

*“Questa è una pietra, e forse,
entro un determinato tempo,
sarà terra,
e di terra diventerà pianta,
o bestia, o uomo. [...]”*
*Io l’amo e l’onore
non perché un giorno
possa diventare questo o quello,
ma perché essa è,
ed è sempre stata,
tutto.”*

(H. Hesse, *Siddharta*, Ed. Adelphi, Milano, 1975)

***Ad Antonio Fanoni,
guardia ecologica volontaria
operatore glaciologico
(† Sondrio, luglio 2004)***

TERRA GLACIALIS

Periodico scientifico annuale

Autorizzazione del Tribunale di Milano n° 546 del 28 luglio 1998

Direttore responsabile: Luca Arzuffi

2004 Associazione S.G.L. - Servizio Glaciologico Lombardo

Comitato scientifico / Scientific committee:

Antonio Galluccio, Luca Bonardi, Valerio Paneri, Massimo Merati, Massimo Urso,
Andrea Almasio, Maria Emilia Peroschi, Flavio Cambieri, Alessandro Galluccio

Segreteria / Secretary:

Stefania Zocchetti

Impaginazione e grafica / Pagination and graphics:

Antonio Galluccio

Amministrazione / Administration:

Alessandro Galluccio

Contatti con gli sponsor / Liaison with sponsors:

Giovanna Mainardi, Francesco Galluccio

Traduzioni / Translations:

Alice Sala, Roberta Grattatola, Monica Ballerini, Diane Shelley, Luca Valli,
Francesca Ferroni (inglese); Sandra Mauri, Guido Catasta (francese);
Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi (revisioni)

Cartografia / Cartography:

Antonio Galluccio

Collaborazioni / Collaboration:

Gli operatori glaciologici del 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.

The translation, reproduction and the 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, ottobre 2004

In copertina:

intatti orizzonti glaciali alle Isole Svalbard: per quanto ancora? (R. Scotti, maggio 2003).

Cover:

unspoiled glacial horizons of the Svalbard Islands: how long will they last? (R. Scotti, May 2003).

TERRA GLACIĀLIS

annali di cultura glaciologica

annals of glaciological culture – annales de culture glaciologique

Anno VII

2004

Servizio Glaciologico Lombardo
Milano – Italia

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

opera realizzata con il patrocinio del
Club Alpino Italiano

e con il contributo di:
CLUSTER s.r.l. Milano

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.

The 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 o e-mail
 - fotografie: diapositive o compact disk
 - grafici e figure: su supporto magnetico
 - abstract: in lingua madre e in inglese
- Contatto preliminare:
 - posta elettronica: sgl.terraglacialis@cluster.it
 - telefono: ++39 02 4236691

Note for the authors

- The contribution to *Terra glacialis* is free of charge. The editorial work is based on free collaboration. All profits will be entirely used to finance the next issues.
- Supply of material:
 - text dimension: free
 - text format: floppy disk or e-mail
 - pictures: slides or compact disk
 - graphs and drawings: floppy disk
 - abstract: mother tongue and english
- Preliminary contact:
 - e-mail: sgl.terraglacialis@cluster.it
 - phone number: ++39 02 4236691

EDITORIALE

Il n. 7 di *Terra glaciālis* è stato certamente il più faticoso della serie per i membri della redazione, impegnati nella contemporanea realizzazione di un ponderoso corso per aspiranti operatori glaciologici; questo fatto costituisce anche il motivo del ritardo della pubblicazione, che fallisce il consueto appuntamento del mese di giugno per spostarsi al tardo autunno. Tale doverosa precisazione è premessa all'illustrazione dei contenuti, largamente dedicati alla eccezionale calura estiva dell'anno idrologico 2002-2003 alle medie latitudini europee. Si è trattato di un'anomalia climatica senza precedenti confrontabili. Per la verità, le anomalie sono state due: ma la seconda, un periodo di nevicate colossali (novembre 2002), sia perché ha interessato maggiormente le sole Alpi Centrali italiane sia perché non ha lasciato traccia di sé (i suoi residui nevosi non hanno retto a 4 mesi di intensa ablazione), risulta meno interessante in quanto poco predittiva per gli orientamenti del clima.

Il lettore attento troverà dunque alcune ripetizioni all'interno dei diversi contributi: si è voluto in effetti studiare il fenomeno sotto vari aspetti e rimarcarne l'inusitata opera dissolutiva sulla criosfera alpina. In fase di consuntivo, detto del gravissimo depauperamento delle masse glaciali vere e proprie, preme sottolineare un argomento poco conosciuto ma non per questo meno importante: l'avvenuta fusione, almeno parziale, del *permafrost*, in specie di quello che si può definire *permafrost di versante*. Sapevamo del *terreno gelato per almeno un biennio* (questa la definizione generica di *permafrost*) che può essere rinvenuto in larghe fasce del territorio montano; ma francamente si era poco propensi a immaginare quante pareti di roccia – anche di alta quota – quanti pendii, quanti ambiti morenici ne costituissero lo scrigno naturale. I *media* hanno, al solito ma forse questa volta giustamente, spettacolarizzato i crolli rocciosi dell'estate 2003 (scompaiono vie alpinistiche famose, come parte della via normale italiana al Monte Cervino). Ma è di pochi giorni or sono (18 settembre 2004) una grande frana che ha cambiato i connotati della Punta Thurwieser, famosa vetta calcarea della Val Zebrù (foto A) e sono stati ben descritti analoghi crolli verificatisi nei mesi di luglio e agosto 2004 su rinomate montagne dolomitiche.

Viene proprio da dire: nulla sarà come prima, in montagna come altrove, se questo *global warming* andrà esprimendosi in forme così eclatanti e repentine. Ci si consoli, quando possibile, con una constatazione, utile però solo allo studioso: una fenomenologia naturale di straordinario interesse. Per quanto attiene alle modificazioni dell'universo dei ghiacci, si consideri infatti che, in tre decenni, sulla catena alpina, si sono susseguiti: a - la parte finale del ritiro successivo alla Piccola Età Glaciale; b - la fase di avanzata degli Anni Settanta e Ottanta (le cui morene sono ancora visibili); c - il nuovo ritiro successivo al 1985-87; d - una stasi di tale ritiro nei primi Anni Novanta; e - gli effetti autunnali di El Niño (1997); f - il torrido e secco biennio 1998-1999; g - l'anno della grande neve (2000-2001); h - la citata, colossale nevicate del mese di novembre 2002 (Alpi Centrali italiane); i - l'estate più calda che si ricordi (2003).

Il tutto in un panorama di eventi meteorologici sovente estremi (l'alluvione del 14-15 ottobre 2000 nelle Alpi Occidentali, ma anche quelle del 1993, del 1994 e altre ancora), in verità già verificatisi in passato ma forse mai con una simile concentrazione temporale.

Il normale palinsesto di *Terra glaciālis* è stato, per questi motivi ed eccezionalmente, un poco stravolto, e si è scelto così di iniziare con i resoconti nivometeorologici e glaciologici relativi alle Alpi Centrali nel 2003, che possono fornire uno spaccato significativo di quanto accaduto.

Seguono una monografia di A. Mazza sul glacialismo attuale della Valle Anzasca, che amplia un precedente contributo dello stesso autore sulla copertura glaciale dell'alto Piemonte, un importante studio sperimentale di P. Piccini e M. Freppaz sugli effetti nivologici e glaciologici della frequentazione antropica di un ghiacciaio "utilizzato" per scopi sciistici, un approfondimento della metodica DGPS per lo studio del bilancio di massa dei ghiacciai (A. Tamburini et al.), oggi lo strumento più avanzato, attendibile e fruibile per tale operazione¹, uno studio sui metodi di

¹ è doveroso ringraziare, e lo facciamo volentieri in questa sede, la Provincia di Milano e la Regione Lombardia per il supporto finanziario e di interesse fornito, nell'ambito di due progetti diversi, a questo lavoro scientifico innovativo.

localizzazione del permafrost nei Carpazi rumeni (M. Voiculescu), una breve revisione fotografica del glacialismo residuale del Monte Canin, il più orientale delle Alpi. *L'itinerario di visita* proposto, che si pone anche come una originale ricerca antropologica (S. D'Adda), integra quel giro di orizzonte sulle piccole masse nivo-glaciali delle montagne lombarde di bassa quota iniziato nei numeri precedenti dell'annale con le monografie sui glacionevati del Monte Legnone e della Grigna Settentrionale. Manca, per i motivi detti all'inizio, la consueta revisione della letteratura glaciologica internazionale per gli anni 2002 e 2003, che inseriremo nella prossima edizione.

A margine, una nota che cancelleremmo volentieri: ricordiamo al lettore che i danni inferti al patrimonio naturale della Lombardia, e segnatamente della Valtellina, per l'organizzazione della pratica dello sci alpino (campionati del Mondo 2005 e attività varie; cfr l'Editoriale di *Terra glacialis* n. 6), hanno raggiunto i livelli insiti nelle ipotesi peggiori, a fronte di condizioni climatiche sempre meno favorevoli alla pratica di questo sport (che secondo noi va riservato alle sole località davvero idonee in tal senso) e a vantaggi indotti per le popolazioni locali che tutti gli studi di settore dimostrano essere per lo meno dubbi, quando non francamente assenti.

Spiace atrocemente, perché tutto si poteva fare prima e meglio, coniugando efficacemente la promozione delle attività lavorative e del tenore di vita dei valligiani con la preservazione dell'ambito naturale, la maggior specificità, anche economica, delle alte valli alpine.

La redazione
Milano, 25 settembre 2004



Foto A: visione parziale della nicchia di distacco (in alto) e del detrito deposto (in basso, sul Ghiacciaio dello Zebriù che ne viene così largamente coperto) della frana staccatasi il 18 settembre 2004 dallo spigolo SE della Punta Thurvieser (Val Zebriù, Ortles-Cevedale lombardo). La colata di detriti, prodottasi probabilmente per fusione del permafrost di versante, ha percorso circa 3 km, per una massa stimata di 1,5 milioni di m³. (per gentile concessione di P. Deline, 23 settembre 2004).

Picture A: partial view of the landslide scar (above) and the scree (below, covering a large portion of the Zebriù Glacier) from the landslide detached from the SW side of Punta Thurvieser (Zebriù Valley, Lombard side of the Ortles-Cevedale Group). The detachment, probably originated by the melting of the inbedded permafrost, flowed for 3 km and had an estimated mass of 1,5 million cubic meters (kindly provided by P. Deline, Sept. 23, 2004).

EDITORIAL

This 7th issue of *Terra glaciālis* has been a difficult one for the editorial staff, quite busy with the chores of a course aimed at preparing new glaciological recruits; this was the reason for the delay which postponed the traditional publishing date from June to late Fall. Having explained the delay, let us review the content of this volume, largely devoted to the exceptionally warm summer of the hydrological year 2002-2003 at mid-European latitudes. A climatic anomaly never experienced before. To tell the truth, the year was characterized by two anomalies but one of them, the period of huge snowfalls of November 2002, was less interesting for the prediction of climatic trends, for it concerned mainly the Central Alpine Sector and its snow did not survive the four months of intense ablation.

The alert reader will spot some repetitions among the various articles but the phenomenon needed to be scrutinized from different points of view to highlight all the negative impacts on the Alpine cryosphere. To sum up, having hinted at the serious depletion of the glacial masses, it is important to speak about a little known but important point: the fusion of the *permafrost* or, at least, of part of it, especially the one that we call *face or slope permafrost*. The accepted definition of *permafrost* (ground deeply frozen for more than two years) can be applied to many areas of the Alps but we were far from imagining how many rocky walls (including those at high elevations), how many slopes, how many morainic fields held such *permafrost*. The communication media have emphasized, this time rightly so, the collapses of large portions of mountain faces (the 2003 summer has witnessed the disappearance of famous Alpine routes such as the classic Italian ascent to the Matterhorn). Only few days ago (on 18 September 2004) a colossal landslide has altered the face of Punta Thurwieser, a well-known summit of the Zebrù Valley (Picture A) and several other collapses were reported in the Dolomites in the months of July and August.

We are tempted to say that nothing will be as before if the present *global warming* is to continue with such a dramatic impact. On the other side, this represents a unique opportunity for scientists: a series of natural phenomena of utmost interest. As far as the glacial environment is concerned, the last three decades in the Alps have seen: a) the final stage of the withdrawal of the ice left by the Little Ice Age; b) the new forward push of the '70s and '80s (whose morains are still visible); c) the new withdrawal of the 1985-1987; d) the stand-by situation of the early '90s; e) the effects of El Niño (Autumn 1977); f) the dry and torrid years 1998-1999; g) the *year of the great snow* (2000-2001); h) the aforementioned colossal snowfalls of November 2002 in the Italian Central Alps; i) the warmest summer ever recorded (2003).

All this in a sequence of extreme meteorological events (the flood on 14-15 October 2000 in the Western Alps, as well as those of 1993, of 1994 and many more) that had happened before but never in such a short, concentrated period.

The traditional layout of *Terra glaciālis* has been modified, exceptionally, and starts with the nivometeo and glaciological accounts for the Central Alps to present a meaningful review of what happened in 2003.

The next article is a paper from A. Mazza on the status of glacialism in the Anzasca Valley, supplementing a prior work by the same Author on the glacial cover of Northern Piedmont; then an important study by P. Piccini and M. Freppaz on the snow and ice reactions to anthropic uses of a glacier (ski runs); a further work on DGPS methodology¹, presently the best, most advanced, reliable tool to carry out the task of assessing the yearly mass balance of a glacier (by A. Tamburini et al.); a study on a model to spot potential permafrost areas in the Rumanian Carpathians Mountains (by M. Voiculescu); a short photographic review of the residual glacialism of Mt. Canin, Alps' easternmost glacial site. The proposed *itinerary* by S. D'Adda, also a first-hand anthropologic research, continues the promotion of minor glacial occurrences (see the previous articles on the snow-ice fields of Mt. Legnone and Mt. Grigna Settentrionale).

¹ we take this opportunity to acknowledge the support of the Lombardy Region and the Province of Milan for two different projects related to this field.

At the end, a remark that we would gladly omit to address: we are talking about the environmental damages caused to the Lombardy Region, and particularly to Valtellina, by the organization of the 2005 World Ski Championship and related events (see *Terra glacialis* n° 6). Such damages have surpassed our worst predictions, at a time when unfavourable climatic changes make skiing more and more questionable (we believe that skiing shall be practiced only in those areas having the appropriate conditions) and independent studies prove that the heralded benefits for the local community are doubtful, if not nil.

We are deeply saddened; everything could have been accomplished earlier and better, with the aim of achieving an effective improvement of job opportunities and living conditions for the locals as well as promoting the preservation of the environment and the uniqueness, hence the economic value, of the upper Alpine valleys.

The editorial staff
Milan, 25th September 2004

Antonio Galluccio (*), Flavio Cambieri (*), Luigi Bonetti (**), Luca Bonardi (*), Giuseppe Cola (*)

L'ANNO IDROLOGICO 2002-2003 NELLE ALPI LOMBARDE: NOTA NIVO-METEOROLOGICA

Nell'ambito della Campagna Glaciologica 2003 nelle Alpi Centrali italiane (Lombardia).

A cura del SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO e del

CENTRO NIVOMETEOROLOGICO REGIONALE DI BORMIO (ARPA)

Con la collaborazione di: Stefano D'Adda, Emanuele Congiu, Mario Butti, Valerio Paneri, Roberto Peja,

Paolo Pagliardi, Bruno Rosa, Andrea Tamburini, Alfredo Parolini

1 - INTRODUZIONE

Antonio Galluccio

Uno degli aspetti che caratterizzano l'attuale fase climatica, anche alla latitudine alpina, è il ripetersi di periodi meteorologici e di singoli eventi che, a buon diritto, possono essere definiti estremi. Lunghi periodi siccitosi, e torridi d'estate, precipitazioni concentrate, sovente a carattere alluvionale. Così, nelle Alpi Centrali, dopo due anni idrologici di segno opposto – l'anno della grande neve (2000-2001), più che compensato dal successivo 2001-2002, avaro di precipitazioni nevose – annotiamo la devastante estate 2003, la più calda anche nell'intera Europa dall'inizio delle misurazioni meteorologiche, preceduta di 6 mesi da una nevicata di dimensioni colossali. Lo studioso e l'appassionato delle cose dell'atmosfera non hanno di che annoiarsi. Del resto l'allarme su questi temi è ormai planetario, mentre il *global change* va forse letto come *global warming*.

