (PIEMONTESE, 2000, 70-73).



Dal bivacco si sale lungo il sentiero di accesso alla Via Amalia, in direzione della morena frontale, lungo il letto dello scaricatore glaciale, che si è aperto la strada tra mughli e rododendri. Il sentiero, in seguito all'evento alluvionale descritto, è stato in buona parte cancellato, ed è segnalato da ometti. La direzione da prendere risulta comunque evidente, e corre poco sotto la morena frontale, piegando in direzione del varco in destra idrografica. Da tale apertura si diparte una piccola morena laterale che scende per alcune decine di metri oltre l'argine inciso.

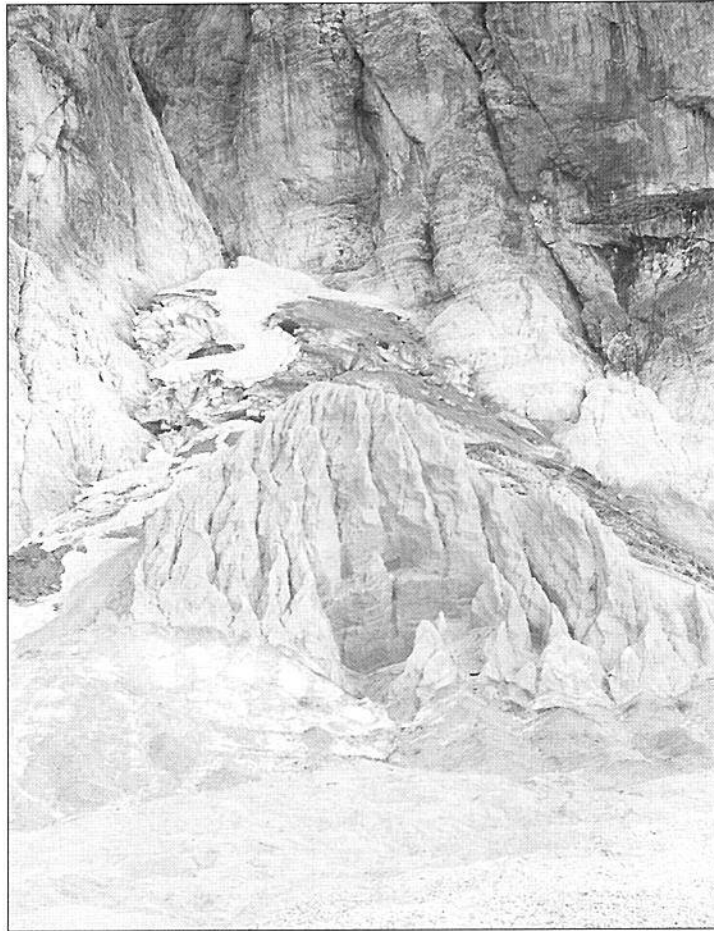


*Foto 1: la severa parete Nord del Jóf di Montasio ed il circo che ospita il Ghiacciaio Occidentale di Montasio, con in primo piano la morena frontale, ed il letto del torrente glaciale ingombro di bianco detrito calcareo (A. Almasio, 24 agosto 2000).*

*Photo 1: the steep northern wall of Jóf di Montasio and the cirque hosting the Montasio Western Glacier with the terminal moraine in the foreground and the bed of the glacier stream filled with white calcareous drift (A. Almasio, 24<sup>th</sup> August 2000).*

Varcata la soglia dello sbarramento morenico si avverte un'escursione termica non indifferente e ci si trova nel circo del ghiacciaio, dominato da pareti verticali alte alcune centinaia di metri, tali da giustificare la presenza del ghiacciaio. Il fondo dell'invaso è ricoperto da cangiante detrito calcareo. Il Ghiacciaio Occidentale di Montasio è un piccolo apparato di secondo ordine che occupa un circo di forma triangolare, delimitato dalla imponente morena frontale. La sua superficie attuale è molto ridotta e di difficile misurazione data la notevole copertura detritica. Dai rilievi del 1985, per la raccolta dati del World Glacier Inventory, essa risultava pari a 0,08 km<sup>2</sup>; la fronte era posta a 1880 m e la quota massima era indicata in 2105 m s.l.m.

Oggi il ghiacciaio si presenta depresso, con poca neve residua ai piedi del canale di alimentazione: qui si osservano l'unico lembo di ghiaccio a giorno, di forma conica, e i suoi crepacci sommitali. La porzione restante del corpo glaciale è invece sepolta nei detriti, e il ghiaccio viene alla luce solamente in destra idrografica, sul fondo delle incisioni prodotte dalle acque ruscellanti. Nella parte alta del ghiacciaio, in prossimità del canale di valanga, si presenta un curioso fenomeno geomorfologico, costituito da un cono di sabbia e limo solcato da erosione di tipo calanchivo, la cui altezza è pari ad alcuni metri (foto 2).



*Foto 2: la zona apicale ed il canale di alimentazione del Ghiacciaio Occidentale di Montasio risultano essere le uniche parti del ghiacciaio non ancora coperte dal detrito; in evidenza il cono di sabbia calanchizzato (A. Almasio, 24 agosto 2000).*

*Photo 2: the top area and the feeding canal of the Montasio Western Glacier are the only sections of the glacier which are not yet covered with drift; the sand cone with erosion furrows can be clearly seen (A. Almasio, 24<sup>th</sup> August 2000).*

Il cono potrebbe essersi formato con il riempimento terrigeno di uno o più crepacci, la cui emersione è avvenuta in seguito alla fusione del ghiaccio circostante. La presenza dei *calanchi* può essere legata allo scorrimento delle acque ruscellanti che solcano il deposito in origine dal soprastante accumulo nevoso stagionale; una volta ridottosi quest'ultimo, il cono di sabbia e limo rimane isolato a formare delle bizzarre morfologie calanchiformi.

Una via alternativa per il ritorno, una volta raggiunto il fondo asciutto della Fossa di Carnizza, è il percorso che si snoda lungo tale alveo su un soffice letto di detrito calcareo e che scende con lieve pendenza a valle, interrotto da piccoli salti facilmente superabili. Alla quota di 1250 m si deve uscire dall'alveo per ritrovare la traccia del sentiero in sinistra idrografica (segnavia CAI 639), in mezzo al bosco, fino a raggiungere il solco del torrente Sàisera. La piena del 1999 ha cancellato il tracciato di fondovalle (segnavia CAI 616): mantenendosi nei pressi della vegetazione in sinistra idrografica si ritrovano comunque alcuni tratti del sentiero, che permette di guadagnare il parcheggio della Malga Sàisera. (Andrea Almasio)<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> Servizio Glaciologico Lombardo; andrea.almasio@rcm.inet.it, alma\_andre@libero.it.

## RINGRAZIAMENTI

Un ringraziamento particolare a Luca Bonardi per il prezioso aiuto nella raccolta bibliografica.  
SITI UTILI: <http://www.tarvisiano.org/>