Gli esordi dell'anno idrologico 2002-2003 trascorrono tranquilli, nel segno di una sostanziale "normalità" climatica: settembre è mese tiepido e poco piovoso, con una terza decade fredda. Anche ottobre si presenta deludente sotto il profilo dell'accumulo nevoso, con episodi di poco conto. Poi, dal 12 al 30 novembre, nevicata tutti i giorni (16 su 19). Presso il sito nivologico del Monte Sobretta si stima che cadano 8 m di neve fresca: il succedersi di perturbazioni atlantiche genera non una nevicata continua ma il periodo di certo più nevoso che si ricordi nelle Alpi Centrali, al cui confronto sbiadisce anche il lontano 1951, quando si scavavano gallerie per reperire le strade di fondovalle sepolte dalle valanghe. Nell'episodio in oggetto questa eventualità viene scongiurata: la quota minima delle nevicata, infatti, oscilla non poco, risalendo sovente assai in alto, al punto che la Lombardia viene colpita dalla inevitabile alluvione (dal giorno 24 al 28 del mese) che per fortuna non procura danni catastrofici.

L'inverno è invece freddo (in particolare i mesi di gennaio e febbraio: - 26 °C a Livigno il 2 febbraio) e porta eventi nevosi di modestissima entità. In pianura si intravede lo spettro della siccità, che diverrà conclamata nei mesi a seguire. Sui monti, invece, a maggio ricomincia a nevicare, quando, come sempre, è però troppo tardi. Ma mai come in questa occasione: sta per iniziare un'estate da incubo, il cui primo assaggio si ha proprio tra i giorni 4 e 8 del mese. Nonostante ciò, per l'intero mese, lo spessore della neve al sito del Monte Sobretta (dai 240 cm di inizio mese ai 190 della terza decade) è secondo, nella serie storica locale (iniziata nel 1997), solo all'anno idrologico 2000-2001.

Ed ecco giugno, sovente dedicato agli ultimi accumuli nevosi, anche cospicui, presentarsi con la sua faccia peggiore: anticiclone africano subtropicale, bolla d'aria rovente e temperature che schizzano ai 36 °C di Milano nel periodo 11-16. Senza tregua, a parte un effimero raffreddamento nei giorni 17-19: 28 giorni di caldo torrido, come e più che nel giugno 2002.

Luglio concede invece un poco di respiro nella prima decade: una bella nevicata e i monti tornano bianchi. Ma è pura illusione: il caldo riprende, dapprima contenuto e poi via via sempre più marcato, ininterrotto fino al 24 agosto. Chi c'era sa di cosa parliamo: città invivibili, con un

(*) Servizio Glaciologico Lombardo (SGL). A. Galluccio: antonio.galluccio@fastwebnet.it; G. Cola: dosegu@libero.it; F. Cambieri: flavio.cambieri@fastwebnet.it; L. Bonardi: luca.bonardi@unimi.it.

(**) Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio (ARPA): l.bonetti@arpalombardia.it.

incremento significativo del numero di decessi delle persone anziane, montagne spettrali, percorse da frane di portata storica, ghiacciai anneriti dall'emersione del detrito endoglaciale e dalla assoluta mancanza di neve vecchia. Un disastro, non solo sotto il profilo nivo-glaciologico: le bassure sono riarse, in tutta Italia, con i terreni agricoli che sembrano savane, il suolo spaccato.

In molte stazioni – in tutte quelle di cui abbiamo notizie dirette – vengono stabiliti i *record* di temperatura: media mensile, media giornaliera, massima assoluta. Il caldo rende ininfluenti le irrisorie precipitazioni della primavera ma anche i temporali estivi.

TEMPERATURA MEDIA													temp.	media	media	media	anno
anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	media annua	estiva giu.-sett.	invernale ott.-giu.	anno idrolog.	anno idrolog.
1988	-1,2	-2,7	-0,1	6,4	10,6	12,7	15,4	14,9	10,9	8,3	0,4	0,5	6,3	13,5			
1989	0,5	1,1	4,3	3,9	10,1	11,7	14,9	14,5	11,3	7,6	0,6	-1,3	6,6	13,1	4,5	6,8	1988-89
1990	-0,6	1,7	4,9	4,3	10,7	12,5	15,5	14,9	11,1	8,1	2,4	-3,8	6,8	13,5	4,5	6,8	1989-90
1991	-2,1	-2,8	4,3	4,2	6,6	11,7	16	16,2	12,9	5,8	0,5	-1,4	6,0	14,2	3,2	6,0	1990-91
1992	-0,3	0,2	2,9	5,3	11,1	12,3	15	17	10,1	2,9	1,7	-2,9	6,3	13,6	4,0	6,8	1991-92
1993	-1,7	-2,2	0,3	5	9,9	12,8	13,2	14,7	8,7	4,6	0,6	-0,9	5,4	12,4	2,9	5,3	1992-93
1994	-0,9	-1,8	5,5	4,5	9,4	13,9	17,3	16,4	10,9	7,1	5,2	-1	7,2	14,6	3,9	6,4	1993-94
1995	-5,1	-0,5	-0,9	4,9	8,7	10,4	15,9	12,1	6,6	8,6	0	-3,9	4,7	11,3	3,2	5,6	1994-95
1996	-2,5	-4,6	-0,9	5,6	9,2	12,9	13,5	12,9	7,7	4,8	-0,6	-3,6	4,5	11,8	2,7	4,8	1995-96
1997	-1,2	0,5	4,5	3,8	8,9	10,9	12,7	15,4	13,3	6,7	1,3	-2,5	6,2	13,1	3,1	5,3	1996-97
1998	-3,5	1,9	1,7	4	10,6	14,7	16,4	16,4	10,4	5,5	-2,1	-3,2	6,1	14,5	3,9	6,8	1997-98
1999	-3,2	-3,5	3,5	5,4	11,2	12,2	15,2	14,2	12,1	6,8	0,2	-3,4	5,9	13,4	2,9	5,5	1998-99
2000	-3,9	-1,7	1,1	4	9,2	13	11,4	13,2	9,7	5	-1	-2,6	4,8	11,8	2,8	5,2	1999-00
2001	-4,9	-0,9	1	1,6	9,4	10,4	13,2	13,9	7	7,9	0,9	-3,1	4,7	11,1	2,0	4,6	2000-01
2002	-1,3	1,2	3,2	5,1	9,4	15,2	14,9	14,1	10,4	7,2	2,7	-2,7	6,6	13,7	4,3	6,2	2001-02
2003	-2,6	-4	4	4,7	9,4	16,9	16,4	18,1	11,3	3,9	1,8	-1,7	6,5	15,7	4,0	6,7	2002-03
media																	
88-02	-2,1	-0,9	2,4	4,5	9,7	12,5	14,7	14,7	10,2	6,5	0,9	-2,4	5,9	13,0	3,4	5,9	

PRECIPITAZIONI MENSILI													totale	precip.	precip.	totale	anno
anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	annuo	estivo giu.-sett.	accum. ott.-giu.	anno idrolog.	anno idrolog.
1987	7,2	21,1	25,5	54,0	76,8	147,0	190,8	92,5	74,4	77,5	30,1	5,9	802,8	504,7			1986-87
1988	36,1	39,6	20,3	31,4	85,4	86,8	113,1	140,2	58,0	117,8	1,6	23,9	754,2	398,1	413,1	740,8	1987-88
1989	0,0	48,0	17,2	135,1	45,3	84,3	92,6	82,7	18,3	8,7	24,0	69,2	625,4	277,9	473,2	706,5	1988-89
1990	19,2	75,3	5,4	77,9	34,1	127,5	81,4	52,1	30,5	90,6	103,1	23,8	720,9	291,5	441,3	593,1	1989-90
1991	5,1	25,1	60,8	17,1	39,4	95,8	114,4	20,1	112,6	55,8	48,2	69,0	663,4	342,9	460,8	625,8	1990-91
1992	0,0	4,0	38,0	101,0	51,9	144,4	70,4	71,4	87,1	141,8	43,8	73,0	826,8	373,3	512,3	766,7	1991-92
1993	5,2	0,9	6,9	32,2	40,9	96,2	103,3	81,0	140,6	261,6	18,3	26,2	813,3	421,1	440,9	712,3	1992-93
1994	46,4	21,8	13,9	25,6	88,0	56,8	72,9	140,1	178,8	32,3	41,9	9,9	728,4	448,6	558,6	912,2	1993-94
1995	39,2	31,2	32,3	43,4	70,2	69,0	64,7	64,3	74,6	1,5	20,5	34,1	545,0	272,6	369,4	677,2	1994-95
1996	42,9	12,6	17,9	23,5	83,2	96,0	95,2	159,5	12,0	97,3	179,2	27,0	846,3	362,7	332,2	661,5	1995-96
1997	32,8	2,5	5,4	21,3	70,1	234,8	69,5	41,7	15,2	15,8	104,5	42,9	656,5	361,2	670,4	793,6	1996-97
1998	23,1	15,9	0,9	104,7	20,9	99,7	121,7	78,4	104,6	135,7	14,9	2,3	722,8	404,4	428,4	643,7	1997-98
1999	22,3	39,7	32,3	55,1	49,3	88,6	73,6	164,7	135,3	123,5	19,9	41,0	845,3	462,2	440,2	783,1	1998-99
2000	17,4	12,1	67,0	72,8	71,6	57,4	172,6	130,4	96,6	208,2	261,4	31,5	1199,0	457,0	482,7	921,0	1999-00
2001	112,6	15,5	85,6	50,6	43,8	167,2	164,6	131,2	66,2	58,8	19,6	3,0	918,7	529,2	976,4	1368,8	2000-01
2002	3,8	18,9	59,4	35,4	164,2	141,4	70,9	91,6	54,6	59,4	318,0	19,6	1037,2	358,5	504,5	733,2	2001-02
2003	11,7	5,5	1,8	17,8	76,2	70,4	126,2	85,5	14,4	97,4	96,8	31,3	635,0	296,5	580,4	846,7	2002-03
media																	
87-02	25,8	24,0	30,6	55,1	64,7	112,1	104,5	96,4	78,7	92,9	78,1	31,4	794,1	391,6	500,3	776,0	

Tab. 1: temperature e precipitazioni presso la stazione meteorologica di S. Antonio Varfurva (1360 m s.l.m.). In neretto i dati di interesse dell'anno idrologico 2002-2003.

Table 1: temperatures and precipitations at the S. Antonio Varfurva weather station (1360 m a.s.l.). The interesting bold figures refer to of the 2002-2003 hydrological year are shown in bold characters.



Foto 1: la strada del Passo delle Platigliole (2960 m, nei pressi del Passo dello Stelvio) agli inizi della primavera alla media quota alpina. Il muro di neve fresata, alto anche 8 m, attesta dell'enorme accumulo da vento qui depositosi nel corso della grande nevicata del mese di novembre 2002. (A. Galluccio, 4 giugno 2003).

Photo 1: the Passo delle Platigliole road (2960 m, near Passo dello Stelvio) in early spring at middle altitude. The wall of snow, up to 8 m high, testifies the huge accumulation piled up by the wind during the big snowfall of November 2002. (4th June 2003).

Nella terza decade di agosto l'incubo finisce: il giorno 29, freschi venti settentrionali spazzano la cappa "mortale", è il caso di dirlo, e le prime spruzzate di neve ridanno ai monti lombardi un aspetto meno deprimente, senza però riuscire a coprire le recenti ferite. Settembre è mese secco, poco significativo. Tre giornate fredde all'inizio, una breve "scaldata" a metà, poi fino al termine in regime termico normale. Gli eventi estivi descritti hanno coinvolto l'intero Arco Alpino, con minime differenze nei diversi settori.

In virtù di quanto detto, l'anno idrologico si chiude dunque con un bilancio paurosamente negativo per i ghiacciai lombardi. La *snow-line* non può essere in alcun modo posizionata: solo alcuni apparati delle Alpi Orobic riescono a mantenere un poco di firn dell'anno 2000-2001, grazie alla protezione dei coni d'ombra orografici. L'immagine è quasi monocromatica: il marrone dei detriti, ovunque, anche a 3600 m di quota. Fonde uno spessore medio di 2-3 m di ghiaccio, ma in alcuni casi anche di più, con una perdita regionale stimabile in 250-300 milioni di m³: la città di Milano coperta da 3 m di acqua. L'acqua dei ghiacciai, la provvidenziale acqua dei ghiacciai, senza la quale in pianura le cose sarebbero andate ben peggio.

L'analisi dei dati della stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (tab. 1 e figg. 1 e 2), che qui presentiamo, permette di evidenziare alcuni elementi interessanti, che confermano l'andamento descritto. Nel periodo di accumulo in ambito glaciale (ottobre-giugno), la temperatura media risulta un poco meno elevata rispetto a quella dell'anno idrologico precedente solo in virtù del freddo di febbraio (- 3,1 °C rispetto alla media 1988-2002) che compensa in parte il drastico + 4,4 °C del mese di giugno. Sappiamo bene che di vera compensazione non si tratta, in termini di bilancio nivo-glaciale, in quanto un'invernata fredda, alle nostre latitudini, si accompagna sovente a una riduzione delle precipitazioni e il giugno torrido a una precoce fusione nivale: due effetti negativi che si sommano.

L'eccezionale mese di novembre 2002 condiziona del tutto il dato pluviometrico, in parte "falsandolo" sotto il profilo ambientale: le precipitazioni concentratesi in questo periodo, infatti, attestandosi su un clamoroso + 400% rispetto al valore medio di riferimento, da sole rendono positivo sia il saldo della stagione fredda sia quello relativo all'intero anno idrologico. In virtù di questa considerazione si può anche spiegare la forte differenza che si annota tra i monti e la pianura: in molte stazioni lombarde di bassa quota, infatti, dove questo mese ha portato precipitazioni assai

meno consistenti, l'anno idrologico 2002-2003 si chiude con deficit pluviometrici che superano il 50%, al punto che, a partire dalla primavera, ci si è dovuti confrontare con una franca siccità, aggravata successivamente dall'andamento meteorologico estivo. A conferma di quanto esposto si pone il dato relativo all'anno solare 2003 a S. Antonio di Valfurva: 635 mm di pioggia, il valore più basso della serie storica locale (16 anni).

Sotto il profilo termico non sussistono invece incertezze: la temperatura media dei mesi estivi (giugno-settembre) sale a un inequivocabile 15,7 °C, di 2,7 °C superiore alla media. Compongono questo forte incremento, oltre ai dati di giugno, i + 1,7 °C di luglio ma soprattutto i + 3,4 °C di agosto. Minore l'impatto di settembre, comunque superiore a + 1 °C.

Un incremento della temperatura nel quadrimestre estivo di questa portata costituisce un riscontro di enorme rilevanza ambientale, in quanto un'estate siffatta, caldissima e dall'esordio precoce, arreca danni di portata pluriennale al patrimonio nivoglaciale. E' quanto abbiamo potuto verificare nel 2003: il mese di giugno, come sempre cruciale per l'andamento del bilancio annuale della criosfera alpina, è torrido al punto che a luglio gran parte della superficie glaciale ha già perso la copertura nevosa della stagione fredda. Se poi agosto, quando di norma le temperature sui monti tendono a calare, è più caldo di oltre 3 °C, il disastro è compiuto: innevamento residuo dissolto e due mesi pieni di fusione, praticamente a tutte le quote sotto i 4000 m, con perdita di molto firn e di molto ghiaccio formatisi negli anni precedenti.

In altre parole, l'andamento termico, oltre che pluviometrico, estivo del 2003 è stato quello tipico di un ambito terrestre in cui, a parità di quota, i ghiacciai non hanno la possibilità di sopravvivere, come accade in altre regioni del globo – ad esempio l'Alto Atlante marocchino – dove nevica, e parecchio, d'inverno ma l'estate dissolve tutti gli accumuli, con rare eccezioni.

Le ancor notevoli masse glaciali alpine, confrontandosi con un periodo meteorologico completamente sfavorevole, inospitale per la loro conservazione, hanno così pagato un tributo eccezionalmente gravoso in termini di bilancio.



Foto 2: accumulo da valanga al Lago delle Mine (Livigno). In superficie si nota il vistoso orizzonte scuro dovuto al contenuto in sabbia che ha caratterizzato il periodo centrale delle nevicate del novembre 2002: mano a mano che la fusione procede, la sabbia si concentra e il colore bruno si scurisce. In tal modo la fusione dell'intero ammasso nevoso si accelera per riduzione dell'albedo. (M. Marzorati, A. Molteni, 3 settembre 2003).

Photo 2: avalanche accumulation at Lago delle Mine (Livigno). The dark horizon on top is due to the sand content of the central part of November 2002 snowfalls: while the fusion proceeds, the sand concentrates into a darker brown color. Consequently snow fusion is increased by the reduction of the albedo. (M. Marzorati, A. Molteni, 3rd September 2003).

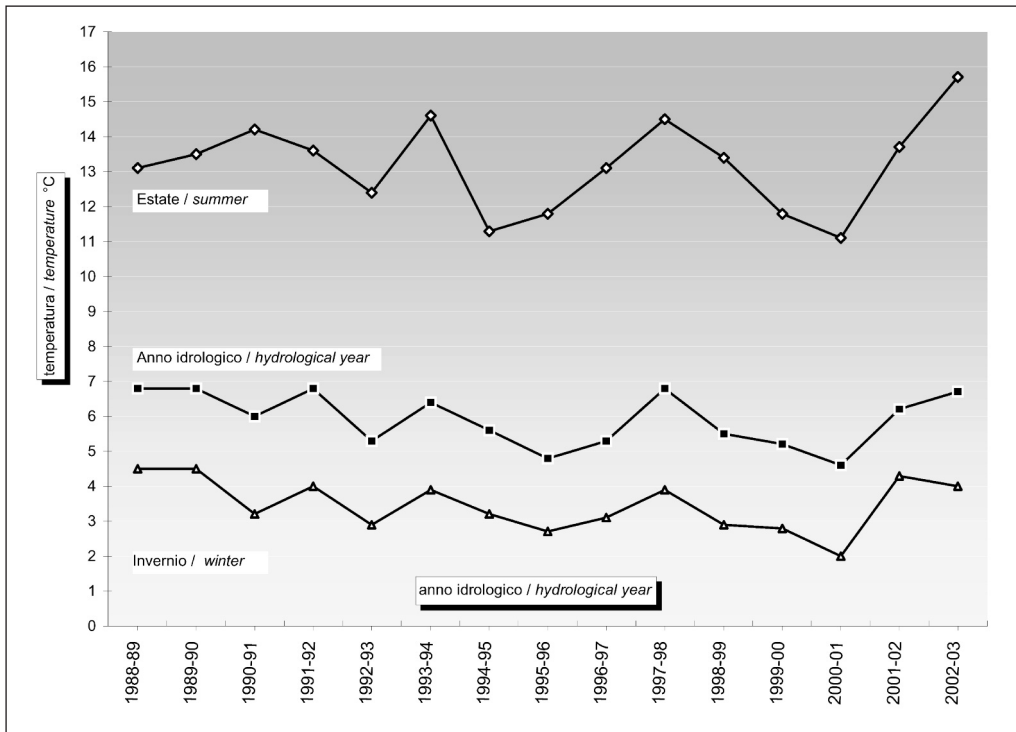


Fig. 1: temperature medie dell'anno idrologico, invernali ed estive presso la stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (1360 m s.l.m.) nel periodo 1988-2003.

Fig. 1: average temperatures of the hydrological year, winter and summer at the S. Antonio di Valfurva weather station (1360 m a.s.l.) in the period 1988-2003.

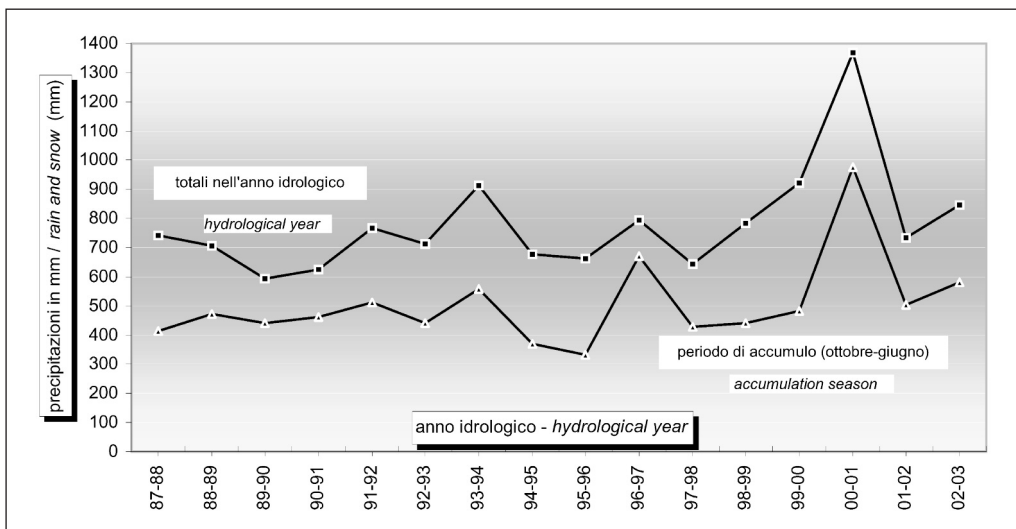


Fig. 2: precipitazioni totali dell'anno idrologico e del periodo di accumulo per l'ambito glaciale (ottobre-giugno) presso la stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (1360 m s.l.m.) nel periodo 1987-2003.

Fig. 2: total precipitations of for the hydrological year and of for the accumulation season on the glaciers (October-June) at the S. Antonio di Valfurva weather station (1360 m a.s.l.) in the period 1987-2003.

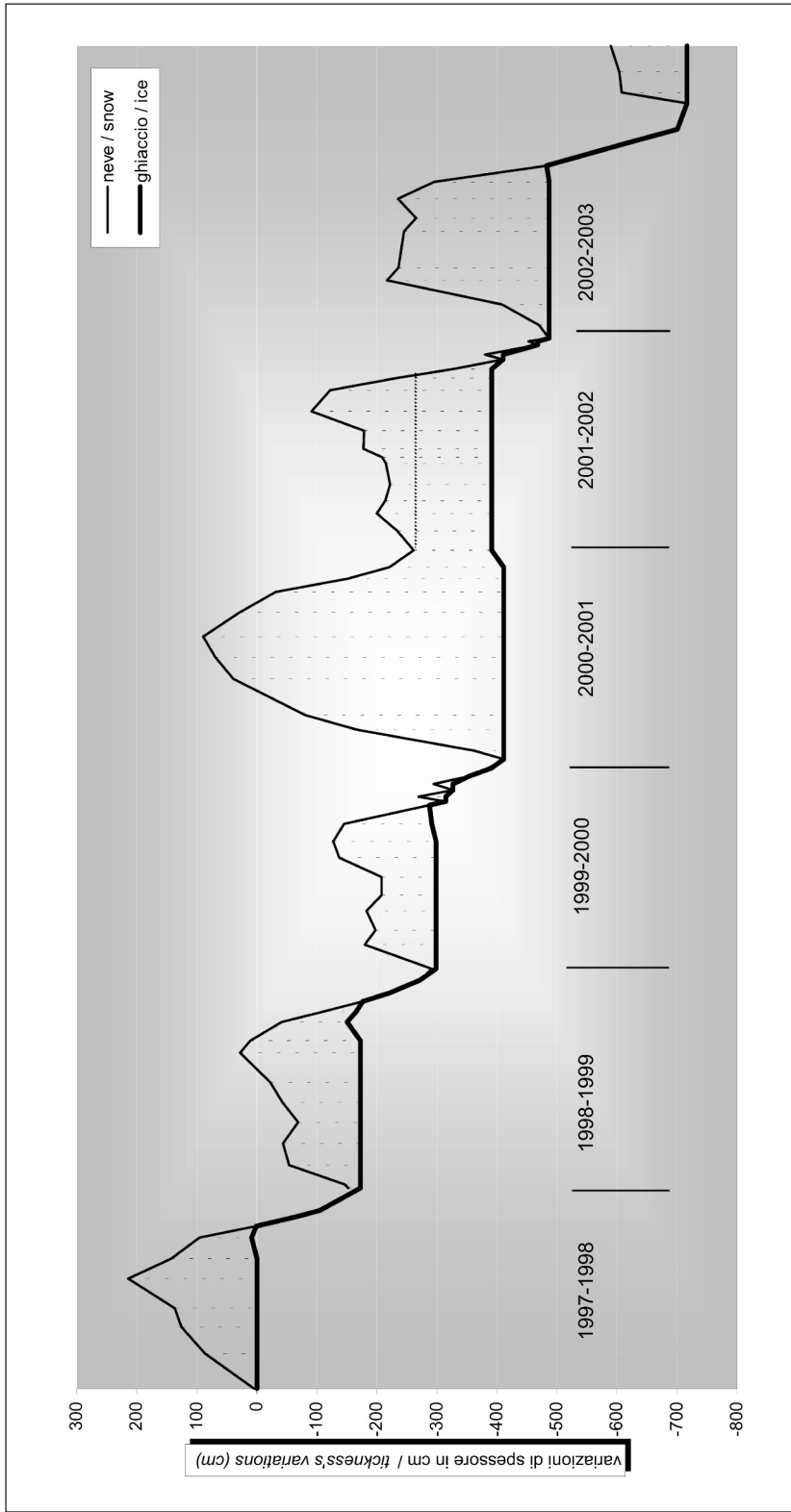


Fig. 3: andamento del manto nevoso e della superficie del ghiaccio presso il sito nivologico del Monte Sobretta (palina n. 2, Ghiacciaio di Alpe Sud, 3180 m s.l.m.) nei 6 anni idrologici compresi tra il 1997-98 e il 2002-2003. La linea orizzontale sottile indica il livello altimetrico del firm dell'anno 2000-2001. Si noti, a destra, l'accumulo nevoso del nascente anno idrologico 2003-2004. A partire dal 1997, lo spessore del ghiacciaio si è assottigliato di oltre 7 m.

Fig. 3: evolution of snow cover and of glacier surface at the snow site of the Monte Sobretta (rod nr. 2, Alpe Sud Glacier, 3180 m a.s.l.) in the 6 hydrological years between 1997-98 and 2002-2003. The thin horizontal line indicates the altimetric level of the firm in from the 2000-2001 year. On the right, the snow accumulation of the new 2003-2004 hydrological year is noteworthy. From 1997 onward, the thickness of the ice has been reduced by more than 7 m.

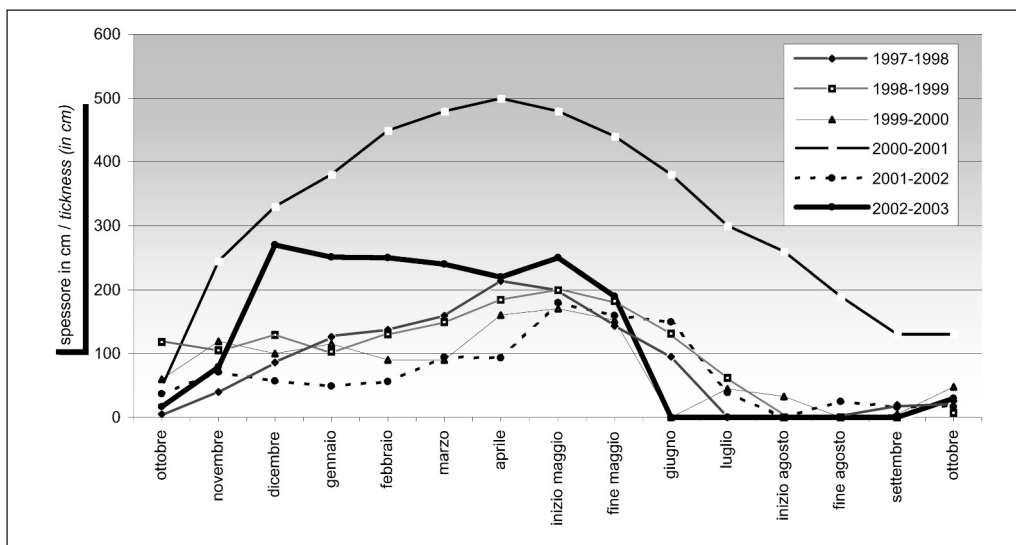


Fig. 4: spessore della neve stagionale al suolo presso il sito del Monte Sobretta (3180 m) nel periodo 1997-2003. Si nota il forte accumulo verificatosi nell'anno idrologico 2000-2001 e, con la linea in neretto, l'andamento dello spessore nel 2002-2003.

Fig. 4: thickness of seasonal snow on the ground at the snow site of Monte Sobretta (3180 m) in the period 1997-2003. Please note the high accumulation of the hydrological year 2000-2001 and, bold line, the trend of snow thickness in 2002-2003.

2 - SITO NIVOLOGICO GLACIALE DEL MONTE SOBRETТА: ANDAMENTO DELL'ACCUMULO NEVOSO NELL'ANNO IDROLOGICO 2002-2003

Antonio Galluccio

Gli eventi descritti trovano un preciso riscontro nell'analisi di quanto è accaduto al suolo: il suolo glaciale del *sito nivologico principale* del Monte Sobretta. La fig. 4 mostra l'andamento dello spessore dell'accumulo nevoso: tralasciata la mirabile "campana" disegnata dall'anno della grande neve (2000-2001), del tutto "fuori scala" rispetto alle altre annate, la curva in neretto relativa all'anno 2002-2003 mostra il forte e precoce incremento dell'autunno, dovuto alla grande nevicata di novembre. I valori si avvicinano a quelli del soprastante tracciato record. Successivamente, l'inverno non porta quasi nulla, anzi l'accumulo si assesta su quote inferiori, complice la penuria di precipitazioni del periodo dicembre-aprile. La lieve ripresa di maggio non porta però al massimo stagionale – cosa che accade in tutti gli altri anni proprio tra aprile e maggio – che rimane quello di novembre. Ancora più significativo è il crollo di giugno, quando il sito rimane precocemente privo di neve.

Estendendo l'analisi al periodo pluriennale (a partire dal 1997, fig. 3) si nota come il trend di bilancio del ghiacciaio sia inequivocabilmente improntato a un forte e progressivo decremento, con una riduzione di spessore complessiva, in superficie, di oltre 7 m. Il solo anno idrologico 2000-2001 porta a una conservazione, con bilancio positivo, vanificata rapidamente dalle due annate successive. La curva della superficie glaciale (linea spessa) evidenzia infine la riduzione di spessore occorsa nell'anno idrologico 2002-2003: 235 cm di ghiaccio², di gran lunga la più cospicua dall'inizio delle misure in loco. Per fornire un'idea più precisa del danno subito dal ghiacciaio, si può affermare che il ghiaccio fuso è pari all'accumulo di 8-10 anni caratterizzati da bilancio di massa debolmente positivo.

Da queste considerazioni nasce anche una forte preoccupazione per la sopravvivenza dell'apparato: ipotizzando che il suo spessore³ sia non superiore ai 20 m, il ghiacciaio scomparirà entro un decennio circa, se il trend climatico non cambierà.

² in occasione di uno dei rilievi estivi, la palina 2 del sito, cui il dato in oggetto si riferisce, è stata trovata a terra. L'interruzione della misura è però di pochi giorni: è possibile che lo spessore effettivamente perduto sia vicino ai 250 cm.

³ stima possibile in virtù di misure radar-echo-sounding di profondità eseguite su apparati di analoghe dimensioni.

3 - L'ANDAMENTO DELLO ZERO TERMICO A MILANO-LINATE TRA LA 3^a DECADE DI APRILE E LA 1^a DECADE DI OTTOBRE DELL'ANNO 2003

Guido Catasta

Il periodo di ablazione dell'anno 2003 è stato caratterizzato dalla persistenza dell'anticiclone subtropicale, che è rimasto centrato sulla regione alpina dalla tarda primavera fino al termine dell'estate. Più precisamente, questa inusuale situazione barica, che porta aria molto calda in quota e che normalmente ha durata effimera, ha avuto inizio addirittura alla fine del mese di aprile ed è proseguita per cinque mesi, con qualche limitata interruzione, terminando nell'ultima decade di settembre. Lo zero termico, pertanto, è persistito quasi costantemente ben al di sopra dei valori medi, creando situazioni di rapida riduzione della copertura nevosa e di intensa e persistente ablazione delle superfici glaciali. L'eccezionalità dell'annata riguarda quindi non tanto le quote massime raggiunte, comunque al di sotto di record precedenti, ma soprattutto la durata. A titolo di esempio, lo zero termico non è sceso al disotto dei 4000 m dal 10 al 14 giugno (per 5 giorni), dal 19 al 26 giugno (7 gg.), dal 12 al 23 luglio (per 12 giorni!), dal 25 al 28 luglio (4 gg.) e dal 2 al 14 agosto (ancora per 12 giorni). In queste condizioni non si verifica il rigelo della neve e del ghiaccio durante la notte, neppure alle quote più elevate, e si creano condizioni di intenso disfacimento delle masse glaciali.