## BIBLIOGRAFIA

- CEPICH, ZANUTTI (1905) – *Il Jof di Montasio dalla Val Seisera*, Alpi Giulie.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1930-1941) – *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1929, 1938, 1939, 1940*. Rispettivamente in Boll. Com. Glac. It., Serie I, n. 10, 19, 20, 21, Torino.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1950-1960) – *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1947, 1949, 1950, 1951, 1952, 1953, 1954, 1956, 1957, 1958, 1959*. Rispettivamente in Boll. Com. Glac. It., Serie II, n. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, Torino.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1983-2000) – *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1982, 1985, 1986, 1988, 1994, 1999*. Rispettivamente in Geogr. Fis. Dinam. Quat., Boll. Com. Glac. It., Serie III, Vol. 6(1), 9(2), 10(2), 12(2), 18(1), 23(2), Torino.
- C.N.R. – C.G.I. (1959-1962) – *Catasto dei ghiacciai italiani*, 4 voll., Torino.
- DESIO A. (1921) – *Osservazioni glaciologiche nelle Alpi Carniche e Giulie*. In Alto, XXXII, n. 1-3, Udine.
- DESIO A. (1921) – *I ghiacciai del Canin e del Montasio (Osservazioni del 1921)*. In Alto, XXXII, n. 4-6, Udine.
- DESIO A. (1922) – *I ghiacciai del Canin e del Montasio (Alpi Giulie) (Oss. del 1922)*. In Alto, XXXIV, n. 1-3, Udine.
- DESIO A. (1923) – *I ghiacciai del Canin e del Montasio (Alpi Giulie) (Osservazioni del 1923)*. Udine.
- GSTIRNER (1906) – *Zeitschr. D. D. u. Oe. A. V.*
- KUGY J. (1897) – *Oesterr. Alpen – Zeitung*, N. 471, e traduzione riassuntiva di A. F. in In Alto, Udine.
- MARINELLI O. (1910) – *I ghiacciai delle Alpi Venete*, Memorie Geogr. suppl. Riv. Geogr. It., N. 11, Firenze.
- PANTALEO M. (1973) – *Bibliografia analitica dei ghiacciai italiani nelle pubblicazioni del C.G.I.*, suppl. Boll. Com. Glac. It., Serie II, n.21, Torino.
- PIEMONTESE L. (2000) – *Sconquasso d'agosto in Montasio*, Le Alpi Venete, n. 1, Venezia.
- PORRO C. (1925) – *Elenco dei ghiacciai italiani*, Uff. Idrogr. Del Po, Parma.
- RABAGLIATI R., SERANDREI BARBERO R. (1982) – *I ghiacciai delle Alpi Giulie dal 1920 al 1979. Spostamenti delle fronti e variazioni climatiche*, St. Trentini. Sc. Nat., Vol. 59, Trento.
- SERANDREI BARBERO R., RABAGLIATI R., ZECCHETTO S. (1989) – *Analisi delle misure alle fronti dei ghiacciai delle Alpi Giulie e correlazioni con i dati climatici*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., Vol. 12 (2), Torino.
- ZANUTTI (1904) – *Una notte sulla cima del Jof. Salita al Montasio dalla valle Seisera*, In Alto, Udine.

### Abstract

Il Ghiacciaio del Montasio o Ghiacciaio Occidentale di Montasio (Alpi Giulie Occidentali) appartiene al gruppo montuoso dello Jôf di Montasio. La sua presenza rimaneva incerta fino agli Anni Venti, quando venne visitato da A. Desio, che vi tracciò i primi segnali di controllo. Nel corso dell'ultimo secolo il ghiacciaio ha registrato un continuo ritiro, interrotto da momenti di stasi legati ad abbondanti accumuli valanghivi. Oggi il ghiacciaio si presenta depresso, con la zona frontale abbondantemente ricoperta da detrito. Sono stati più volte registrati fenomeni di *debris flow*, in seguito a eventi meteorici di notevole intensità, tali da mobilitare i depositi contenuti all'interno del circo glaciale.

Parole chiave: *Alpi Giulie Occidentali, osservazioni glaciologiche, ritiro glaciale, debris flow*

Montasio Glacier or Montasio Western Glacier (Western Julian Alps) belongs to the mountain group of Jôf di Montasio. Its presence was uncertain until the 20s when A. Desio visited it and marked the first check signs. During the past century the glacier registered a permanent shrinkage interrupted by quiet phases resulting from the abundant avalanche accumulation. Today the glacier is low with its snout well covered with drift. Phenomena of debris flow have been registered several times following very intense meteoric events which let the deposits contained inside the glacial cirque move.

Key words: *Western Julian Alps, glaciological checks, glacier shrinkage, debris flow*

Le Glacier de Montasio ou Glacier de Montasio Ouest (Alpes Jules Occidentales) fait partie du group Jôf de Montasio. Sa présence était incertaine jusqu'aux années 20, lorsque A. Desio se rendit sur ce glacier, pour y placer les premiers signaux de contrôle. Pendant le dernier siècle, on a enregistré un recul continu de ce glacier, interrompu seulement par d'abondantes accumulations des avalanches. Aujourd'hui ce glacier est déprimé et son front est couvert d'éboulis. Des épisodes météoriques considérables ont donné lieu à des phénomènes de *debris flow*, qui ont provoqué une mobilisation des dépôts à l'intérieur du cirque glaciaire.

Mots clés: *Alpes Jules Occidentales, observations glaciologiques, recul du glacier, debris flow*

## THE GLACIERS ON THE JULIAN ALPS

A tour in Friuli-Venezia Giulia has been an opportunity for a visit to the glaciers on the Julian Alps, which are famous above all because they are the easternmost glaciers of the Alps and they are located at very low elevations. The latter unique phenomenon is due to the concomitance of two determining factors, i.e. heavy precipitation in the area and the northern exposure. Looking at Foglio 019 (Map 019 of the Western Julian Alps – Tarvisiano) of Carta Tabacco one can see two areas occupied by glaciers. North there is Montasio Glacier, south of the Canin Glacier. The historically recognized areas covered with ice are in fact more even (MARINELLI, 1910) though they recently underwent considerable shrinking as a result of a dramatic change in the weather conditions.

According to the Catasto dei Ghiacciai Italiani (Italian Glacier Cadastre) (C.N.R.- C.G.I., 1959-1962) three glaciers belong to the group Jôf di Montasio (2753 m) and four glaciers to the group of Monte Canin (2587 m), as represented in table 1 which shows the numbering still in force. In 1985, on occasion of the on-the-spot investigations to gather data for the World Glacier Inventory, the glaciers Prestrelenig, Ursic and Minore di Montasio were classified as ice-snow fields (C.G.I., 1986).

*Fig. 1: see page 159*

The itinerary in the picture above deals with the Montasio Western Glacier, also known as Montasio Glacier, which I visited during the summer 2000. A summary of the checks carried out and of the evolution of the glacier body over the past century is hereby proposed in order to better understand the present glaciological aspects.

*Table 1: see page 159*

#### Montasio Glacier: history of the glaciological checks.

The presence of one or more units in the group of Montasio was uncertain until the beginning of the past century (XX); from the alpine chronicle, in fact, it was not at all clear whether there were glaciers or snow fields. Kugy (1897, p. 41) indicated the presence of a snow field for the first time in 1987 which he also called “crevassed ice field”. In an alpine monograph on the Julian Alps, Gstirner (1906, p. 366) told about two small snow fields north of Jôf di Montasio “containing shining ice” which he then considered as two “small glaciers” (western and eastern ones). In the chronicle of a climb to the top carried out by Zanutti and Cepich (1904 and 1905), the author mentioned the crossing of a peripheral crevasse with the climb of a 14-m high ice wall located on the western glacier.

A. Desio was the first one in the 20s to go exploring the group of Montasio from a glaciological point of view; he named the glacier bearing the same name, meaning the western unit with that name. On 9<sup>th</sup> September 1920 the author took the first measurement of the Montasio Glacier (fig. 1) and marked 6 check signs along the snout. The glacier shape was described as an alluvial cone with an average inclination of 26° and a surface of 10.5 ha., located between 2100 and 1850 a.s.l.. The upper part of the glacier was furrowed by large and deep longitudinal crevasses and was covered by drift at the gorge. One can also see some cross-crevasses, which were less deep, while the terminal crevasse was very marked. The snout was characterized by an abundant morainic cover with counter-slopes indicating the presence of buried ice. At the hydrographic right the terminal moraine had an opening from where a short glacier snout protruded, which was divided into large blocks and bordered by minor push moraines. The snout was covered with snow.

In 1921 the glacier entered a general retreating phase, which was stronger on the glacier’s eastern side, because the snout, that had previously broken in its terminal part, had probably slid down in the ravine underneath; the western lobe appeared covered with snow. According to Desio the retreat was due to a very dry year. In 1922 the snout was partially covered with snow and covered with drift in the central part; it was generally unchanged. In 1923 the old snow covered the snout, while in the central part of the flow the drift ensured the protection of the underlying ice, which was swollen: a slight linear moving back occurred for sure. Then, for 15 years, the glacier was no longer visited for glaciological purposes. M. Mazzocca started again to measure the snout from 1938 to 1940. In the years 1939 and 1940, following the abundant winter snowfalls, the snow covered most of the glacier surface making some ongoing measurements uncertain. Some other measurements were uncertain as a result of the drift cover of the snout. Between 1921 and 1945 the glaciers on the Julian Alps registered a general shrinking (REBAGLIATI, SERANDREI BARBERO, 1987).