Se si analizza il mese di giugno, che risulta il più anomalo grazie a uno scostamento dalla media di ben + 611 m, non sorprende tanto la quota massima di 4590 m, quanto il fatto che lo zero termico non sia mai sceso al di sotto dei 3447 m. Ugualmente non è tanto significativo che nel mese di agosto esso abbia raggiunto i 4971 m, ma piuttosto che non sia mai sceso al di sotto di 3426 m.

Un'altra caratteristica dell'andamento del 2003 è la precocità delle elevate temperature in quota, con valori al di sopra della media già a partire dalla terza decade di aprile e nei successivi mesi. Particolarmente significativo è lo scostamento rispetto alla media dei mesi di maggio e soprattutto di giugno. Per le 17 decadi prese in considerazione si nota che solo 4 presentano valori inferiori alla media, mentre già a partire dalla seconda decade di giugno la media decadica ha superato i 4000 m, rimanendone poi praticamente sempre al di sopra fino alla fine di agosto, se si eccettua una breve parentesi nella prima decade di luglio.

decade	altitudine zero termico / $z_{\text{zero } 0^{\circ}\text{C}}$ altitude m s.l.m. / m a.s.l.		variazione / variations m / meters	
	anno 2003 / year 2003	media / average 1989/2002	decadica / ten-day period	mensile / monthly
3 ^a aprile / April	2740	2341	+ 399	
1 ^a maggio / May	3346	2631	+ 715	
2 ^a maggio / May	2703	2859	- 156	
3 ^a maggio / May	3114	3056	+ 58	+ 201
1 ^a giugno / June	3745	3205	+ 540	
2 ^a giugno / June	4053	3293	+ 760	
3 ^a giugno / June	4094	3561	+ 533	+ 611
1 ^a luglio / July	3522	3665	- 144	
2 ^a luglio / July	4270	3709	+ 561	
3 ^a luglio / July	3981	3938	+ 43	+ 150
1 ^a agosto / August	4284	3920	+ 364	
2 ^a agosto / August	4103	3881	+ 222	
3 ^a agosto / August	4092	3769	+ 323	+ 303
1 ^a settembre / Sept.	3089	3398	- 309	
2 ^a settembre / Sept.	3711	3278	+ 433	
3 ^a settembre / Sept.	3367	3189	+ 178	+ 101
1 ^a ottobre / October	3064	3069	- 5	

Tab. 2: andamento della quota dello zero termico (0°C) nel corso della stagione di ablazione 2003, comparato con la media 1989/2002 presso la stazione meteorologica di Milano-Linate (dati elaborati da Guido Catasta). (per il grafico vedi pag. 72).

Tab. 2: trend of the altitude of thermal zero (0°C) during the ablation season 2003, compared with the 1989/2002 average at the meteorological station of Milano-Linate (figures processed by Guido Catasta). (see page 72 for graph).

4 - CRONACA NIVO-METEOROLOGICA

Antonio Galluccio, Luca Bonardi, Luigi Bonetti

STAGIONE DI ACCUMULO

Il mese di settembre 2002 lascia una traccia di sé solo per il deciso raffreddamento occorso nella terza decade, in particolare tra i giorni 23 e 25, con le temperature che calano di colpo di 7-9 °C, sia in pianura sia in montagna. Si annotano precipitazioni di poco conto: circa 50 cm di neve fresca suddivisi in tre episodi della prima decade e 20 cm nel citato periodo di fine mese. Nel contempo si ha un regime termico assai tiepido nella parte centrale, con la fusione in ambito glaciale che riprende sommessamente. Anche ottobre è avaro di precipitazioni: degna di menzione solo la nevicata dei giorni 17 e 18, con circa 50 cm di accumulo, mentre le temperature sono vicine ai valori medi del periodo, più alte di circa mezzo grado.

Novembre porta invece la neve, quella vera: tra il giorno 13 e il giorno 29 ne cadono circa 750 cm, nell'ambito di 16 neviccate, intervallate da tregue di poche ore. Si tratta del periodo nevoso più cospicuo in termini di apporto e più durevole di cui si abbia menzione nelle Alpi Centrali italiane. Va detto che, in ottemperanza al trend climatico degli ultimi venti anni, la quota minima delle neviccate risale sovente oltre i 2000 m di quota, in modo che molti siti di fondovalle vedono un'alternanza tra piogge copiose e cadute di neve bagnata. Tra i giorni 24 e 28 la Lombardia viene così investita da una alluvione, che per fortuna produce danni contenuti: il livello del Fiume Ticino sale di oltre 3 m, esondando in più punti (osservazione personale). Per giorni e giorni l'intensità del fenomeno è impressionante: in Val Gerola, il 15 del mese cadono oltre 400 mm di pioggia, per intendersi la metà delle precipitazioni annue della Valfurva.

1997-1998	tot. mese	1998-1999	tot. mese	1999-2000	tot. mese	2000-2001	tot. mese	2001-2002	tot. mese	2002-2003	tot. mese	episodio (data)	neve fresca
ottobre	30	ottobre	200	ottobre	315	ottobre	345	ottobre	25	ottobre	85	10-11, 17-18	65
novembre	240	novembre	20	novembre	65	novembre	415	novembre	25	novembre	790	22-23 2-4 11-12	20 30 10
dicembre	160	dicembre	10	dicembre	110	dicembre	120	dicembre	10	dicembre	90	13-29 2-6 15-17; 22 27 e 30	750 10 20 60
gennaio		gennaio		gennaio	40	gennaio	310	gennaio	20	gennaio	40	4-5	10
febbraio		febbraio	170	febbraio	35	febbraio	60	febbraio	90	febbraio	20	21-22, 28-31	30
marzo	80	marzo	80	marzo	190	marzo	230	marzo	120	marzo	10	4, 16-17	20
aprile	260	aprile	200	aprile	160	aprile	170	aprile	100	aprile	60	1-2, 8	10
												2, 3, 4	20
												10-12	15
												19-20, 22	20
												27	5
maggio	60	maggio	90	maggio	150	maggio	110	maggio	300	maggio	175	1-3 9-10 13-14 20 28-31	60 15 25 25 50
giugno	100	giugno	150	giugno	20	giugno	190	giugno	100	giugno	20	1, 7-8 28	10 10
luglio	20	luglio	50	luglio	120	luglio	100	luglio	70	luglio	60	2-4 24, 27-28	50 10
agosto	45	agosto	30	agosto	110	agosto	45	agosto	100	agosto	10	31	10
settembre	120	settembre	50	settembre	170	settembre	145	settembre	70	settembre	20	8 12 23-28	5 5 10
sett. '97	0												
totale accumulo	950	1070		1135		2120		935		sett. - giugno	1370		
totale anno idrologico	1115	1080		1485		2240		1030		ottobre - sett.	1380		

Tab. 3: stima delle singole precipitazioni nevose, del totale mensile e della sommatoria annua della neve fresca caduta nell'anno idrologico 2002-2003 presso il sito del Monte Sobretta (3180 m s.l.m.) e confronto con le annate precedenti.

Tab. 3: estimate of: (i) single snow precipitation, (ii) monthly total and (iii) annual summation of the fresh snow fallen in the 2002-2003 hydrological year at the site of the Monte Sobretta (3180 m a.s.l.) and comparison with previous years.

Il mese si apre e si chiude con altri tre eventi di minore importanza. In totale la sommatoria stimata per il sito del Monte Sobretta è di 790 cm di neve fresca, valore non lontano dal quello totale dell'anno idrologico 1997-1998. Il rilievo assume maggior significato quando si ricordi che l'Alta Valtellina è di certo l'ambito territoriale meno piovoso della Lombardia: nelle Alpi Orobie, oltre i 2500 m, ad esempio, le cifre indicate possono essere raddoppiate. Dicembre, tiepido e poco piovoso, porta un bella nevicata nel periodo natalizio (60 cm tra i giorni 26 e 30).

L'anno 2003 esordisce con un lungo periodo gelido, che si prolunga ben oltre il primo bimestre. A Livigno (1800 m), i - 25 °C divengono abituali: si registrano infatti nei giorni 7, 8, 11 e 12 gennaio. La temperatura minima scende nuovamente a - 22 °C a fine mese, per toccare, nei giorni 1 e 2 febbraio, la minima assoluta dell'inverno (- 26 °C). Il freddo interessa anche la prima decade di marzo. Nel contempo le precipitazioni sono scarsissime: 60 cm di neve fresca polverosa tra gennaio e febbraio, 80 cm nell'intero trimestre, con un solo episodio da ricordare (25 cm nei giorni 21 e 22 gennaio). Un breve intervallo tiepido nei giorni tra il 10 e il 12 marzo (fino a 12 °C a Bormio) non interrompe di fatto questa fase rigidissima, che raggiunge la prima decade di aprile. In quest'ultimo periodo, correnti tese da NE portano ancora le temperature fino a - 15 °C nei fondovalle. E lo stesso mese di aprile, di norma uno dei più piovosi dell'anno, è assai avaro, con 60 cm di sommatoria (4 episodi di poco conto). In totale, l'accumulo nevoso dell'inverno in alta quota (gennaio-aprile) vede modestissimi 140 cm di apporti freschi.

A maggio le cose cambiano: il mese si apre con i 60 cm di neve dei giorni 1-3, quella che è la seconda nevicata dell'anno idrologico dopo l'evento novembrino. Purtroppo essa è seguita da un subitaneo rialzo termico (giorni 4-8, fino a 28-30 °C in pianura) che ne limita grandemente l'efficacia. Nei giorni compresi tra l'11 e il 23 le temperature si abbassano, con gelate fino alla media quota alpina, e nevica nuovamente in tre occasioni (giorni 9-10, 13-14, 20), per complessivi 65 cm. Il mese si conclude con un periodo caldo (giorni dal 24 al 31) che non ostacola un apporto nevoso di circa 50 cm nel periodo 28-31. In totale, il mese di maggio fa registrare 175 cm di neve fresca, i cui effetti positivi vengono però ridimensionati dal caldo di inizio e fine periodo. Nonostante ciò, il sito del Monte Sobretta registra un lieve incremento del manto nevoso.



Foto 3: un compatto residuo di firn pluriennale, colorato in grigio dal deporsi delle sabbie sabariane cadute nell'autunno 2002, testimonia dell'assoluta mancanza di apporti nevosi stagionali sul Ghiacciaio del Lupo. In primo piano la fronte, appiattita e ormai quasi priva di crepacci. (S. D'Adda, 2 settembre 2003).

Photo 3: a compact layer of multiannual firn, tinted gray by the saharan sands blown in during the fall of 2002, proves the total lack of the seasonal snow on the Lupo Glacier. In the foreground, the snout is flattened and almost devoid of crevasses. (S. D'Adda, 2nd Sept., 2003).

STAGIONE DI ABLAZIONE

Il mese di giugno, sempre cruciale sulle Alpi per le dinamiche nivo-glaciali dell'annata in virtù della maggior durata giornaliera e dell'efficacia termica della radiazione solare incidente, è torrido come non è dato di ricordare (16,9 °C, + 4,4 °C a S. Antonio Valfurva): con la sola eccezione dei giorni 17, 18 e 19, un poco più freschi, le temperature schizzano verso l'alto, sia per i valori sia per la quota raggiunta. Impressionano i 26 °C di Livigno del giorno 26 e i 36 °C di Milano del periodo 11-16. Per tutto il mese, in pianura, la temperatura rimane ben al di sopra dei 32 °C. Sui monti la neve fonde con grande rapidità. Le scarse piogge raggiungono l'alta quota alpina: al sito del Monte Sobretta (3180 m) piove di certo tra il 12 e il 15 del mese, dubitativamente anche nei giorni 1, 7 e 8. Solo il giorno 28 si annotano 10 cm di neve vera. In totale, per il mese possono essere stimati circa 20 cm di apporti, del tutto insignificanti rispetto alla concomitante dissoluzione del manto nevoso.

Una qualche speranza per un andamento meteorologico meno penalizzante nasce nella prima decade di luglio, quando le temperature si riallineano alle medie di confronto. Inoltre, tra i giorni 2 e 4 del mese si verifica una ragguardevole nevicata (50 cm): complici alcune gelate mattutine (giorni 4-6), la montagna lombarda riassume una veste più consona al periodo stagionale.

Si tratta però di un evento effimero: quando, dopo il giorno 12, questa neve nuova fonde, emerge la realtà del terreno, con i ghiacciai in pratica già privati dell'accumulo invernale. La situazione di metà luglio è in effetti simile a quella di fine agosto di un'annata sfavorevole alle dinamiche glaciali. Due spolverate di neve (giorni 24 e 27-28) e il mese si chiude, con il caldo che ricomincia a mordere anche sui monti, mentre la pianura rimane ininterrottamente nella canicola.

Agosto segna un parossismo termico di inusitata violenza: il massimo del caldo si ha tra gli esordi del mese e il giorno 18. In pianura si sfiorano i 40 °C reali, mentre Livigno annota i 29 °C del giorno 14, forse la temperatura più elevata mai registrata nella famosa località turistica. Un lievissimo cedimento della curva termica si produce tra i giorni 19 e 23. Dal giorno 24 il calo si fa più consistente, per divenire significativo il 29, quando un poco di vento, qualche pioggia e una nevicata leggera (in Valtellina 10 cm il giorno 31), riforniscono di energie vitali gli esausti cittadini europei.

Il mese risulta più caldo del normale di 3,4 °C. I danni al patrimonio glaciale lombardo sono profondissimi: la fusione raggiunge quote superiori ai 4000 m.



Foto 4: 23 agosto 2003: la desolante veduta dei pianori sommatiali del Ghiacciaio dell'Adamello. Il nevato dell'anno 2000-2001 residua solo sul "Pian di Neve" (a sinistra, in secondo piano) e in altri limitati recessi. Le strisce scure trasversali, che segnano il limite dei campi di firn pluriennale, attestano della fortissima fusione in atto. (F. Rota Nodari).

Photo 4: August, the 23rd 2003: the disheartening view of the top reaches of the Adamello glacier. The 2000-2001 firn shows up only on the "Pian di Neve" (left, background) and at recessed areas. The transversal dark streaks, which mark the multiannual firn limits, testify to the strong ongoing fusion. (F. Rota Nodari).

Settembre inizia con tre giorni freschi (1-3) e prosegue tiepido e secco. Nei giorni 17, 18 e 19 le temperature si impennano nuovamente, con una discreta ripresa della fusione glaciale.

Bisogna attendere la prima decade di ottobre per poter mandare finalmente in archivio quello che è di certo, per le dinamiche nivo-glaciale, il peggior anno idrologico che si ricordi in Lombardia.

ABSTRACT

Nelle Alpi Centrali italiane, l'anno idrologico 2002-2003 presenta due eventi salienti di segno opposto: una nevicata autunnale di dimensioni colossali e l'estate più calda nell'intera Europa dall'inizio delle misurazioni meteorologiche. Tra i due, per quanto attiene il bilancio nivo-glaciale annuale, è il secondo a prevalere: un inverno freddo e secco e una primavera siccitosa (nevicata tardive si verificano solo a maggio) preparano infatti quella persistenza dell'anticiclone subtropicale che caratterizzerà l'estate sino alla fine di agosto, portando siccità e numerose vittime nelle bassure francesi, italiane e di altri paesi mediterranei. A settembre, sui ghiacciai la *snow-line* non può essere in alcun modo posizionata (solo ipoteticamente oltre i 4200 m di quota) per effetto di una quota dello 0 °C (zero termico) che permane per settimane oltre i 4000 m, sfiorando in più occasioni i 5000 m. In tal modo, l'intero rilievo montuoso lombardo rimane ben al di sotto di tale limite: la conseguente deglaciazione non ha precedenti comparabili.

Parole chiave: *Alpi Centrali italiane, anno idrologico 2002-2003, anticiclone subtropicale, quota dello zero termico*

The hydrological year 2002-2003 for the Italian Central Alps highlights two foremost and opposite aspects: a colossal snowfall in late autumn and the warmest summer ever recorded in our series of measurements. As far as the annual snow-ice balance is concerned, it is the second phenomenon to prevail: a cold and dry winter followed by a dry spring (with late snowfalls only in May) are the forerunners of the persistent tropical anticyclone which will characterize the whole summer until the end of August, causing long, dry spells on the plains of France, Italy and other Mediterranean countries. By September, the snow-line cannot be determined (its hypothetical position being above 4200 m) because the thermal zero altitude (0° C) remains above the 4000 m level for several weeks, reaching almost 5000 m on more than one occasion. As the whole Alpine sector of the Lombardy Alps lies well below such limit, the net result is an unprecedented deglaciation.

Keywords: *Italian Central Alps, hydrological year 2002-2003, subtropical anticyclone, thermal zero altitude*

L'année hydrologique 2002-2003 présente deux événements opposés: une chute de neige en automne très copieuse et un été le plus chaud en Europe depuis le début des mesures météorologiques. Le deuxième événement est le plus important pour le bilan nivéo-glaciaire de cette année: l'hiver froid et sec et le printemps sec (il y a eu des chutes de neiges seulement au mois de mai) ont préparé la persistance de l'anticyclone subtropical qui sera la caractéristique de l'été jusqu'à la fin du mois d'août et qui apportera sécheresse et plusieurs victimes dans les plaines françaises, italiennes et chez d'autres pays méditerranéens. En septembre on ne peut pas positionner la snow-line (l'hypothèse est au dessus de 4000 m d'altitude), car le zéro thermique reste pendant plusieurs semaines au dessus des 4000 m, et quelque fois il arrive à 5000 m. L'ablation de la masse des glaciers en Lombardie n'a jamais été si forte.

Mots clés: *Alpes Centrales Italiennes, année hydrologique 2002-2003, anticyclone subtropical, altitude du zéro thermique*

Antonio Galluccio (*), Flavio Cambieri (*), Luigi Bonetti (**), Luca Bonardi (*), Giuseppe Cola (*)

THE 2002-2003 HYDROLOGICAL YEAR ON THE LOMBARD ALPS: A SNOW-WEATHER REPORT

2003 Glaciological Campaign in the Italian Central Alps (Lombardy)

By: SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO and

CENTRO NIVOMETEOROLOGICO REGIONALE DI BORMIO (ARPA)

Additional contributions by: Stefano D'Adda, Emanuele Congiu, Mario Butti, Valerio Paneri, Roberto Peja, Paolo Pagliardi, Bruno Rosa, Andrea Tamburini, Alfredo Praolini

1 - INTRODUCTION

Antonio Galluccio

One of the characteristics of the ongoing climatic phase is surely the constant repetition of extreme events, be they single events or meteorological periods: prolonged dry spells, hot summers, concentrated rains mostly in the form of floods. Consequently, after two completely different hydrological years, 2000-2001 the “year of the big snow” and 2001-2002 with scarce snowfalls, the Central Alps were hit by the devastating summer of 2003; 6 months after a huge snowfall, the summer was the hottest ever recorded in Europe since the beginning of systematic measurements. Scholars and enthusiasts of atmospheric matters had no chance to be bored. The alarm raised by these changes has spread worldwide and the “global change” could well be renamed “global warming”.

The early 2002-2003 hydrological year started very quietly and was climatically “normal”: September was lukewarm and with scarce rains, with a cold spell in the last third of the month. October was also a disappointing month for snow accumulation. In November, from the 12th to the 30th the snow fell almost incessantly (16 out of 19 days). At the Monte Sobretta's snow-station, the total snowfall was estimated at 8 m: the continuous chain of Atlantic disturbances produced the snowiest period ever recorded in the Central Alps, even exceeding that of the autumn of 1951, when people were forced to dig tunnels into the snow to locate valley roads. In this case, such extreme efforts were unnecessary because the snowline varied very much, sometimes being so high that Lombardy was affected by inevitable floods, fortunately without great damages.

On the other hand, wintertime was icy cold (especially January and February: - 26 °C in Livigno on the 2nd of February) bringing only minor snowfalls. Drought began to affect the Po plain, anticipating the more serious threats of the following months. In the mountains, snowfalls resumed again in May, when it was too late. In fact, a dreadful summer was about to start and a forewarning came between the 4th and the 8th of May. Despite the hot temperatures, the snow-cover on the Monte Sobretta's site was 240 cm at the beginning and 190 cm at the end of the month, second only to the 2000-2001 hydrological year, based on data collected since 1997.

June, a month often bringing the very last snow accumulations, showed its worst side when an African subtropical anticyclone came along, producing a hot-air bubble with temperatures reaching 36°C in Milano in the period between the 11th and the 16th. Apart from a short-lived cooling from 17 to 19 June, the month produced 28 days of torrid heat, similar to those of June 2002, only worse.

July brought some respite in the first ten-day period: nice snowfalls blanketed the peaks white once again but it was mere illusion: the heat was back, firstly in a subdued way, then more and more unbearable until the 24th of August. Those who were trapped in the cities know what we are talking about: unlivable houses, significant increase of death-rates among old people, ghostly mountains shaken by landslides never seen before, glaciers darkened by the emersion of endoglacial debris and by the lack of any snow-cover. A disaster, not only from the snow and ice point of view: lowlands were drying up all over Italy, with cultivated fields looking like savannas.

Most meteorological stations –or at least those we are connected to- registered new temperature records both for the monthly and daily averages and for the absolute maximum. The hot weather evaporated the ridiculous spring rains and the scanty summer storms.

Table 1 and photo 1: see page 10 and 11

The last few days of August brought the nightmare to an end: fresh northerly winds literally swept away the “lethal” atmosphere, and some snow sprinkles gave the Lombard mountains a less depressing look, though

(*) Servizio Glaciologico Lombardo (SGL). A. Galluccio: antonio.galluccio@fastwebnet.it; G. Cola: dosegu@libero.it; F. Cambieri: flavio.cambieri@fastwebnet.it; L. Bonardi: luca.bonardi@unimi.it

(**) Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio: l.bonetti@arpalombardia.it

not covering up recent injuries. September was a dry month, not very significant. There were three cold days at the beginning, a short “re-heating” in the middle and then regular thermal conditions throughout the end. The mentioned events affected the whole alpine range, with minimal differences among the various areas.

Consequently, the hydrological year ended up with a depressing balance for the Lombard glaciers. It was absolutely impossible to determine the position of the snow-line: only a few ice bodies in the Orobic Alps still retained some 2000-2001 firn, thanks to the protection provided by local orographic conditions. The scene was almost monochromatic as it was dominated by the scree’s brown colour up to 3000 m. On average, 2-3 m of ice had melted, even more for other glaciers, causing a regional loss of 250-300 million m³ of ice: an amount equivalent to 3 m of water covering the city of Milan. But the water from the glaciers saved the plains, which would not have survived otherwise.

The analysis of data from the meteorological station of S. Antonio Valfurva (tab. 1; figg.1 and 2) pointed out some interesting elements. In the accumulation period (October-June), temperatures were slightly below the average of the previous hydrological year, thanks to a cold February (- 3.1 °C less than the 1988-2002 average) partially counterbalancing the drastic + 4.4 °C of June. It is very well known that this was not a compensation; at our latitudes, cold winters are usually coupled with little rain, while torrid Junes trigger the early melting of snow: two combined negative effects.

The extraordinary precipitations of November 2002 distorted the pluviometric data for the year, partially altering the year-on-year comparison: the concentrated rains of that period, reaching an incredible +400% over the average value, produced a positive balance both for the winter season and for the whole hydrological year. In some way, this could also explain the big difference between the mountains and the plain: many low-level Lombard stations saw far less precipitations and ended the 2002-2003 hydrological year with a pluviometric deficit exceeding 50% which, in the early springtime, already caused a series of droughts further worsened by the summer meteorological course. As a confirmation, we quote the figure for the 2003 calendar year in S. Antonio Valfurva: 635 mm of rain, the lowest amount in a 16-year period.

From the thermal viewpoint, the average temperature of the four summer months (June-September) rose to 15.7 °C, 2.7 °C above the average. Apart from June’s + 4,4 °C, this strong increase reflected the + 1.7 °C of July and especially the +3.4 °C of August. September played a lesser role, though still showing a + 1 °C.

The recorded temperature increase of the four consecutive summer months brought along huge environmental consequences: the early and hot summer of 2003 caused multi-annual damage to the glacial domain. This is what was witnessed in 2003: June, always crucial for setting the trend of the alpine cryosphere’s annual balance, was so torrid that, by July, most of the glaciers had already lost their winter snow-cover. The month of August, normally bringing decreasing temperatures in the mountains, was warmer by +3,4 °C, thus completing the disaster: in nearly all sites below 4000 m, June and July dissolved any residual snow, causing a big loss in terms of firn and ice accumulated in the previous years.

Thermal and pluviometric trends of the summer of 2003 were typical of geographic areas where, at the same altitude, glaciers have no chances to survive, like the High Atlas of Morocco where the abundant snow precipitations of the winter cannot outlast the summer.

The still remarkable alpine ice bodies, confronted with a completely negative meteorological period, unsuitable for their long-term survival, paid too big a debt from a snow-balance viewpoint.

Photo 2 and figg. 1, 2, 3, 4: see from page 12 to page 15

2 - MONTE SOBRETTEA’s SNOW SITE: ACCUMULATION TRENDS FOR THE 2002-2003 HYDROLOGICAL YEAR

Antonio Galluccio

The climatic conditions are reflected in the data recorded at the main snow site of Monte Sobretta (see Fig. 4 for the yearly trend of the snow cover). Apart from the wonderful 2000-2001 curve (the “year of the big snow”) completely “out of scale” when matched against the other years, the 2002-2003 course showed a strong and early increase because of the heavy November snowfalls. The trend was approaching that of the record year, but the winter months added almost nothing and the total accumulation settled at lower-than-usual levels, highlighting the lack of precipitations in the December-April period. The small recovery of May did not drive the curve to the seasonal maximum - a typical condition between April and May- which still remained below November’s figure. Even more significant was June’s drop, when the site remained prematurely without snow.

Extending the analysis to a multiannual period (from 1997 onward, fig. 3) we realize that the trend of the glacial balance is unambiguously showing a progressively strong downward trend, with an overall surface drop of more than 7 m. Only the 2000-2001 hydrological year reversed the trend, producing a positive balance quickly offset by the two following years.

The graph emphasizes the reduction of the ice thickness occurred in the 2002-2003 hydrological year: 235 cm of ice², the largest amount since the keeping of records. To illustrate the damages suffered by the glacier, we can say that the dissolved ice equates to 8 - 10 years of slightly positive accumulations.

These considerations rise great worries about the glacier's long-term survival: with an estimated thickness of about 20 m and assuming the same climatic conditions, this ice-body is bound to disappear within the next ten years ³.

3 - THE TREND OF THERMAL ZERO AT MILANO-LINATE BETWEEN THE END OF APRIL AND THE BEGINNING OF OCTOBER 2003

Guido Catasta

The 2003 ablation period was characterized by the persistence of a subtropical anticyclone well centered on the alpine area from late spring to the end of the summer. This situation -bringing hot air to high altitudes and usually lasting but a few days- started exceptionally early, at the end of April, and persisted for five months with minor interruptions only, finally ending in the last days of September. The thermal zero remained almost constantly well above the average values of the period, promoting a rapid reduction of the snow-cover and a strong, long-lasting ablation of all glacial surfaces. The exceptionality of this year does not show up in the high elevations reached, still below some of the previous records, but rather in its extended duration. For instance, the thermal zero never dropped below 4000 m from 10 to 14 June (5 days), from 19 to 26 June (7 days), from 12 to 23 July (12 days!), from 25 to 28 July (4 days) and from 2 to 14 August (another 12 days!). Under such conditions, no regelation of snow and ice occurred during the night, not even at the highest elevations, thus promoting conditions of intense ice melting.

Analysing the most anomalous month of June, one should not be surprised by a maximum elevation of 4590 m for the thermal-zero line for but by the fact that it never dropped below 3447 m. The monthly average was 611 m above the average level. Similarly, the maximum elevation of the thermal zero in August (4971 m) is not as important as the fact that it never went below 3426 m of altitude.

Another peculiarity of the 2003 season was the early appearance of high temperatures at upper elevations, with above-average values from the third 10-day period of April into the following months. The departure from the recorded average for May and especially for June is very significant. Only four out of the 17 ten-day-periods recorded showed values below the average, while, from mid-June, the ten-day-average exceeded the altitude of 4000 m, remaining above that value almost until the end of August, with only a short break in the first ten days of July.

Table 2: see page 16

4 - SNOW AND METEOROLOGICAL CHRONICLES

Antonio Galluccio, Luca Bonardi, Luigi Bonetti

ACCUMULATION SEASON

September 2002 would have gone unnoticed if it weren't for the strong cooling occurring in the last part of the month, especially on the 23rd and the 25th, with an abrupt temperature drop of 7-9 °C affecting both the plain and the mountains. The month registered limited precipitations: about 50 cm of fresh snow dropped in three episodes in the first ten-day-period and 20 cm in the last period. In between, a warm thermal episode was responsible for an additional phase of ice melting. October was also lacking precipitations: only the snowfall of the 17th and 18th is worth mentioning, with about 50 cm of snow, while temperatures remained close to the average figures for the period, though half a degree higher. November brought quite a bit of snow between the 13th and the 29th; 16 snow events dropped 750 cm of fresh snow, with only a few hours' respite between the episodes. That was the most significant snowy period, both for thickness and duration, ever registered in the Italian Central Alps. Reiterating the climatic trend of the last twenty years, the minimum elevation of November snowfalls often moved above 2000 m of altitude, with many valley floors alternatively experiencing heavy rains and wet snowfalls. Between the 24th and 28th Lombardy was hit by floods, fortunately not quite catastrophic: the level of the Ticino River went up by more than 3 m, overflowing in many areas. For several days, the intensity of the phenomenon was quite impressive: some 400 mm of rain fell in Val Gerola on the 15th, a value representing one-half the annual precipitations of Valfurva. The month began and ended with three other minor events. The overall estimated precipitations on the Monte Sobretta's site were in the order of 790 cm of fresh snow, not too far from the total value of the 1997-1998 hydrological year. This figure becomes more significant if one is reminded that Alta Valtellina is, without any doubt, the

² during one of our summer surveys, the ranging rod n° 2, providing the ablation measurements, was found laying flat. As the fall could only have happened a few days before, the thickness loss can be estimated at 250 cm approximately.

³ this projection is supported by echo-sounding radar measurements performed on similar glaciers.

dryest area of Lombardy: in the Orobic Alps above 2500 m, for example, the amount of precipitations can be twice as much normally. December, lukewarm and rather dry, recorded a good snowfall in the Christmas period (60 cm between the 26th and 30th).

The year 2003 started with a long icy period, extending well over the first two months. In Livigno (1800 m) temperatures of - 25 °C or less were not unusual as such values were registered on the 7th, the 8th, the 11th and the 12th of January. The temperature dropped again to -22°C at the end of the month, reaching the winter absolute minimum (- 26 °C) on the 1st and 2nd day of February. The cold weather also affected the first ten-day period of March. At the same time, precipitations remained very scarce: 60 cm of fresh snow between January and February, 80 cm for the whole three-month period, with one single episode worth mentioning (25 cm from 21 to 22 January). A short warm break from 10 to 12 March (+12°C in Bormio) did not interrupt this very cold phase, which continued until the first ten days of April, with strong NE currents driving the temperatures down to - 15 °C on valley floors. The month of April, usually one of the rainiest of the year, was rather dry, with only 60 cm in 4 small episodes. The total winter snow accumulation at high elevations (January-April) added only 140 cm of fresh snow.