Between 1946 and 1971 D. Di Colbertado dealt with the snout measurements in the mountain group. In 1947 the Montasio Glacier locally showed a positive variation of some metres and its conditions were however unchanged. From 1949 on the Montasio Glacier mentioned in the previous reports of Comitato Glaciologico Italiano was recognized as the Western Cirque and the checks started again at the Eastern Cirque and Minor Cirque located east of the western one (Fig. 2). In 1949 the unit was no longer covered with snow, the snout's eastern lobe was covered by the moraine, with two glacier streams running through it. A moraine covered the central part of the glacier and separated it from the western lobe, which in turn had three glacier streams running through it. In the top part one could see a series of 2-3 m deep cross-crevasses filled with drift.

The seasonal course registered a retreat of about 10 m. In 1950 the glacier was well covered with snow on both sectors, above all on the eastern lobe with three glacier streams running through it. The western lobe was covered with a moraine. The draining canal and the top crevasses were also covered with snow. The snout moved back of some metres compared to the previous year. The snow cover was abundant also in 1951 and only one check sign emerged from it. In 1952 the intersection of a cross-crevasse and a border crevasse occurred in the upper part of the glacier.

*Fig. 2: see page 161*

The snout was buried by a 30-40 cm thick layer of morainic drift; a clear semicircular furrow separated it from the first morainal arch. In 1953 the glacier was well covered with snow; only the eastern lobe of the snout was not covered along a 15-20 m large strip. The drift on the central part had clearly reduced; the above-mentioned border crevasse had lengthened a lot and it created a serac pattern by intersecting a series of cross-crevasses. Unchanged conditions compared to 1950 are registered still now.

In 1954 the glacier was not covered with snow in the middle and lower sectors with the western lobe furrowed by streamlets disappearing into vertical pits located on the glacier snout. The drift further reduced; the border crevasses became three and they intersected a series of cross-crevasses. The glacier registered a slight retreat.

In 1956 the middle sector of the glacier was apparently strongly affected by the surface ablation: it was low and full of emerging drift, while the top part and the snout part were covered with snow, which did not allow precise measurements. In 1957 an early snowfall did not allow measurements to be taken (probably there was little residual snow). In 1958, following the increased inclination of the glacier, the snow accumulation originated by the avalanches was concentrated in the middle-low area of the glacier and not in the top one, and there were 4-5 border crevasses, which were cut by 6-7 cross crevasses. The snout's lobes were covered with snow, the eastern one even into the draining canal at 1810 m a.s.l. The only measurement taken confirmed an unchanged situation. In 1959 the snow covered the middle-upper area of the glaciers and their snouts, while some stretches of ice appeared in the lower part. An intense meteoric phenomenon let a huge quantity of morainic drift move from the middle sector directing it along the draining canal up to passing the two snout's morainal arches and to depositing it much more downstream.

From 1974 until now the glaciological checks have been carried out by R. Serandrei Barbero. Between 1977 and 1979 the abundant snow cover blocked the measurements of the snout. In 1982 the glacier surface was completely free of residual snow and well covered with drift in the central sector and on the snout. A check sign that had been buried by the snow since 1976 was found at the canal at the hydrographic right. In the years 1985 and 1986 the glacier had a wide accumulation of old snow and a lot of morainic drift in the central sector of the snout. In 1988 the residual snow cover was uniform above 2000 m, while the morainic mantle of the central sector of the snout required the digging into the depths to find the buried ice.

In 1994 the central sector registered a retreat of more than 100 m compared to 1988. The glacier was low and with no residual snow also in the feeding gorge, while some longitudinal crevasses were identified in the top part. The snout was covered with drift, especially in the side sectors. The year 1999 registered a further shrinkage together with a snout retreat of 5 m/year compared to 7 m/year in the period 1989-1994.



## VISIT TO THE MONTASIO WESTERN GLACIER

*Difficulty:* E; EE in the stretch joining *Via Amalia*.

*Difference in altitude:* about 1000 m.

*Duration:* from the parking at *M.ga Sàisera*, CAI trail sign 611 (0.45 h to the refuge *Grego*), up to *Bivacco Stuparich* (2.15 h); from the track connecting to *Via Amalia*, up to the terminal moraine (0.45 h). Total: 3 h.

*Access:* from *Udine*, highway to *Tarvisio* (A23-E55, exit *Malborghetto-Valbruna*); on to *Valbruna*, up to the bottom of *Val Sàisera* (parking *M.ga Sàisera*).

*Accommodation:* *Refuge F.lli Grego* (Tel. +39.0428.60111), *Bivacco Stuparich*.

*Cartography:* *Carta Tabacco*, *Foglio 019* (*Western Julian Alps – Tarvisiano*), scale 1:25,000.

*Season:* from June to September.

The morphology of the slopes in the Alta Val Sàisera shows the old glacier shape, which is characterized by a flat bottom and a U-shaped profile of the valley. The stream Sàisera and its tributaries are now dry for most of the year with their beds filled with calcareous drift. In case of heavy precipitation, they turn into raging streams moving a large quantity of material. The hereby suggested itinerary is certainly the best marked one and the most panoramic way to reach the Montasio Western Glacier<sup>1</sup>, as it remains semi-flat for a long stretch.

From the parking at the bottom of Val Sàisera one can walk for about one hour to reach Rifugio F.lli Grego, from where one can turn to Sella di Somdogna and to the pool bearing the same name (0.15 h). In the phase of maximum growth of the Pleistocene glaciers the pass worked as watershed between the two glacier snouts respectively going down Val Sàisera and Val Dogna; proof of this can be found in some morainic deposits and in the above-mentioned pool which settled on impermeable soil of glacial origin.

*Fig. 3: see page 163*

Carrying on along the itinerary (CAI trail sign 611) through the wood one passes the rocky spur representing the entrance to Fossa di Carnizza, where the vegetation becomes more and more scattered. One then reaches the dry bed of Fossa to then climb up again to Bivacco Stuparich at the hydrographic right. The landscape is dominated by the magnificence of the wall of Jôf di Montasio, separated by the calcareous mass of Torre Paliza.

The glacier morphology, which can be clearly seen in the feeding zone and in the push morain on the snout, can be perfectly identified from the hut (photo 1). At the base of the ramparts of Montasio the drift deposits are huge and mostly covered with vegetation. In case of heavy precipitation the force of the streams causes great changes, like it happened in August 1999, when an intense meteoric event produced the partial emptying of the deposits in the western glacier cirque and distributed a large quantity of drift along the debris flow up to the plateau at the foot of Bivacco Stuparich to then carry on along the slope at Saltaria and from there to the bottom of the valley of the stream Sàisera (PIEMONTESE, 2000, p. 70-73).

From the hut one walks along the track entering *Via Amalia* towards the terminal moraine along the bed of the outlet channel running between dwarf pines and rhododendrons. The above-mentioned flood cancelled most of the track, which is now indicated by pyramids of rocks. It is however easy to find the right direction, which is located below the terminal moraine, turning towards the opening at the hydrographic right. From this opening a small side moraine starts and goes down for some dozens of metres beyond the carved bank.

*Photo 1: see page 164*

After crossing the threshold of the morainic barrier one can feel a considerable temperature range and enters into the glacier cirque, dominated by vertical walls of some hundreds of metres of height, which explains the presence of a glacier. The bottom of the cavity is covered with calcareous drift. Montasio Western Glacier is a small secondary unit occupying a triangle-shaped cirque limited by the huge terminal moraine.

Its present surface has seriously reduced and it is difficult to be measured because of the large drift cover. From the 1985 measurements taken for the data gathering of the World Glacier Inventory, the surface was 0.08 km<sup>2</sup>; the snout was located at 1880 m and the maximum altitude was registered at 2105 m a.s.l..

---

<sup>1</sup> alternatively the track at the bottom of the valley is indicated (CAI trail sign 616), on to the crossroads to Fossa di Carnizza (CAI trail sign 639); or track going up to Saltaria, starting from the point marked as 1014 (CAI trail sign 639 not indicated on *Carta Tabacco*).

Today the glacier is low and with little residual snow at the bottom of the feeding gorge. Here one can see the only cone-shaped emerged end of the glacier and the top crevasses. The remaining part of the glacier body is instead buried by drift and the ice emerges only at the hydrographic right at the bottom of the furrows produced by the streams. In the upper part of the glacier, near the avalanche canal, there is a curious geomorphological phenomenon represented by a sand and silt cone with erosion furrows and a height of some metres (photo 2).