Things changed in May: the month began with 60 cm of snow between the 1st and the 3rd, the second most important snowfall since the previous November. Unfortunately, this was followed by a rapid thermal increase (up to 28-30 °C on the plains between the 4th and the 8th) which curtailed the beneficial effects of the snowfall. From 11 to 23 May, temperatures dropped once more, with frosts at middle alpine altitudes and three new snowfalls (days 9-10, 13-14, 20), adding another 65 cm of fresh snow. The month ended with a warm period (from 24 to 31 May) which did not prevent further 50 cm of snow between the 28th and the 31st. In summary, May recorded 175 cm of fresh snow, whose positive effects were somewhat hindered by the warm weather of the initial and final days of the period. Nevertheless, the Monte Sobretta's site registered a small increase of its snow cover.

Table 3: see page 17; photo 3: see page 18

ABLATION SEASON

The month of June, always crucial for the annual Alpine snow-ice dynamics, both for its long days and the thermal effect of the direct solar radiation, was the hottest ever recorded (+ 4.4 °C in S. Antonio Valfurva). Apart from a few, slightly fresher days (17, 18 and 19), the temperature rose dramatically, both in absolute value and elevation. Temperatures in Livigno (+ 26 °C on the 26th) and in Milano (+ 36°C in the period between the 11th and the 16th) were quite impressive. The Po plain registered temperatures well above + 32 °C for the whole month. In the mountains, the snow melted very quickly. Scanty rains reached the highest elevations: on the Monte Sobretta's site (3180 m a.s.l.) it rained between the 12th and the 15th, probably also in early days of the month (1, 7 and 8). 10 cm of fresh snow were registered only on the 28th. For the whole month, total accumulations were estimated at 20 cm, a largely insignificant figure when compared with the contemporaneous melting of the snow cover. The first half of July, when temperatures returned to their monthly average, gave hopes for a less penalizing meteorological trend. Furthermore, between the 2nd and the 4th a significant snowfall (150 cm) blanketed the Lombard Alps restoring their normal seasonal look, this also thanks to some early morning frosts (days 4-6). This was, unfortunately, a short-lived event: by the 12th the fresh snow was gone and the hard reality of glaciers without their winter cover was back once more. By mid-July the situation was that normally recorded in late August in an unfavorable year. Two sprinklings of snow (days 24 and 27-28) closed a month which saw the mountains hit by heat waves and the plains constantly plagued by an almost tropical sultry climate.

August reached a thermal paroxysm of unheard violence: the heat reached its maximum between the beginning of the month and the 18th. The Po plain experienced almost + 40 °C while Livigno registered + 29 °C on the 14th, probably the highest temperature ever recorded in that renowned mountain village. A slight drop of the thermal graph occurred between the 19th and the 23rd, with a more substantial reduction from the 24th. After the 29th, some wind, a few rains and a small snowfall (10 cm in Valtellina on the 31st) injected some vital energy into the exhausted European population. The month was + 3.4 °C hotter than the average and the glacial domains of Lombardy were extensively damaged by ice-melting up to 4000 m of elevations.

September started with three fresh days (1-3) and continued warm and dry. On the 17th, 18th and 19th temperatures rose once more, with a moderate re-occurrence of ablation.

It was the first part of October which put an end to a hydrological year which, for the snow-ice dynamics, could be well defined as the worse ever recorded in Lombardy.

Photo 4: see page 19

ABSTRACT (see page 20)

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2003

Settore Alpi Centrali Italiane

*Coordinamento scientifico, elaborazione di testi e dati /
Scientific co-ordination, text preparation and data processing:*
Antonio Galluccio, Riccardo Scotti, Paolo Pagliardi, Luca Bonardi

Coordinamento logistico-operativo / Logistical-operative co-operation:
Emanuele Congiu, Massimo Urso, Valerio Paneri, Stefano D'Adda, Mario Butti

Nivometeorologia / Snow-meteorology:
Luigi Bonetti, Antonio Galluccio, Andrea Almasio, Luca Bonardi, Stefano D'Adda, Eraldo Meraldi, Flavio Berbenni, Alfredo Praolini, Giuseppe Cola, Mario Butti, Mario Monfredini, Emanuele Congiu, Valerio Paneri, Roberto Peja, Bruno Rosa, Paolo Piccini

ELENCO DEGLI OPERATORI IMPIEGATI, PER SETTORE MONTUOSO / LIST OF THE OPERATORS INVOLVED IN THE VARIOUS MOUNTAIN SECTORS

(51 operatori / operators; 4 accompagnatori / accompanying)

SPLUGA-LEI (8): E. Congiu, M. Felisa, G. Ghielmi, M. Lojacono, P. Piccini, F. Rossini, C. Salmoiraghi, C. Scolari; CODERA-MASINO (5): A. Barilli, F. Di Gallo (acc.), G. Di Gallo, G. Gorni, K. Gunnarsson (acc.); DISGRAZIA-MALLERO (7): A. Almasio, M. Butti, F. Cambieri, A. C. Galluccio, M. E. Peroschi, S. Ratti, R. Scotti, M. Urso; BERNINA (7): S. Alberti, M. Butti, G. Catasta, L. Catasta (acc.), V. Paneri, R. Peja, B. Rosa; SCALINO-PAINALE (1): M. Butti; DOSDE'-LIVIGNO (10): V. Bianchi, L. Bonetti, A. Galluccio, F. Galluccio, G. Grazzi Lonardo, C. Lonardo, M. Marzorati, A. Molteni, S. Ratti, S. Zocchetti; ORTLES-CEVEDALE (12): S. Bettola, V. Bianchi, L. Bolognini, A. Borghi, G. Casartelli (CGI e CSC del CAI), G. Catasta, L. Catasta (acc.), G. Cola, P. Farioli, A. Galluccio, A. C. Galluccio, P. Landi (acc.); OROBIE (7): M. Butti, C. Ciapparelli, S. D'Adda, M. Merati, F. Mocchi, P. Pagliardi, R. Scotti; ADAMELLO (7): P. Caprara, A. Ciceri, M. Maggioni, M. Monfredini, P. Pagliardi, M. Pala, F. Rota Nodari.

N.B.

L'anno idrologico 2000-2001, con il suo inatteso e magnifico carico di neve vecchia, ha costituito fino a oggi l'unica vera eccezione all'interno di un periodo ventennale sfavorevole alla conservazione del glacialismo, proponendo però alcuni problemi di carattere interpretativo e uno ancor maggiore nel trattamento dei dati sintetici, secondo quanto segue.

Il metodo adottato dal Servizio Glaciologico Lombardo utilizza la stima qualitativa del bilancio di massa annuale del singolo ghiacciaio (la cosiddetta *fase dinamica*) per comporre quello complessivo regionale, anno per anno. Sino all'estate del 2000, il fatto che la fase dinamica indicata per la singola unità si riferisse a un periodo annuale (ad esempio un rilievo del 2000 nei confronti di uno del 1999) o pluriennale (sempre per il 2000 nei confronti del 1998, 1997 ecc.) non ne cambiava il segno, trattandosi sempre di decremento. Qualche eccezione ha potuto anche verificarsi, ma è stata di entità trascurabile, tale da non modificare il valore del dato globale. Per questo motivo si scelse di non distinguere tra rilievo annuale e pluriennale. L'interposizione dell'anno idrologico 2000-2001, connotato da un residuo nevoso estivo mai osservato negli ultimi venti anni, ha reso obbligatorio mutare indirizzo, in quanto non possono confluire nello stesso contenitore valutazioni relative a confronti tra il presente e situazioni passate più favorevoli (2001) e viceversa sfavorevoli (2000, 2002 e precedenti).

Tra l'altro, tale operazione rende necessaria anche una revisione del passato (almeno sino al 1991) al fine di uniformare il metodo. Per questi motivi, nelle tab. 4 e 6 si è praticata la distinzione tra il confronto riferito al 2002 (cioè all'anno immediatamente precedente quello del rilievo in oggetto) e il confronto riferito a situazioni più lontane, pluriennali: quest'ultimo non entrerà nella elaborazione statistica.

Il metodo suddetto verrà invariabilmente applicato negli anni a venire.

AVVERTENZE PER LA LETTURA

a - PARTE GENERALE

La parte generale contiene i dati complessivi di campagna (cap. 1), l'analisi delle variazioni del campione complessivo controllato (cap. 2) e dei soli ghiacciai-campione (cap. 3). Il metodo adottato dal Servizio Glaciologico Lombardo prevede che il giudizio sulla fase dinamica annuale del singolo ghiacciaio venga espresso sulla base delle evidenze morfologiche 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 le tab. 5, 6, 7 e la fig. 1 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 2002-2003 (cap. 4). Le modificazioni della copertura glaciale dei singoli settori montuosi vengono illustrate nella parte sistematica (cap. 5).

b - TABELLE DI RIEPILOGO (pag. 42)

Le tabelle sono 2: la prima contiene i dati dei rilievi degli apparati la cui ultima visita precedente è avvenuta nel 2002; la seconda contiene i dati di confronto con visite antecedenti al 2002. Per il singolo ghiacciaio vengono indicati: il *numero di catasto*, la *data del rilievo*, la *variazione frontale media annua* (tra parentesi è indicato l'anno di riferimento se diverso dal 2002), 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 (cap. 5, pag. 46)

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, essi trovano riscontro nelle fotografie di corredo.

stazionario <i>unchanged</i>	S	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>	IL	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>	IM	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>	IF	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>	DL	Neve vecchia scarsa, lieve 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>	DM	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>	DF	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>	I	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 / extinct	E	Estinto nell'anno in corso. / <i>Extinct during the ongoing year.</i>
estinto (conferma) <i>extinct (confirmed)</i>	EC	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>	neo	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: 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>		

Tab. 1 - indici sintetici utilizzati per definire la fase dinamica annuale dei ghiacciai lombardi: sigle e significati.

Tab. 1: synthetic indexes used to determine the annual dynamic phase of the glaciers in Lombardia: abbreviations and meaning.

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

GHIACCIAI OSSERVATI / CHECKED GLACIERS:		130
Totale delle osservazioni compiute <i>Total surveys : 214</i>	- confronto 2003-2002 / <i>comparisons 2003-2002:</i>	101
	- confronto 2003-annate precedenti il 2002/ <i>comparisons 2003-2001 or 199x:</i>	29
	- unità glaciali esistenti al 2002 / <i>existing units in 2002:</i>	97
	- unità di nuova identificazione (2003) / <i>newly identified units (2003):</i>	4
	- ghiacciai sottoposti alla sola osservazione fotografica / <i>glaciers checked only through photographic monitoring:</i>	84

operatori impiegati: 55; numero delle giornate di rilievo: 128; numero totale delle inquadrature fotografiche: 412
operators involved: 55; days for measurements: 128; pictures taken: 412

1b - DATI DI VARIAZIONE / PROVED VARIATIONS

	Unità osservate / surveyed units:	92	%
D	Ghiacciai in decremento / <i>shrinking glaciers:</i>	89	(97)
S	Ghiacciai stazionari / <i>unchanged glaciers:</i>	1	(1)
I	Ghiacciai in incremento / <i>growing glaciers:</i>	0	(0)
X	Ghiacciai incerti / <i>uncertain glaciers:</i>	1	(1)
E	Ghiacciai estinti / <i>extinct glaciers:</i>	1	(1)

Tab. 3: campagna glaciologica 2003 in Lombardia: sintesi dei dati di variazione del campione complessivo dei ghiacciai osservati.
Tab. 3: 2003 glaciological campaign in Lombardy: summary of changes within the bulk of surveyed glaciers.

2 - ANALISI DEI DATI DI VARIAZIONE: CAMPIONE COMPLESSIVO /
 ANALYSIS OF THE GENERAL VARIATION FIGURES: OVERALL SAMPLE

settore montuoso <i>mountain sector</i>	N. totale unità osservate <i>checked units</i>	confronto 2003-2002 <i>comparison 2003-2002</i>								confronto 2003 < 2002 <i>comparison 2003<2002</i>	osservazioni fotografiche <i>photographic monitoring</i>	n. totale osserv. <i>total checks</i>
		3	4	5	6	7	8	9	10			
		Dati di variazione <i>variations</i> (92 unità / units)							F.G.M. <i>minor units</i>	NEO <i>new units</i>		
		T	D	X	I	S	E					
Spluga- Lei	9	9	9	0	0	0	0	0	0	0	4	13
Codera-Masino	2	1	1	0	0	0	0	0	0	1	21	23
Disgrazia-Mall.	18	16	16	0	0	0	0	0	0	2	9	27
Bernina	6	6	6	0	0	0	0	0	0	0	9	15
Scalino-Painale	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Dosdè-Piazzì	14	10	8	0	0	1	0	1	0	4	6	20
Livigno	9	9	6	1	0	0	1	0	1	0	2	11
Ortles-Cevedale	25	25	25	0	0	0	0	0	0	0	16	41
Orobie	37	17	10	0	0	0	0	4	3	20	11	48
Adamello	9	7	7	0	0	0	0	0	0	2	6	15
Totali	130	101	89	1	0	1	1	5	4	29	84	214
%			(97)	(1)		(1)	(1)					

Tab. 4: dati relativi alla fase dinamica dei ghiacciai lombardi osservati nel 2003. Si noti la distinzione tra i rilievi eseguiti nei confronti del 2002 e quelli nei confronti degli anni precedenti al 2002 (vedi testo). LEGENDA (colonne): 1: settore montuoso; 2: n. totale dei rilievi (somma delle colonne 3 e 11); 3: n. dei ghiacciai con precedente rilievo eseguito nel 2002. Tra questi: 4: unità in decremento; 5: unità in fase incerta; 6: unità in incremento; 7: unità stazionarie; 8: unità estinte nell'anno (solo le colonne dalla 4 alla 8 forniscono un dato di variazione: 92 unità). 9: forme glaciali minori; 10: unità di nuova identificazione; 11: n. dei ghiacciai osservati con precedente rilievo anteriore al 2002; 12: osservazioni fotografiche; 13: n. totale delle osservazioni (somma delle colonne 2 e 12).

Tab. 4: 2003 summary of the dynamic phase of Lombardy glaciers. Please note the split between comparisons with 2002 and comparisons with years prior to 2002 (see text). LEGENDA (columns): 1: mountain sector, 2 checked units (sum of columns 3 to 11); 3: number of glaciers with previous 2002 surveys; 4: shrinking glaciers; 5: uncertain status; 6: growing glaciers; 7: unchanged glaciers; 8: extinct glaciers in 2003 (only columns 3 to 8 provide details of variations occurred to the 92 glaciers); 9: minor glacial units; 10: new glacial units; 11: number of glaciers with previous surveys made before 2001; 12: photographic observations; 13: totals (sum of columns 2 and 12).