*Photo 2: see page 165*

The cone might have formed after the terrigenous filling of one or more crevasses, which emerged after the melting of the surrounding ice. The presence of erosion furrows can be linked to the flowing of the streams eroding the deposit originated by the overlying seasonal snow accumulation; once this has reduced the sand and silt cone which remains isolated and forms strange morphologies with the shape of erosion furrows.

After reaching the dry bed of Fossa di Carnizza, one can alternatively go back by taking the track winding along that bed on a soft bed of calcareous drift and going down with a slight inclination towards the valley, which is interrupted by small drops. At 1250 m of altitude one has to go out of the bed to find the track at the hydrographic left (CAI trail sign 639) in the middle of the wood up to the furrow of the stream Sàisera. The 1999 flood cancelled the course at the bottom of the valley (CAI trail sign 616); keeping close to the vegetation at the hydrographic left one can find some parts of the track which allow to reach the parking at Malga Sàisera. (Andrea Almasio)<sup>2</sup>.

#### CREDITS

*Thanks to Luca Bonardi for his precious assistance in the bibliographic search.*

#### USEFUL LINKS

*<http://www.tarvisiano.org/>*

*REFERENCES: see page 166*

---

<sup>2</sup> Servizio Glaciologico Lombardo; [andrea.almasio@rcm.inet.it](mailto:andrea.almasio@rcm.inet.it), [alma\\_andre@libero.it](mailto:alma_andre@libero.it).

# 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 Glaciális. Vengono inoltre fornite informazioni sintetiche su incontri e convegni di interesse glaciologico di prossima effettuazione.

## 1 - EVENTI / *Symposia and workshops (June 2001 – July 2002)*


- 18-21 June 2001:** Avalanche control on the base of hazard mapping in avalanching areas, Innsbuk, Austria (43 662 878-152; fax 43 662 878152; gernot.flebigergern@wlv.bmlf.gv.at)
- 12-17 August 2001:** 16<sup>th</sup> International Conference on Port and Ocean engineering under Arctic Conditions, Ottawa, Ontario, Canada (1 613 9936673; fax 1 613 9527679; garry.timco@ncr.ca)
- 9-23 August 2001:** International Symposium on ice cores and climate, Kangerlussuag, Greenland (IGS, Cambridge, www.spri.cam.ac.uk/igs/home.htm)
- 20-24 August 2001:** 3<sup>rd</sup> International Conference on Cryogenic Solis, Copenhagen, Denmark (University of Copenhagen; 45 35322500; fax 45 35322501; bhj@geogr.ku.dk)
- 20-24 August 2001:** Climate Conference 2001, Utrecht, The Netherlands, *Land ice and climate; katabatic flows over glacier and ice sheet* (31 302533154; fax 31 302535851; m.buma@fbu.uu.nl)
- 3-7 September 2001:** Avalanches and related subjects, II International Conference, Kirovsk, Murmansk Region, Russia (7 815 3196230; fax 7 815 3112; p.chernous@apatil.com)
- 8-13 October 2001:** 2<sup>nd</sup> International Conference on the Oceanography of the Ross Sea, Ischia, Naples, Italy (39 081 5475586; fax 39 081 5513157; RossSea@nava3.uninav.it)
- 7-10 February 2002:** Winter Cities 2002, Aomori City, Japan (11 17 4237585; wc2002@city.aomori.aomori.jp)
- June 2002:** International Symposium on Fast Glacier Flow, Yakutat, Alaska, U.S.A. (www.spri.cam.ac.uk/igs/home.htm)
- 15-19 July 2002:** International Conference on the Physics and Chemistry of Ice, St. John's, Newfoundland, Canada; 1 709 7725403; fax 1 709 7722462; Stephen.Jones@nrc.ca)

## 2 - BIBLIOGRAFIA GLACIOLOGICA / *Glaciological references*


### ANNO / YEAR 1999

 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research - Vol. 31, No. 4, Novembre 1999*

**K. Matsuoka, R. Naruse** - *Mass Balance Features Derived from a Firn Core at Hielo Patagónico Norte, South America* (pp 333-340)

 *Le Scienze - Vol. 372 (ed. italiana) 1999*

**G. Badino** - *Il carsismo glaciale*

 *Bollettino della Società Geografica Italiana, serie XII, Vol. IV, fascicolo 3, Luglio-Settembre 1999*

**Jaurand E.** - *The Glaciation in the Apennines: Geomorphological Witnesses, and Chronological and Paleoclimatic References* (p. 399)

### ANNO / YEAR 2000

 *Annals of Glaciology - Vol. 30, 2000*

**P. R. Sammonds, S. Boon, N. Hughes, M. A. Rist** - *Flow of anisotropic ice from the EPICA core: a new test apparatus*

**B. Laurent Arnaud, J. Weiss, M. Gay and P. Duval** - *Shallow-ice microstructure at Dome Concordia, Antarctica*

**P. Holmlund, I. Gjerde, N. Gundestrup, M. Hansson, E. Isaksson, L. Karlöf, M. Nyman, R. Pettersson, F. Pinglot, C. H. Reijmer, M. Stenberg, M. Thomassen, R. van de Wal, C. van der Veen, F. Wilhelms and J.-G. Winther** - *Spatial gradients in snow layering and 10 m temperatures at two EPICA-Dronning Maud Land (Antarctica) pre-site-survey drill sites*

**R. Udisti, S. Becagli, E. Castellano, R. Mulvaney, J. Schwander, S. Torcini and E. Wolff** - *Holocene electrical and chemical measurements from the EPICA-Dome C ice core*

**H. Oerter, F. Wilhelms, F. Jung-Rothenhäusler, F. Göktas, H. Miller, W. Graf and S. Sommer** - *Accumulation rates in Dronning Maud Land, Antarctica, as revealed by dielectric-profiling measurements of shallow firn cores*

**C. Rolstad, I. M. Whillans, J. O. Hagen and E. Isaksson** - *Large-scale force budget of an outlet glacier: Jutulstraumen, Dronning Maud Land, East Antarctica*

**A. Capra, R. Cefalo, S. GandoIffi, G. Manzoni, I. E. Tabacco and L. Vittuari** - *Surface topography of Dome Concordia (Antarctica) from kinematic interferential GPS and bedrock topography*

**I. E. Tabacco, C. Bianchi, M. Chiappini, A. Zirizzotti and E. Zuccheretti** - *Analysis of bottom morphology of the David Glacier-Drygalski Ice Tongue, East Antarctica*

- Philippe Huybrechts, Daniel Steinhage, Frank Wilhemls and Jonathan Bamber - Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modelling
- H. Sandhäger and N. Blindow - Surface elevation, ice thickness, and subglacial-bedrock topography of Ekeström Ice Shelf (Antarctica) and its catchment area
- A. Savvin, R. Greve, R. Calov, B. Mügge and K. Hutter - Simulation of the Antarctic ice sheet with a three-dimensional polythermal ice-sheet model, in support of the EPICA project. II. Nested high-resolution treatment of Dronning Maud Land, Antarctica
- Ute Christina Herzfeld, Ralf Stosius and Marcus Schneider - Geostatistical methods for mapping Antarctic ice surfaces at continental and regional scales
- P. Duval, L. Arnaud, O. Brissaud, M. Montagnat and S. de La Chapelle - Deformation and recrystallization processes of ice from polar ice sheets
- Li Jun, T. H. Jacks and W. F. Budd - Strong single-maximum crystal fabrics developed in ice undergoing shear with unconstrained normal deformation
- R. Staroszczyk and L. W. Morland - Plane ice-sheet flow with evolving orthotropic fabric
- L. Testut, I.E. Tabacco, C. Bianchi, F. Rémy - Influence of geometrical boundary conditions on the estimation of rheological parameters
- G. Gödert and K. Hutter - Material update procedure for planar transient flow of ice with evolving anisotropy
- Jacques Meyssonier and Armelle Philip - Comparison of finite-element and homogenization methods for modelling the viscoplastic behaviour of a S2-columnar-ice polycrystal
- P. Mansuy, A. Philip and J. Meyssonier - Identification of strain heterogeneities arising during deformation of ice
- N. R. J. Hulton and M.J. Mineter - Modelling self-organization in ice streams
- Richard C. A. Hindmarsh - Sliding over anisotropic beds
- Felix S.L. Ng - Canals under sediment-based ice sheets
- A. V. Wilchinsky and W. A. Chugunov - Ice-stream-ice-shelf transition: theoretical analysis of two-dimensional flow
- W. Richard Peltier, David L. Goldsby, David L. Kohlstedt and Lev Tarasov - Ice-age ice-sheet rheology: constraints from the Last Glacial Maximum form of the Laurentide ice sheet
- Lev Tarasov and W. Richard Peltier - Laurentide ice sheet aspect ratio in models based on Glen's flow law
- D. Howel and M. J. Siegert - Intercomparison of subglacial sediment-deformation models: application to the Late Weichselian western Barents margin
- M. Wild, A. Ohmura - Change in mass balance of polar ice sheets and sea level from high-resolution GCM simulations of greenhouse warming
- A.J. Payne and D. J. Baldwin - Analysis of ice-flow instabilities identified in the EISMINT intercomparison exercise
- J. L. Bamber, R. J. Hardy, P. Huybrechts and Ian Joughin - A comparison of balance velocities, measured velocities and thermomechanically modelled velocities for the Greenland ice sheet
- O. Gagliardini, J. Meyssonier - Simulation of anisotropic ice flow and fabric evolution along the GRIP-GISP2 flowline, central Greenland
- U. C. Herzfeld, M. Stauber and N. Stahl - Geostatistical characterization of ice surfaces from ERS-1 and ERS-2 SAR data, Jakobshavn Isbrae, Greenland
- U. C. Herzfeld, H. Mayer, W. Feller and M. Mimler - Geostatistical analysis of glacier-roughness data
- Helmut Mayer and Ute Christina Herzfeld - Structural glaciology of the fast-moving Jakobshavn Isbrae, Greenland, compared to the surging Bering Glacier, Alaska, U.S.A.
-  *Annals of Glaciology - Vol. 31, 2000*
- W. P. Adams - Fritz Müller's legacy on Axel Heiberg Island, Nunavut, Canada
- Atsumu Ohmura - Climate on tundra and thoughts on causes of regional climate differences
- Michael Kuhn - Verification of a hydrometeorological model of glacierized basins
- L. N. Braun, M. Weber and M. Schulz - Consequences of climate change for runoff from Alpine regions
- Olga N. Solomina - Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum
- W. Schöner, I. Auer, R. Böhm - Climate variability and glacier reaction in the Austrian eastern Alps
- J. Oerlemans - Holocene glacier fluctuations: is the current rate of retreat exceptional?
- Andreas Käähb - Photogrammetric reconstruction of glacier mass balance using a kinematic ice-flow model: a 20 year time series on Grubengletscher, Swiss Alps
- Ben W. Brock, Ian C. Willis, Martin J. Sharp and Neil S. Arnold - Modelling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland
- G. H. Gudmundsson, A. Bassi, M. Vonmoos, A. Bauder, U. H. Fischer and M. Funk - High-resolution measurements of spatial and temporal variations in surface velocities of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland
- M. Lüthi and M. Funk - Dating of ice cores from a high Alpine glacier with a flow model for cold firn
- Hanns Kerschner, Georg Kaser and Rudolf Sailer - Alpine Younger Dryas glaciers as palaeo-precipitation gauges
- N. Deichmann, J. Ansoerge, F. Scherbaum, A. Aschwanden, F. Bernardi and G. H. Gudmundsson - Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier
- Olaf Albrecht, Peter Jansson and Heinz Blatter - Modelling glacier response to measured mass-balance forcing
- R. V. Engeset, H. Elvehøy, L. M. Andreassen, N. Haakensen, B. Kjollmoen, L. A. Roald and E. Roland - Modelling of historic variations and future scenarios of the mass balance of Svartisen ice cap, northern Norway
- G. Aðalgeirsdóttir, G. H. Gudmundsson and Helgi Björnsson - The response of a glacier to a surface disturbance: a case study on Vatnajökull ice cap, Iceland
- Niels Reeh, Christoph Mayer, Ole B. Olesen, Erik Lintz Christensen and Henrik Højmark Thomsen - Tidal movement of Nioghalvfjærdsfjorden glacier, northeast Greenland: observations and modelling


- Pierluigi Calanca, Hans Gilgen, Simon Ekholm and Atsumu Ohmura - *Gridded temperature and accumulation distributions of Greenland for use in cryospheric models*
- V. Bugnion - *Reducing the uncertainty in the contribution of Greenland to sea-level rise in the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> centuries*
- H. J. Zwally and M. B. Giovinetto - *Spatial distribution of net surface mass balance on Greenland*
- I. Janssens and P. Huybrechts - *The treatment of meltwater retardation in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet*
- Ian R. Joughin, Mark A. Fahnestock and Jonathan L. Bamber - *Ice flow in the northeast Greenland ice stream*
- J. O. Hagen, B. Etzelmüller, A. M. Nuttall - *Runoff and drainage pattern derived from digital elevation models, Finstervaldenbreen, Svalbard*
- Qin Dahe, Paul A. Mayewski, Cameron P. Wake, Kang Shichang, Ren Jiawen, Hou Shugui, Yao Tandong, Yang Qinzhaoy, Jin Zhefan and Mi Desheng - *Evidence for recent climate change from ice cores in the central Himalaya*
- K. Fujita, Y. Ageta, P. Jianchen, Y. Tandong - *Mass balance of Xiao Dongkemadi glacier on the central Tibetan Plateau 1989-1995*
- Michael P. Bishop, Jeffrey S. Kargel, Hugh H. Kieffer, David J. MacKinnon, Bruce H. Raup and John F. Shroder, Jr - *Remote-sensing science and technology for studying glacier processes in high Asia*
- M. B. Giovinetto and H.J. Zwally - *Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet*
- M. Braun and C. Schneider - *Characteristics of summer energy balance on the west coast of the Antarctic Peninsula*
- Christina L. Hulbe, Ian R. Joughin, David L. Morse and Robert A. Bindshadler - *Tributaries to West Antarctic ice streams: characteristics deduced from numerical modelling of ice flow*
- R. C. Warner and W. F. Budd - *Derivations of ice thickness and bedrock topography in data-gap regions over Antarctica*
- Q. Dahe, R. Jiawen, K. Jiancheng, X. Cunde, L. Zhong-qin, L. Yuansheng, S. Bo, S. Weizhun and W. Xiaoxiang - *Primary results of glaciological studies along an 1100 km transect from Zhongshan station to Dome A, East Antarctic ice sheet*
- W. Rack, C. S. M. Doake, H. Rott, A. Siegel and P. Skvarca - *Interferometric analysis of the deformation pattern on the northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, compared to field measurements and numerical modeling*
- Frank Pattyn - *Ice-sheet modelling at different spatial resolutions: focus on the grounding zone*
- Andreas Vieli, Martin Funk and Heinz Blatter - *Tidewater glaciers: frontal flow acceleration and basal sliding*
- G. E. Flowers, G. K. C. Clarke - *An integrated modelling approach to understanding subglacial hydraulic release events*
- W. T. Pfeffer, N. F. Humphrey, B. Amadei, J. Harper, J. Wegmann - *In situ stress tensor measured in an Alaskan glacier*
- I. Baker, F. Liu, K. Jia, X. Hu, D. Cullen and M. Dudley - *Dynamic observations of dislocation/grain-boundary interactions in ice*
- Wilfried Haerberli, Josef Cihlar and Roger G. Barry - *Glacier monitoring within the Global Climate Observing System*
- H. Fukazawa, S. Mac and S. Ikeda - *Raman scattering and neutron-diffraction studies of fresh ice and Antarctic ice*
- Tomoko Ikeda, Andrey N. Salamatin, Vladimir Ya. Lipenkov, Shinji Mae and Takeo Hondoh - *Spatial distribution of air molecules within individual clathrate hydrates in polar ice sheets*
- B. R. Rea, D. H. B. Irving, B. Hubbard, J. McKinley - *Preliminary investigations of centrifuge modelling of polycrystalline-ice deformation*
- Charles Harris, Brice R. Rea and Michael C. R. Davies - *Geotechnical centrifuge modelling of gelifluction processes: validation of a new approach to periglacial slope studies*
- C. Kneisel, W. Haerberli and R. Baumhauer - *Comparison of spatial modelling and field evidence of glacier/permafrost relations in an Alpine permafrost environment*
- C. Mittaz, M. Hoelzle, W. Haerberli - *First results and interpretation of energy-flux measurements over Alpine permafrost*
- Regula Frauenfelder and Andreas Käab - *Towards a palaeoclimatic model of rock-glacier formation in the Swiss Alps*
- Ketil Isaksen, Daniel Vonder Mühl, Hansueli Gubler, Thomas Kohl and Johan Ludvig Sollid - *Ground surface-temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonbaugen, Svalbard*
- E. Guseva-Lozinski - *The mathematical modelling of salinity changes in ice and frozen soil as a result of thermal variations*
- D. S. Vonder Mühl, C. Hauck and F. Lehmann - *Verification of geophysical models in Alpine permafrost using borehole information*
- T. L. Shy, J. E. Walsh, W. L. Chapman, A. H. Lynch, D. A. Bailey - *Sea-ice model validation using submarine measurements of ice draft*
- Richard E. Moritz and Jinro Ukita - *Geometry and the deformation of pack ice: I. A simple kinematic model*
- Jinro Ukita and Richard E. Moritz - *Geometry and the deformation of pack ice: II. Simulation with a random isotropic model and implication in sea-ice rheology*
- R. L. S. Weaver, K. Steffen, J. Heinrichs, J. A. Maslanik and G. M. Flato - *Data assimilation in sea-ice monitoring*
- Tom Carrieres - *Operational ice-model verification at the Canadian Ice Service*
- T. Zhang, M. O. Jeffries - *Modelling interdecadal variations of lake-ice thickness and sensitivity to climatic change in northernmost Alaska*
- D. A. Bailey and A. H. Lynch - *Antarctic regional modelling of atmospheric, sea-ice, and oceanic processes and validation with observations*
- Mary R. Albert, Edward F. Shultz and Frank E. Perron, Jr - *Snow and firn permeability at Siple Dome, Antarctica*
- Matthias Braun, Frank Rau, Helmut Saurer and Hermann Gossmann - *Development of radar glacier zones on the King George Island ice cap, Antarctica, during austral summer 1996/97 as observed in ERS-2 SAR data*
- S. Gerland, G. E. Liston, J.-G. Winther, J. B. Orbrek and B. V. Ivanov - *Attenuation of solar radiation in Arctic snow: field observations and modelling*
- D. K. Hall, A. B. Tait, J. L. Foster, A. T. C. Chang and M. Allen - *Intercomparison of satellite-derived snow-cover maps*
- David M. Mc Clung - *Predictions in avalanche forecasting*
- Michael Lehning, Judith Doorschot and Perry Bartelt - *A snowdrift index based on SNOWPACK model calculations*
- M. R. Albert and R. L. Hawley - *Seasonal differences in surface energy exchange and accumulation at Summit, Greenland*
- O. C. Turpin, R. G. Caves, R. I. Ferguson and B. Johansson - *Verification of simulated snow cover in an Arctic basin using satellite-derived snow-cover maps*
- A. Wiesmann, C. Fierz and C. Mätzler - *Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks*
- Richard Kattelmann - *Snowmelt lysimeters in the evaluation of snowmelt models*
- Anatoly D. Frolov - *On the physical model of frozen soil*
- N. I. Osokin, R. S. Samoylov, A. V. Sosnovskiy, S. A. Sokratov and V. A. Zhidkov - *Model of the influence of snow cover on soil freezing*