3 - ANALISI DEI DATI DI VARIAZIONE: GHIACCIAI-CAMPIONE /
ANALYSIS OF THE VARIATION FIGURES: SAMPLE GLACIERS

GRUPPO I (24 unità) / GROUP I (24 units)			GRUPPO II (24 unità) / GROUP II (24 units)			GRUPPO III (27 unità) / GROUP III (27 units)		
unità glaciale / unit	variaz. media segnali (anno) / mean variation (year)	variaz. media annua / average annual variat.	unità glaciale / unit	variaz. media segnali (anno) / mean variation (year)	variaz. media annua / average annual variat.	unità glaciale / unit	variaz. media segnali (anno) / mean variation (year)	variaz. media annua / average annual variat.
Pizzo Ferrè	non misurabile		Suretta Sud	- 3	- 3	Pizzo Quadro N	- 44 (2000)	- 14,5
Rasica Est	non misurabile		Cima di Lago W	- 8 (2000)	- 2,5	Tambò Inf.	- 5,5	- 5,5
Ventina	- 22,5	- 22,5	Sivigia Nord-Est	non osservato		Cassandra W	+ 47 (2000)	+ 15,5
Vazzeda	- 43	- 43	Passo di Bondo	- 1	- 1	Cassandra C.	- 1,5 (2000)	- 0,5
Scerscen Inf.	- 7,5	- 7,5	Pioda Sud	non misurato		Sassera	- 4 (2000)	- 1,5
Fellaria W	- 21	- 21	Predarossa	- 9	- 9	Punta Baroni	- 19,5	- 19,5
Caspoggio	- 22,5	- 22,5	Cassandra Est	- 4	- 4	P.so Chiareggio	- 3 (2000)	- 1
Scalino	- 16,5	- 16,5	Disgrazia	- 15	- 15	Cima Rosso SE	- 37	- 37
Dosdè Est	- 36,5 (2001)	- 18	Sissone	- 24	- 24	Cima Rosso E	+ 3 (2000)	+ 1
Campo Nord	- 12,5	- 12,5	Scerscen Sup.	- 12,5	- 12,5	P.zo Tre Mogge	+ 10,5 (2000)	+ 3,5
Vitelli	non misurato		Fellaria Est	non misurato		Marinelli	- 4	- 4
Castelli W	- 29,5	- 29,5	Val Viola Est	- 7	- 7	C. Fontana NE	- 32,5	- 32,5
Gran Zebrù	- 22,5 (C)	- 22,5	Val Viola Ovest	- 8	- 8	Campaccio	- 86	- 86
	- 13,5 (E)	- 13,5	Zebrù	- 12	- 12	Sasso Torto	- 9	- 9
Cedec	- 18 (S)	- 18	Castelli Est	- 8,5	- 8,5	Verva Magg.	- 26,5	- 26,5
	- 70 (N)	- 70	Rosole	- 18,5	- 21	Dosdè Ovest	- 207,5 (1993)	- 21
Palon Mare	- 11,5	- 11,5	Col de la Mare I	- 36,5	- 36,5	Zebrù Est	nuovo segnale	
Forni	- 33	- 33	P.ta Pedranzini	- 19	- 19	Montagna V. II	- 16	- 16
Tresero	- 10	- 10	Alpe Sud	non misurato		Forà	- 16	- 16
Dosegù	- 25,5	- 25,5	Savoretta	- 36,5	- 36,5	S. Giacomo E	- 25,5	- 25,5
Sforzellina	non misurato		Pisgana Est	- 13,5	- 13,5	S. Giacomo W	- 14	- 14
Pisgana W	non misurabile		Lupo	- 7	- 7	P. Tresero SW	- 18	- 18
Venerocolo	- 15,5	- 15,5	Porola	0	0	Avio Est	non misurato	
Adamello (Baltzer)	- 23	- 23	Trobio Est	- 5	- 5	Miller Inferiore	- 2,5	- 2,5
(Conoide)	- 9,5 (1998)	- 2				Bondone Inferiore	nuovo segnale	
Marovin	- 4	- 4				Dente di Coca	- 1,5	- 1,5
Trobio Ovest	non misurato					Scais	0	0

Tab. 5: campagna glaciologica 2003: variazioni lineari delle fronti dei ghiacciai-campione lombardi.

Tab. 5: 2003 glaciological campaign: snouts variations of Lombardy sample glaciers.

Variazioni rispetto al 2002 / variations versus 2002:	50	ritiro / shrinkage: 48 (96 %)	avanzata / growth: 0	stazionari / unchanged: 2 (4 %)
Variazioni con anni precedenti il 2002 / variations versus years before 2002:	12	ritiro / shrinkage: 8 (66,5 %)	avanzata / growth: 3 (25 %)	stazionari / unchanged: 1 (8,5 %)

Tab. 6: trattamento dei dati della tab. 5, rispetto al 2002 e agli anni precedenti il 2002.

Tab. 6: summary of tab. 5 data versus 2002 and prior years.

anno / year	N. ghiacciai in ritiro / Nr of shrinking glaciers	N. ghiacciai in avanzata / Nr of growing glaciers	N. ghiacciai stazionari / Nr of unchanged glaciers	N. totale ghiacciai misurati / Nr of checked glaciers	% ritiro / shrinkage	% avanzata / growth	% stazionari / 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
2001	14	8	2	24	58,3	33,3	8,4
2002	42	11	0	53	79,2	20,8	0
2003	56	3	3	62	90,4	4,8	4,8

Tab. 7: le variazioni frontali dei ghiacciai lombardi dal 1990: la fase dinamica è espressa secondo il segno algebrico.

Tab. 7: the variations of the snouts of the glaciers in Lombardia from 1990. The dynamic phase is expressed according to the algebraic sign.

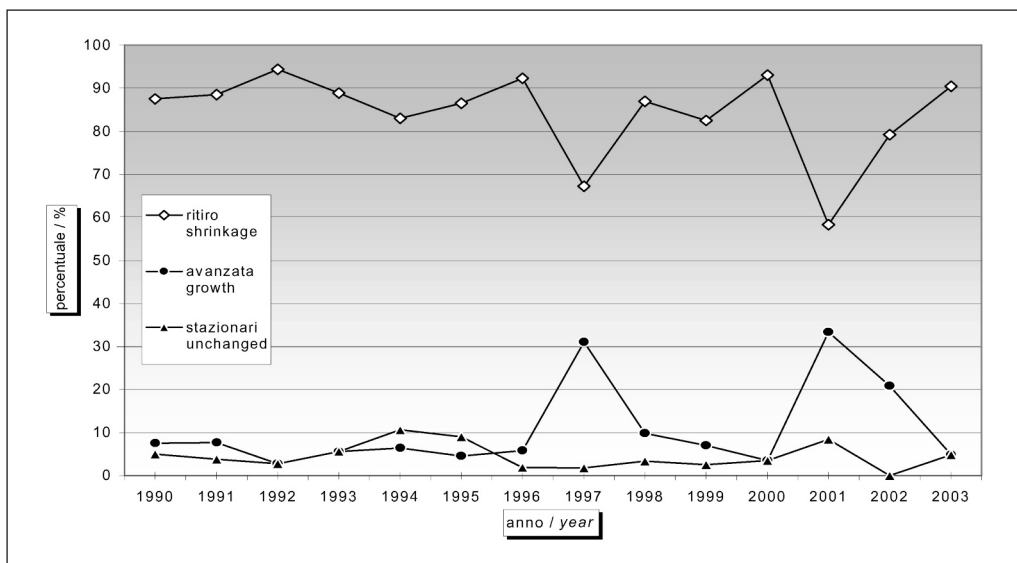


Fig. 1: le variazioni frontali dei ghiacciai-campione lombardi negli ultimi 13 anni.

Fig. 1: snouts variations of Lombardy sample glaciers over the past 13 years.

4 - ANNO IDROLOGICO 2002-2003: ANDAMENTO DELLA COPERTURA NIVO-GLACIALE DELLA LOMBARDIA

4.1 - INTRODUZIONE

Antonio Galluccio

Per l'ambito nivo-glaciale lombardo, e alpino in generale, l'anno idrologico 2002-2003 può essere definito senza tentennamenti il peggiore che si ricordi ¹. La grande nevicata occorsa nel mese di novembre 2002, di per sé un evento straordinariamente favorevole alle dinamiche glaciali, sia per le proporzioni sia per il periodo in cui si è verificata, non ha lasciato traccia di sé, demolita da un esordio precoce dell'ablazione (fin dalla prima decade di maggio alla media quota alpina) e da un andamento termico estivo spietato, che ha comportato la dissoluzione di ogni residuo nevoso stagionale, la demolizione della gran parte del firn del 2000-2001 e un abnorme fusione del ghiaccio di ghiacciaio a questi sottostante. Al termine dell'estate, la *snow-line* è sita attorno ai 3650 m di quota nel settore Ortles-Cevedale, ai 3400 m nel Massiccio del Disgrazia, a 3500 m nel Bernina, indefinibile altrove (in Adamello probabilmente oltre i 3600 m).

Con minime eccezioni, significative solo di situazioni locali (ad esempio nelle Alpi Orobie), tutti gli apparati mostrano un fortissimo decremento in termini di bilancio di massa annuale. I valori di fusione giornaliera del ghiaccio sono compresi tra i 4 e i 12 cm, a seconda dei periodi considerati, indipendentemente dalla quota, tra i 2550 m e i 3400 m: dato, quest'ultimo, inusitato, su cui compiere adeguate riflessioni.

Si osservano ovunque ritiri frontali consistenti che però, solo in alcuni casi – quelli inerenti gli apparati di minor spessore o di sfavorevole esposizione – esprimono davvero la portata di un simile sfacelo: sovente, infatti, la contrazione lineare sottostima di molto l'evento effettivamente prodottosi. Se ciò è ben spiegabile con il *tempo di risposta* della fronte per i ghiacciai più estesi, per tutti gli altri il decremento lineare ridotto, quando anche una stazionarietà (in 3 casi), si deve agli effetti positivi dell'annata 2000-2001, ancora non del tutto esauritisi. Nella compagine delle

¹ reggono il confronto, si fa per dire, solo i primi Anni Venti del secolo scorso: le annate 1921 e 1922 mostrano i ghiacciai lombardi assai più estesi di oggi ma con residuo nevoso nullo a tutte le quote, fin oltre i 3400 m.

variazioni bi- e triennali, ad esempio, annotiamo ancora ben 3 variazioni positive, anche se solo il Ghiacciaio del Pizzo Tre Mogge può dirsi in sicura avanzata rispetto al 2000, mentre per gli altri due tale dato è forse attribuibile alla presenza di placche di nevato in ambito proglaciale. Non di meno si evidenziano ritiri clamorosi, di molte decine di metri: trascurando la variazione di - 83 m del Ghiacciaio di Campaccio, imputabile alla dissoluzione di campi di firn pluriennale, il valore record si registra per il Ghiacciaio di Vazzeda, che arretra di 43 m in un solo anno



Foto 1: il Ghiacciaio di Col de la Mare II ripreso il 21 settembre 2003. Le altissime temperature dell'estate hanno raggiunto anche le quote più elevate delle montagne lombarde: la breve parete di ghiaccio, situata oltre i 3500 m, visibile al di sopra della crepaccia terminale, è interessata da fortissima fusione che produce l'emersione di rocce del substrato, con conseguente colamento di detrito. (G. Cola).

Photo 1: the Col de La Mare II Glacier on September 21st, 2003. The hot temperatures of the summer reached also the highest altitudes of Lombardy's mountains: the small ice wall over the 3500 m, above the terminal crevasse is affected by a melting that produces the formation of the substrate rocks and the consequent debris flow. (G. Cola).

4.2 - ANALISI DEL CAMPIONE DELLE UNITA' GLACIALI OSSERVATE

Per quanto attiene il campione globale (tabb. 3 e 4), la percentuale delle unità risultate in decremento di massa rispetto al 2002 sfiora il 100 %, surclassando le annate peggiori precedenti (1998, 1999, 2000, 2002). Poco diversa – e ciò costituisce una eccezione poco gradita rispetto al passato – la lettura dell'andamento degli apparati secondo il metodo della variazione frontale (tabb. 5, 6 e 7): oltre il 90 % degli apparati in ritiro. Inutile ogni ulteriore commento.

4.3 - EVIDENZE DI TERRENO

Situazione generale

Riccardo Scotti

Mai come nella scorsa stagione estiva la “deglaciazione alpina” si è resa così evidente sulle Alpi lombarde. L'andamento meteorologico, caratterizzato dalla eccezionale permanenza dello zero termico, per quasi 3 mesi, oltre la quota più alta della montagna lombarda, ha provocato importanti modificazioni morfologiche anche dell'ambito periglaciale e dei versanti, questi ultimi interessati dal rilascio di ingenti masse rocciose a causa della fusione del ghiaccio interstiziale (*permafrost*). Di conseguenza si sono avuti estesi eventi franosi, soprattutto nelle fasce altimetriche

più elevate (Bernina italiano e Ortles-Cevedale). Ricordiamo in particolare il crollo verificatosi poco a valle del Rifugio Marco e Rosa de Marchi al Pizzo Bernina e le numerosissime colate di detrito staccatesi dalle alte creste del bacino dei Forni (Punta Cadini, Pizzo Tresero).

Tornando ai ghiacciai, va detto che la imponente contrazione della massa ha prodotto fenomeni morfologici altrettanto vistosi. In generale si è assistito a un importantissimo incremento delle crepacciature, fatto spiegabile, oltre che con la messa a giorno di vaste porzioni di superficie normalmente coperte da neve o firn, anche con il probabile scivolamento verso valle delle colate provocato dall'intensa lubrificazione della zona di contatto fra ghiaccio e substrato roccioso. Crepacce terminali larghe fino a 30 m (Ghiacciaio del Cardonnè) e voragini anche sui *plateau* (emblematica l'immagine agostana del Ghiacciaio dell'Adamello a Nord del Passo Adamè) suggeriscono una vistosa accelerazione del flusso.

Date le altissime temperature registrate oltre i 3200 m, gravi perdite volumetriche si sono avute anche in alta quota, come testimoniano, ad esempio, i 229 cm di ghiaccio persi ai 3150 m del sito nivologico del Ghiacciaio di Pissgana Ovest.



Foto 2: il lobo "del Cornetto" del Ghiacciaio del Pizzo Scalino. Si nota l'affioramento di tre bozze rocciose, preludio al prossimo isolamento della colata dal retrostante corpo principale del ghiacciaio. (M. Butti, 14 settembre 2003).

Photo 2: the lobe of the "Cornetto" of the Pizzo Scalino Glacier. It is possible to notice the formation of three rocky elements that represent the prelude to the next isolation of the outflow from the main glacier's body. (M. Butti, September 14th, 2003).

Il decremento di spessore delle colate ha portato alla luce notevoli quantità di detrito endoglaciale che, sommato a quello proveniente dalle pareti rocciose, ha provocato un parziale ricoprimento delle masse ghiacciate: la conseguente, drastica diminuzione dell'albedo, ha potenziato la già forte fusione superficiale in atto. L'assottigliamento del ghiaccio ha inoltre prodotto l'emersione di numerosi nuovi *nunatak* e di finestre rocciose. Il fenomeno è stato osservato in tutti i massicci montuosi; due casi sono degni di particolare menzione: a - i tre affioramenti rocciosi che hanno quasi del tutto isolato la "lingua del Cornetto" del Ghiacciaio del Pizzo Scalino dal flusso principale (foto 2); b - la progressiva e rapida separazione del bacino superiore occidentale del Ghiacciaio di Pissgana Ovest dalla sua ancora poderosa lingua valliva a causa dell'inusitato ingrandimento degli affioramenti centrali già presenti in passato e di una nuova finestra rocciosa.

In molti casi, queste modificazioni morfologiche si svilupperanno anche nel prossimo futuro: ad esempio, l'emersione di porzioni rocciose segue sovente un andamento quasi esponenziale, in quanto la massa rocciosa, mano a mano che si ingrandisce assorbe una sempre maggior quantità calore che cede al ghiaccio circostante, fondendolo, con un meccanismo di *feed-back positivo*, che tende cioè ad auto-incrementarsi. La progressiva diminuzione di spessore dei grandi ghiacciai dotati di bacini di alimentazione plurimi produce poi un altro effetto, assai vistoso: rende evidenti le diverse componenti di flusso e suggerisce come ci sia da attendersi un ulteriore smembramento di queste colate. Il Ghiacciaio di Preda Rossa (Monte Disgrazia) è ormai composto da due diversi

apparati ben identificabili, uno ad alimentazione diretta proveniente dalla Sella di Pioda, e l'altro, inferiore, di falda, alimentato dalle valanghe provenienti dalla parete Sud del Monte Disgrazia; oggi non sussiste più alcun collegamento dinamico tra il Ghiacciaio di Venerocolo (Adamello) e la Vedretta dei Frati, suo ramo destro, prossimi quindi alla separazione.

Tra i *fenomeni epiglaciali*, non va dimenticato il ruscellamento superficiale che ha interessato le masse glaciali fino a quote inimmaginabili, con torrenti a vista nei bacini di accumulo anche oltre i 3500 m. I reticoli superficiali si sono ingigantiti, scavando *bédières* di grandi dimensioni: particolarmente colpite le lingue vallive del Ghiacciaio dei Forni, che hanno subito una fusione violenta e ininterrotta fin dalla seconda metà di giugno.



Foto 3: clessidra di ghiaccio alla fronte del Ghiacciaio di Cima di Lago Ovest (Val di Lei). Forme di questo tipo, generate da acque di fusione dilavanti, rendono conto di una fortissima fusione estiva del ghiaccio. (F. Rossini, 31 agosto 2003).

Photo 3: hourglass shaped ice at the snout of the Cima di Lago Ovest Glacier (Val di Lei). This kind of shape is created by washing away meltwaters and testifies the massive summer melting (F. Rossini, August 31st, 2003).