- Marcia Phillips, Perry Bartelt and Marc Christen - *Influences of avalanche-defence snow-supporting structures on ground temperature in Alpine permafrost terrain*  
 S. A. Sokratov and A. Sato - *Wind propagation to snow observed in laboratory*  
 Vladimir N. Golubev and Anatoly D. Frolov - *Model of structure and mechanical properties of dry granular snow*  
 Charles Fierz and Thorsten Baunach - *Quantifying grain-shape changes in snow subjected to large temperature gradients*  
 P.K. Satyawali - *Diffusivity and vapor flow into snow during phase change*  
 Elena Guseva-Lozinski - *Modelling thermomechanical properties of the snowpack*  
 Perry Bartelt and Markus von Moos - *Triaxial tests to determine a microstructure-based snow viscosity law*  
 M. C. R. Davies, O. Hamza, B. W. Lumsden and C. Harris - *Laboratory measurement of the shear strength of ice-filled rock joints*

 *Journal of Glaciology - Vol. 46, No. 152*

- J. Oerlemans and B.K. Reichert - *Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic*  
 R. J. Braithwaite, Y. Zhang - *Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model*  
 R. W. Gillett, T. D. van Ommen, A. V. Jackson and G. P. Ayers - *Formaldehyde and peroxide concentrations in Law Dome (Antarctica) firn and ice cores*  
 Christian Mätzler - *A simple snowpack/cloud reflectance and transmittance model from microwave to ultraviolet: the ice-lamella pack*  
 Matthew R. Bennett, David Huddart and Richard I. Waller - *Glaciofluvial crevasse and conduit fills as indicators of supra-glacial devolatilization during a surge, Skeiðarárjökull, Iceland*  
 Thomas G. Kotzer, Akira Kudo, James Zheng and Wayne Workman - *Natural and anthropogenic levels of tritium in a Canadian Arctic ice core, Agassiz Ice Cap, Ellesmere Island, and comparison with other radionuclides*  
 Y. L. Trickett, L. Baker and P. M. S. Pradhan - *The orientation dependence of the strength of ice single crystals*  
 Jürg Tschumi and Bernhard Stauffer - *Reconstructing past atmospheric CO<sub>2</sub>-concentration based on ice-core analyses: open questions due to in situ production of CO<sub>2</sub> in ice*  
 J.-O. Näslund, J. L. Fastook and P. Holmlund - *Numerical modelling of the ice sheet in western Dronning Mand Land, East Antarctica: impacts of present, past and future climates*  
 J. L. Bamber, R.J. Hardy and I. Joughin - *An analysis of balance velocities over the Greenland ice sheet and comparison with synthetic aperture radar interferometry*  
 N. A. Nereson, C. F. Raymond, R. W. Jacobel and E. D. Waddington - *The accumulation pattern across Siple Dome, West Antarctica, inferred from radar-detected internal layers*  
 A. M. Gades, C. F. Raymond, H. Conway and R. W. Jacobel - *Bed properties of Siple Dome and adjacent ice streams, West Antarctica, inferred from radio-echo sounding measurements*  
 Robert Bindshadler, Xin Chen and Patricia Vornberger - *The onset area of Ice Stream D, West Antarctica*  
 R. W. Jacobel, T. A. Scambos, N. A. Nereson and C. F. Raymond - *Changes in the margin of Ice Stream C, Antarctica*  
 N. A. Nereson - *Elevation of ice-stream margin scars after stagnation*  
 B. T. Rabus and D. R. Fatland - *Comparison of SAR-interferometric and surveyed velocities on a mountain glacier: Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A*  
 L. A. Wilen - *A new technique for ice-fabric analysis*  
 Bryn Hubbard, Jean-Louis Tison, Laurent Janssens and Baruch Spiro - *Ice-core evidence of the thickness and character of clear-facies basal ice: Glacier de Transfleuron, Switzerland*  
 J. B. Jamieson, J. Schweizer - *Texture and strength changes of buried surface-bear layers with implications for dry snow-slab avalanche release*  
 Richard Hodgkins, Martin J. Siegert and Julian A. Dowdeswell - *Geophysical investigations of ice-sheet internal layering and deformation in the Dome C region of central East Antarctica*  
 V. Zagorodnov, L. G. Thompson and E. Mosley-Thompson - *Portable system for intermediate-depth ice-core drilling*

 *Journal of Glaciology - Vol. 46, No. 153*

- A. N. Salamatin, Y. D. Murav'yev, T. Shiraiwa and K. Matsuoka - *Modelling dynamics of glaciers in volcanic craters*  
 B. Hanson and R. LeB. Hooke - *Glacier calving: a numerical model of forces in the calving-speed-water-depth relation*  
 C. Mayer and M. J. Siegert - *Numerical modelling of ice-sheet dynamics across the Vostok subglacial lake, central East Antarctica*  
 Jeffrey L. Kavanaugh and Garry K. C. Clarke - *Evidence for extreme pressure pulses in the subglacial water system*  
 M. Truffer, W. D. Harrison and K. A. Echelmeyer - *Glacier motion dominated by processes deep in underlying till*  
 K. Shichang, C. P. Wake, Q. Dahe, P. A. Mayewski and Y. Tandong - *Monsoon and dust signals recorded in Dasuopu glacier, Tibetan Plateau*  
 A. J. Payne, P. Huybrechts, A. Abe-Ouchi, R. Calov, J. L. Fastook, R. Greve, S. J. Marshall, I. Marsiat, C. Ritz, L. Tarasov, M. P. A. Thomassen - *Results from the EISMINT model intercomparison: the effects of thermomechanical coupling*  
 Y. L. Trickett, I. Baker, P. M. S. Pradhan - *The effects of sulfuric acid on the mechanical properties of ice single crystals*  
 K. Fujita and Y. Ageta - *Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model*  
 Massimo Frezzotti, Ignazio Ezio Tabacco and Achille Zirizzotti - *Ice discharge of eastern Dome C drainage area, Antarctica, inferred from airborne radar survey and satellite image analysis*  
 E. Rignot, G. Buscarlet, B. Csathó, S. Gogineni, W. Krabill and M. Schmeltz - *Mass balance of the northeast sector of the Greenland ice sheet: a remote-sensing perspective*  
 M. L. Moran, R.J. Greenfield, S. A. Arcone and A. J. Delaney - *Delineation of a complexly dipping temperate glacier bed using short-pulse radar arrays*  
 J. M. Ramage, B. L. Isacks, M. M. Miller - *Radar glacier zones in southeast Alaska, U.S.A.: field and satellite observations*

- Ellen Wilch and Terence J. Hughes - *Calculating basal thermal zones beneath the Antarctic ice sheet*  
 Paul M. Cutler, Douglas R. MacAyeal, David M. Mickelson, Byron B. Parizek and Patrick M. Colgan - *A numerical investigation of ice-lake-permafrost interaction around the southern Laurentide ice sheet*  
 L. A. Rasmussen, H. Conway and P. S. Hayes - *The accumulation regime of Blue Glacier, U.S.A., 1914-96*  
 Y. Yoshimura, S. Kohshima, N. Takeuchi, K. Seko and K. Fujita - *Himalayan ice-core dating with snow algae*  
 H. Engelhardt, B. Kamb and R. Bolsey - *A hot-water ice-coring drill*  
 M. J. Roberts, A. J. Russell, F. S. Tweed, Ó. Knudsen - *Rapid sediment entrainment and englacial deposition during jökulbláups*

📖 *Journal of Glaciology* - Vol. 46, No. 154 (78)

- S. C. B. Raper, O. Brown and R. J. Braithwaite - *A geometric glacier model suitable for sea-level change calculations*  
 L. Hempel, F. Thyssen, N. Gundestrup, H. B. Clausen and H. Miller - *A comparison of radio-echo sounding data and electrical conductivity of the GRIP ice core*  
 D. K. Hall, R. S. Williams, Jr, J. S. Barton, O. Sigurðsson, L. C. Smith and J. B. Garvin - *Evaluation of remote-sensing techniques to measure decadal-scale changes of Hofsjökull ice cap, Iceland*  
 Tavi Murray, Graham W. Stuart, Matt Fry, Nicola H. Gamble and Mike D. Crabtree - *Englacial water distribution in a temperate glacier from surface and borehole radar velocity analysis*  
 D.J. Wingham - *Short fluctuations in the density and thickness of a dry firn column*  
 Hester Jiskoot, Tavi Murray and Paul Boyle - *Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard*  
 Peter G. Knight, Richard I. Waller, Carrie J. Patterson, Alison P. Jones and Zoe P. Robinson - *Glacier advance, ice-marginal lakes and the routing of melt-water and sediment: Russell Glacier, Greenland*  
 Jari Haapala - *On the modelling of ice-thickness redistribution*  
 J. F. Nye - *A flow model for the polar caps of Mars*  
 Bruce Denby and Wouter Greuell - *The use of bulk and profile methods for determining surface heat fluxes in the presence of glacier winds*  
 Jan Erik Weber - *Non-temperate glacier flow over wavy sloping ground*  
 Robert S. Anderson - *A model of ablation-dominated medial moraines and the generation of debris-mantled glacier snouts*  
 Bruce R. Rea, David J. A. Evans, Tom S. Dixon and W. Brian Whalley - *Contemporaneous, localized, basal ice-flow variations; implications for bedrock erosion and the origin of p-forms*  
 Steven A. Arcone and Norbert E. Yankielun - *1.4 GHz radar penetration and evidence of drainage structures, in temperate ice: Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A*  
 Alun Hubbard, Ian Willis, Martin Sharp, Douglas Mair, Peter Nienow, Bryn Hubbard and Heinz Blatter - *Glacier mass-balance determination by remote sensing and high-resolution modelling*  
 C. Vincent, M. Vallon, L. Reynaud - *Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin (France) from 40 years of observations, 1957-1997*  
 Anja Eichler, Margit Schwikowski, Heinz W. Gäggeler, Verena Furrer, Hans-Arno Synal, Jürg Beer, Matthias Saurer and Martin Funk - *Glacioclimatic dating of an ice core from the upper Grenzgletscher (4200 m a.s.l.)*  
 T. A. Scambos, C. Hulbe, M. Fahnestock and J. Bohlander - *The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula*  
 E. Lintz Christensen, N. Reeh, R. Forsberg, I. Hjelm Jørgensen, N. Skou, K. Woelders - *A low-cost glacier-mapping system*

📖 *Journal of Glaciology* - Vol. 46, No. 155

- B. Stenni, F. Serra, M. Frezzotti, V. Maggi, R. Traversi, S. Becagli and R. Udisti - *Snow accumulation rates in northern Victoria Land, Antarctica, by firn-core analysis*  
 Helen A. Fricker, Glenn Hyland, Richard Coleman and Neal W. Young - *Digital elevation models for the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, East Antarctica, from ERS-1 satellite radar altimetry*  
 Helen A. Fricker, Roland C. Warner and Ian Allison - *Mass balance of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, East Antarctica: a comparison of computed balance fluxes and measured fluxes*  
 J. Oerlemans - *Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance*  
 Felix S. L. Ng - *Coupled ice-till deformation near subglacial channels and cavities*  
 Denis Cohen, Roger LeB. Hooke, Neal R. Iverson and Jack Kohler - *Sliding of ice past an obstacle at Engabreen, Norway*  
 Denis Cohen - *Rheology of ice at the bed of Engabreen, Norway*  
 C. Kull and M. Grosjean - *Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate-glacier model*  
 T. Thorsteinsson, C. F. Raymond - *Sliding versus till deformation in the fast motion of an ice stream over a viscous till*  
 T. S. Hooyer and N. R. Iverson - *Diffusive mixing between shearing granular layers: constraints on bed deformation from till contacts*  
 M. A. Fahnestock, T. A. Scambos, R. A. Bindshadler and G. Kvaran - *A millennium of variable ice flow recorded by the Ross Ice Shelf, Antarctica*  
 C. F. Raymond - *Energy balance of ice streams*  
 B. W. Brock, I. C. Willis, M. J. Sharp - *Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland*  
 R. Kwok, M. J. Siegert and F. D. Carsey - *Ice motion over Lake Vostok, Antarctica: constraints on inferences regarding the accreted ice*  
 Roger H. Morin, Guillaume E. Descamps and L. DeWayne Cecil - *Acoustic televiwer logging in glacier boreholes*  
 Martin J. Siegert and Jonathan L. Bamber - *Subglacial water at the heads of Antarctic ice-stream tributaries*  
 D. Cullen and I. Baker - *The chemistry of grain boundaries in Greenland ice*

📖 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* - Vol. 32, No. 1, Febbraio 2000

- Gerd Wenzens - *Pliocene Piedmont Glaciation in the Rio Shehuen Valley, Southeast Patagonia, Argentina (pp 46-54)*

- Stephan Harrison and Vanessa Winchester** - *Nineteenth- and Twentieth-Century Glacier Fluctuations and Climatic Implications in the Arco and Colonia Valleys, Hielo Patagonico Norte, Chile* (pp 55-63)
- Gregory J. McCabe, Andrew O. Fountain, and Mark Dyurgerov** - *Variability in Winter Mass Balance of Northern Hemisphere Glaciers and Relations with Atmospheric Circulation* (pp 64-72)
- 📖 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* - Vol. 32, No. 2, Maggio 2000
- E. T. Karlstrom** - *Use of Soils to Identify Glacial Deposits of Various Ages East of Glacier National Park, Montana, U.S.A.*
- Peter Raben, Wilfred H. Theakstone, and Kjetil Torseth** - *Relations between Winter Climate and Ionic Variations in a Seven-meter-deep Snowpack at Okstindan, Norway* (pp 189-196)
- Maurizio D'Orefice, Massimo Pecci, Claudio Smiraglia, and Renato Ventura** - *Retreat of Mediterranean Glaciers since the Little Ice Age: Case Study of Ghiacciaio del Calderone, Central Apennines, Italy* (pp 197-210)
- C. Harris & M. C. R. Davies** - *Gelfluction: Observations from Large-Scale Laboratory Simulations* (pp 202-207)
- 📖 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* - Vol. 32, No. 4, Novembre 2000
- R. Naruse and P. Skvarca** - *Dynamic Features of Thinning and Retreating Glaciar Upsala, a Lacustrine Calving Glacier in Southern Patagonia* (pp 485-491)
- 📖 *Quaternary International - The Journal of the International Union for Quaternary Research* - Vol. 68/71
- N. V. Alexeeva and M. A. Erbajeva** - *Pleistocene permafrost in Western Transbaikalia*
- O. B. Lian and S. R. Hicock** - *Thermal conditions beneath parts of the last Cordilleran Ice Sheet near its centre as inferred from subglacial till, associated sediments, and bedrock*
- 📖 *Geophysical Research Letters* - Vol. 27, No. 2, Gennaio 2000
- K. Van de Velde, C. F. Boutron, C. P. Ferrari, A.-L. Moreau, R. J. Delmas, C. Barbante, T. Bellomi, G. Capodaglio, and P. Cescon** - *A two hundred years record of atmospheric Cadmium, Copper and Zinc concentrations in high altitude snow and ice from the French-Italian Alps*
- 📖 *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Vol. 23 (1), 2000
- Mazza A.** - *Some results of recent investigations on Ghiacciaio del Belvedere (Anzascia Valley, Western Alps) taking into account the glacier mechanics*
- Pecci M., Smiraglia C.** - *Advance and retreat phases of the Karakorum glaciers during the 20<sup>th</sup> century: case studies in Braldo Valley (Pakistan)*
- Surian N. & Pellegrini G.B.** - *Paraglacial sedimentation in the Piave Valley (Eastern Alps, Italy): an example of fluvial processes conditioned by glaciation*
- 📖 *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Vol. 23 (2), 2000
- Maisch M.** - *The longterm signal of climate change in the Swiss Alps: Glacier retreat since the end of the L. I. A. and future ice decay scenarios*
- Perego S. & Vescovi P.** - *Relationships between mass wastings and rainfall in the Parma Valley (Northern Apennines)*
- Smiraglia C., Maggi V., Rossi G.C. & Johnston P.** - *Preliminary results of two ice core drillings on Monte Rosa (Colle Gnifetti and Colle del Lys), Italian Alps*
- 📖 *Terra Glaciális* - No. 3, Giugno 2000
- Bonardi L.** - *Le cause climatiche del massimo glaciale del periodo 1815-1820 nelle Alpi lombarde: un'ipotesi qualitativa*
- Holmlund P.** - *Ghiacciai in Scandinavia*
- Secchieri F.** - *La situazione del glacialismo in Val Martello (Ortles-Cevedale) nel 1999*
- Cola G., Galluccio A.** - *Ottobre 1999: il crollo della fronte pensile del Ghiacciaio del Palon de la Mare (Ortles-Cevedale lombardo)*
- Catasta G.** - *Ghiacciaio di Fellaria Orvest (Bernina italiano); evoluzione del "calderone del ghiacciaio"*
- Galluccio A., Almasio A., Bonetti L., Bonardi L., D'Adda S., Cola G., Butti M., Lonardo C., Elli G., Meraldi E., Berbenni F.** - *Anno idrologico 1998-1999: nota nivro-meteorologica nelle Alpi Centrali italiane*
- Servizio Glaciologico Lombardo** - *Campagna glaciologica 1998, settore Alpi Centrali italiane*
- Servizio Glaciologico Alto Adige (C.A.I.)** - *Campagna glaciologica 1998, settore Alto Adige (a cura di F. Secchieri)*
- 📖 *Neve e Valanghe* - No. 41, Dicembre 2000
- M. Pavan, G. Diolaiuti, C. Smiraglia, V. Maggi** - *Ghiacciaio della Sforzellina*
- M. Valt, A. Cagnati, R. Casacchia, R. Salvatori** - *Neve e ghiaccio in Antartide*
- 📖 *Alp* - No. 188, Dicembre 2000
- L. Mercalli** - *Finchè c'è neve c'è speranza*
- 📖 *Annuario della Sezione Valtellinese del Club Alpino Italiano - Anno 1999, Marzo 2000*
- A. Galluccio, L. Arzuffi** - *Sentieri glaciologici: un'occasione valtellinese*
- S. D'Adda** - *I ghiacciai della Val Malgina abdnana (Alpi Orobie, Italy)*

TERRA GLACIÁLIS

Anno IV

INDICE – Contents

	Pag.
Editoriale .....	7
<i>MEMORIE E NOTE / Research papers</i>	
GALLUCCIO A., COLA G. - <i>La Guerra Bianca nell'Ortles-Cevedale: il ghiaccio scrigno della memoria / The White War on Ortles-Cevedale: the ice as a casket of memories</i> .....	9
SECCHIERI F. - <i>Il sito glaciogeno alpino / The alpine glaciogenic site</i> .....	31
VOICULESCU M. - <i>Considerazioni sulla presenza della neve in estate nella zona periglaciale del Massiccio Făgăraș (Carpații rumeni) (parte prima) / Considerations on the presence of snow in summer on the periglacial zone in the Massif Făgăraș (Rumanian Carpathians) (first part)</i> .....	47
TOGNINI P. - <i>Cavità endoglaciali e processi criocarsici: il punto sulle conoscenze attuali / Endoglacial caves and cryokarst processes: focus on the present knowledge</i> .....	61
<i>MONITORAGGI / Monitoring</i>	
GALLUCCIO A., ALMASIO A., BONETTI L., BONARDI L., COLA G., PRAOLINI A. - <i>L'anno idrologico 1999-2000 nelle Alpi lombarde: nota nivo-meteorologica / The 1999-2000 hydrological year on the Alps in lombardy: snow-weather note (a cura di / by Servizio Glaciologico Lombardo and Centro Nivometeorologico Regionale, Bormio)</i> .....	83
SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO - <i>Campagna Glaciologica 2000, settore Alpi Centrali italiane / 2000 Glaciological Campaign, sector Italian Central Alps</i> .....	99
SERVIZIO GLACIOLOGICO ALTO ADIGE (C.A.I.) - <i>Campagna Glaciologica 2000, settore Alto Adige / 2000 Glaciological Campaign, sector Alto Adige - Südtirol (a cura di / by Secchieri F.)</i> .....	139
<i>ITINERARI DI VISITA / Visit itinerary</i>	
Itinerario N° 1.2001: <i>I ghiacciai delle Alpi Giulie: visita al Ghiacciaio del Montasio / Itinerary nr. 1.2001: The glaciers of the Julian Alps: visit to Ghiacciaio Occidentale del Montasio (Almasio A.)</i> ...	159
<i>RASSEGNA GLACIOLOGICA INTERNAZIONALE</i>	
<i>International glaciological literature</i>	
<i>Anno 2000: bibliografia ed eventi 2000/2002 / Year 2000: references and events 2000/2002 (a cura di / by Smiraglia C.)</i> .....	171

☒ Abstract: Italiano, English, Français

Tutti i testi sono tradotti integralmente in lingua inglese

*All texts are translated into English*

Stampa: A.G. BELLAVITE - Missaglia/Lc

**£. 25.000**