Da quanto si evince dai rilievi di settore, gli apparati che hanno subito i ridimensionamenti più gravi sono quelli di piccole e medie dimensioni privi di protezione orografica, anche se posti a quote elevate. Come noto, questa tipologia di ghiacciaio deve buona parte della propria esistenza a un andamento della stagione di ablazione che comporti accumuli nevosi estivi, per così dire “di protezione”. Unità glaciali quali Sassa d’Entova, Alpe Sud, Cassandra Superiore, Corna Rossa, Tambò, oltre alla maggior parte degli apparati della Val Masino e del Livignasco, non hanno potuto usufruire di alcuna nevicata estiva consistente e hanno così subito più di altri gli effetti negativi della torrida estate 2003.

Un’altra importante modificazione morfologica dell’alta montagna è quella inerente le pareti di ghiaccio, in molti casi quasi estintesi in soli 3 mesi. Si è trattato di un disfacimento clamoroso – con questi pendii solcati per lunghi periodi da torrenti impetuosi inseriti in inusitati reticoli idrografici superficiali (parete NW del Monte Pasquale) – che non ha risparmiato alcuna quota ed esposizione. Lo conferma lo stato miserevole della parete S del Monte Cevedale, posta tra i 3600 e i 3757 m, che a fine agosto appariva di colore marrone, striata da vasti franamenti. Il fenomeno ha notevolmente influenzato anche l’attività alpinistica, rendendo alcune vie del tutto impraticabili. Se molto risalto è stato dato dai *media* alla chiusura obbligatoria di alcune vie classiche in Valle d’Aosta, come quelle al Dente del Gigante e al Cervino, non mancano gli esempi nostrani, quale la dissoluzione della “Via degli Inglesi”, che saliva al Monte Adamello dal Ghiacciaio del Venerocolo.

In ultimo, in merito agli eventi della stagione estiva 2003, va detto che le maggiori preoccupazioni, in prospettiva futura, riguardano il concetto di *sito glaciogeno*. In molti casi, infatti, non si è avuta la completa scomparsa della massa glaciale, ma, cosa forse ancora più significativa, si è assistito all’estinzione del sito glaciogeno inteso come luogo “climatico” dove risiede e si conserva il ghiaccio, grazie a un microclima particolare prodotto dall’orografia, dalle condizioni di innevamento anche in ambito extraglaciaie e dalla presenza del ghiaccio stesso, capace con la sua massa di abbassare localmente le temperature, provocando correnti catabatiche e favorendo i

processi di condensazione del vapore acqueo (“*tempo della Vedretta*”) ². Eventi del tutto vanificati, nell’estate 2003, dalla persistenza di masse d’aria torrida e secca connessa a valori pressori elevatissimi.

In definitiva, una sorta di “che ci faccio qui” del ghiacciaio, nel segno di un cambiamento climatico senza precedenti in Lombardia, almeno per gli effetti che produce sulle masse glaciali.

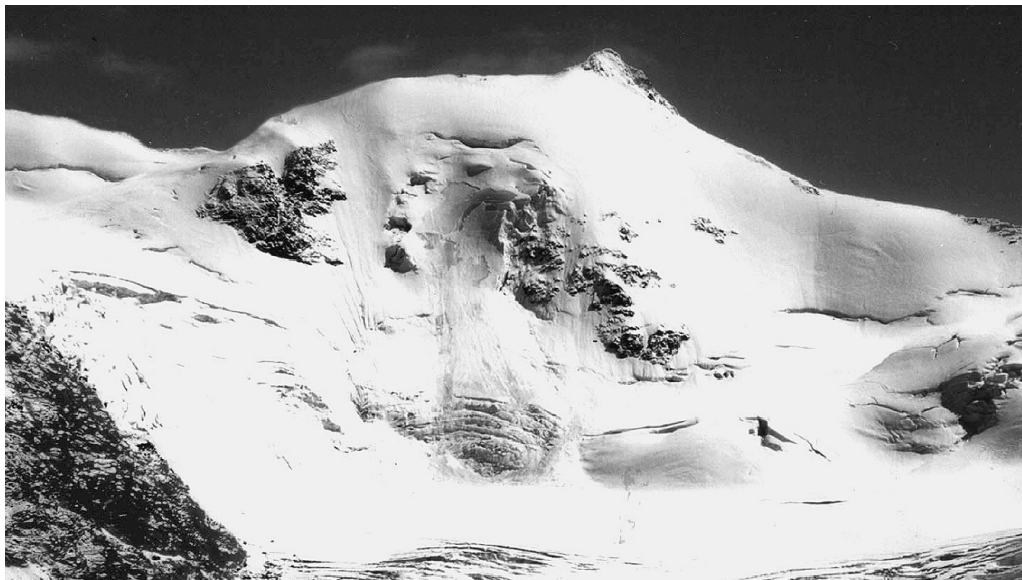


Foto 4 e 5: il versante NW della Cima Cadini, nel bacino del Ghiacciaio dei Forni, ripreso il 13 agosto 2002, dopo una nevicata estiva (in alto, A. Galluccio) e il 22 agosto 2003 (in basso, A. C. Galluccio). Si noti l'impressionante riduzione del ghiaccio di parete.

Photos 4 and 5: the northwest side of the Cima Cadini, in the Forni Glacier's basin, on August 13th, 2002, after a summer snowfall (above, A. Galluccio) and on August 22nd, 2003 (below, A.C. Galluccio). It is worth notice the incredible reduction of wall's ice.

² nel corso dell'estate 2003, lo scenario descritto è stato ricreato, per brevi periodi, solo dai ghiacciai di grandi dimensioni.

La quota della snow-line e lo zero termico (0 °C)

Paolo Pagliardi

Commentiamo una situazione ignota negli ultimi decenni, quando la quota della *snow-line* oscillava attorno al valore indicativo di 3000 m: l'annata recente peggiore, il 1998, relegava il limite della neve vecchia al di sopra dei 3300 m sui versanti a meridione e a 3150 m su quelli esposti a Nord. Ma l'estate 2003, la più calda del secolo, ha fatto sì che la superficie dei ghiacciai lombardi sia risultata per la quasi totalità al di sotto delle *snow-line* di settore calcolate, per lo più ipotetiche non essendo visibili sui monti ma solo stimabili al di sopra di essi (in media tra i 3400 e i 3650 m di quota). I pochi apparati che hanno potuto contare su minimi residui nevosi d'annata (ad esempio Pizzo Rosso e Cima di Lago W nel settore Spluga-Lei, Punta Baroni, Passo di Chiareggio, Cima di Rosso SE, nel settore Disgrazia), devono questo fatto a particolari situazioni orografiche. Uno scenario, quindi, quasi apocalittico quello presentato dai ghiacciai lombardi alla fine della stagione di ablazione 2003 che, come una impietosa falce, non paga di aver annullato il patrimonio nevoso annuale, cancella anche i cospicui residui di firn del 2001 e produce una fortissima e prolungata fusione del ghiaccio sottostante.

Per comprendere la genesi di questa situazione è utile tornare ad analizzare l'andamento dello zero termico (vedi *Nota nivo-meteorologica*, pag. 16). L'esordio dell'estate è precoce: lo 0 °C si porta oltre i 3000 m già il 2 di maggio (fino ai 3808 m del giorno 5). Dopo essere rimasto sopra i 3400 m fino al giorno 9, esso cala durante la seconda decade, avvicinandosi alle medie stagionali (calcolate negli ultimi 15 anni, anni di intenso ritiro glaciale). Dopo un netto declino alla metà del mese (1854 m, la neve cade fino ai 2220 m), le temperature si riportano sui valori medi.

Giugno assume un ruolo centrale nella dissoluzione della copertura nevosa: nella prima decade lo 0 °C si mantiene intorno ai 3700 m (media di confronto: 3200 m) ma sale ancor più in alto durante il resto del mese, attestandosi al di sopra dei 4000 m e senza mai scendere al di sotto dei 3500 m. In questo periodo, con il sole allo zenit, l'assoluta mancanza di rigelo notturno contribuisce alla fusione completa della neve stagionale al di sotto dei 3000 m, essendo questa in *omoterma* e imbibita fino alla base. I valori assoluti raggiunti dallo 0 °C sono ragguardevoli: il giorno 29 giugno esso è posto a 4584 m, all'incirca la quota della vetta del Monte Rosa.



Foto 6: margine proglaciale del Ghiacciaio Maggiore di Verva (Settore Dosdè-Piazzi): frana recente di blocchi rocciosi plurimetrici su un corpo di valanga dell'anno idrologico 2000-2001. Gli eventi franosi sono stati la manifestazione più eclatante delle modificazioni subite dal rilievo alpino glaciale e periglaciale nel corso dell'estate 2003. (V. Bianchi, settembre 2003).

Photo 6: proglacial margin of the Maggiore di Verva Glacier (Dosdè-Piazzi sector). Recent plurimetric rocky blocks' landslides on an avalanche body in the hydrological year 2000-2001. The landslides were the most striking events of the variations that affected the glacial and periglacial Alps range during the summer 2003. (V. Bianchi, September, 2003).

Luglio presenta un benefico raffreddamento nella prima settimana (2903 m il giorno 4), ma ormai il danno è fatto. E successivamente le cose peggiorano: per altre due settimane, con brevi diminuzioni, lo 0 °C si riporta oltre i 4000 m. Agosto arriva ad aggravare un disastro ormai conclamato: le temperature in quota raggiungono valori parossistici. I 4971 m del 4 agosto ben illustrano la situazione in atto: il ghiaccio fonde sulla cima del Monte Bianco, la montagna più alta d'Europa. Anche i *media* sottolineano questa anomalia che non accenna a terminare: il caldo insopportabile assume nell'Europa meridionale anche i connotati di piaga sociale, causando migliaia di vittime tra gli anziani.

Settembre inizia fresco e con un evento perturbato, ma tra il 16 e il 22 del mese lo 0 °C risale ancora per più giorni oltre i 4000 m. Un'altro episodio analogo di più breve durata si ha sul finire del mese, tra il 25 e il 28. Poi, finalmente, la fusione nivo-glaciale declina. Va detto che i rilievi compiuti nel corso della campagna glaciologica 2003 non tengono conto in molti casi di questa ultima fase che, come si evince dai dati ablatometrici, ha comportato una ulteriore e rilevante perdita di spessore del ghiaccio. Che dire? Difficile immaginare uno scenario peggiore.



Foto 7: il lago proglaciale dei Castelli, formatosi nei primi Anni Novanta, costituisce un esempio di evoluzione di lago epiglaciale di facile e remunerativa lettura. Il destino dinamico dell'invaso è il progressivo colmamento. (A. Galluccio, 5 settembre 2003).

Photo 7: the proglacial Castelli lake formed at the beginning of the 90s' represents an easy and remunerative reading example of epiglacial lake's evolution. The dynamic destiny of the storage is the progressive filling. (A. Galluccio, September 5th, 2003)



Foto 8: lago epiglaciale di recente formazione. La genesi rapidissima di questi specchi lacustri sulla superficie del ghiaccio è uno dei segni più significativi della fase di dissoluzione glaciale in atto. (Ghiacciaio di Dosegù, G. Cola, 24 agosto 2003).

Photo 8: recently formed epiglacial lake. The very quick origin of these lakes on the ice surface is one of the most meaningful sign of the current glacial dissolution phase. (Dosegù Glacier, G. Cola, August 24th, 2003).

Viene ancora una volta da interrogarsi sui motivi e sul significato climatico di eventi meteorologici tanto violenti, di frequente tra loro contrapposti. Ad esempio, oggi, mentre scriviamo (maggio 2004), si sta concludendo per alcuni settori glaciali lombardi una stagione di accumulo ottima, tra le migliori in assoluto. Non di meno, memori dei vecchi proverbi popolari (“*temporale di agosto, rinfresca il bosco*”), annotiamo che ormai una passata fase climatica sembra aver ceduto il passo a quella nuova del *riscaldamento globale*, nella quale iniziano a verificarsi quegli episodi estremi che i climatologi avevano pronosticato: episodi che oggi viviamo sulla nostra pelle.

BIBLIOGRAFIA

- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2001) - *Campagna Glaciologica 2000, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glacialis n. 4, Milano.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2002) - *Campagna Glaciologica 2001, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glacialis n. 5, Milano.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2003) - *Campagna Glaciologica 2002, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glacialis n. 6, Milano.

ABSTRACT

L'anno idrologico 2002-2003 è il peggiore che si ricordi sotto il profilo del bilancio di massa annuale dei ghiacciai lombardi. Nonostante una nevicata autunnale di proporzioni colossali, l'estate 2003, dall'esordio precoce e connotata dalla persistenza di temperature elevatissime, estende il periodo di ablazione a circa 4 mesi consecutivi, con limitate interruzioni e a tutte le quote. Gli effetti sulle masse glaciali regionali sono disastrosi: totale scomparsa della neve vecchia, demolizione della gran parte del firn dell'anno idrologico 2000-2001 e fusione del ghiaccio di ghiacciaio per uno spessore medio indicativo di 3 m. Anche il *permafrost* mostra sensibili variazioni, come si evince dalla miriade di frane staccatesi dalle pareti di roccia in ambito glaciale e dalla genesi di vistosi *debris/mud flows*. Appaiono imponenti i fenomeni epiglaciali: *bédierès* di enormi dimensioni, crolli glaciali, ricoprimento morenico per emersione di detrito endoglaciale, formazione di finestre e *nunatak*, dissoluzione di vaste porzioni delle pareti di ghiaccio.

Parole chiave: *ghiacciai lombardi, campagna glaciologica 2003, permafrost, debris/mud flows*

For what it concerns the yearly mass balance of Lombardy's glaciers the hydrological year 2002-2003 has been the worst. Despite of a huge snowfall in autumn, from its early beginning the summer 2003 is characterized by the persistency of very high temperature and extends the ablation period to about 4 months, with just few interruptions at all altitudes. The effects on regional ice masses are terrible: total vanishing of old snow, dissolution of the main part of the firn of the hydrological year 2000-2001 and melting of glacier's ice for an average thickness of about 3 m. Also the *permafrost* shows small variations, as it is possible to notice from the manifold landslides in the glacial sector and from the origin of considerable *debris/mud flows*. Some massive epiglacial phenomena appear: very big *bédierès*, glacial collapses, moraine cover caused by the surfacing of endoglacial debris, formation of inliers and *nunatak*, big dissolution of ice walls.

Key words: *Lombardy glaciers, 2003 glaciological campaign, permafrost, debris/mud flows*

L'année hydrologique 2002-2003 a été le pire au niveau du bilan de la masse des glaciers de la Lombardie. Bien qu'on a eu une très abondante chute de neige pendant l'automne, l'été 2003 avait commencé très tôt et les températures ont été presque toujours très hautes. Par conséquent la période d'ablation a été de 4 mois consécutifs, avec rares interruptions et à toutes les altitudes. Les effets sur les masses des glaciers de la région ont été ravageurs: enneigement vieux a disparu, démolition de la plupart du *firn* de l'année hydrologique 2000-2001 et fusion de la surface du glacier de 3 m environ. Même le *permafrost* a subi des variations évidentes, témoignées par beaucoup d'écroulements de rochers et par la création de grands *debris/mud flows*. On peut observer des phénomènes epiglaciaires imposants: grandes *bédierès*, écroulements de glace, couverture morainique pour l'émersion de détritiques endoglaciaire, formation des fenêtres et *nunatak*, dissolution de vastes parties des parois de glace.

Mots clés: *glaciers de la Lombardie, campagne glaciologique 2003, permafrost, debris/mud flows*

GLACIOLOGICAL CAMPAIGN 2003

Central Italian Alps sector

N.B.

So far the hydrological year 2000-2001 with its unexpected and majestic mass of old snow, represents the only real exception of the past twenty years, an unfavourable period for the preservation of glacialism, raising some problems about the right interpretation of the surveys and about the handling of the data, as explained below.

The methodology employed by the Servizio Glaciologico Lombardo to calculate, year after year, the overall regional balance is based on the estimated qualitative annual mass balance of each glacier (the so called dynamic phase). Until the summer 2000, the fact that the dynamic phase of every single unit referred to one year (for example year 2000 compared to 1999) or more years (2000 compared to 1998, 1997 etc) did not change the sign, since the numbers were always negative. There were some exceptions, but they were minimal and did not affect the global data's value. For this reason it was decided not to make any distinction between annual and multiannual surveys.

The interposition of the 2000-2001 hydrological year characterised by a summer residual snow cover never been reported in the last twenty years, made change the course, because it is no longer possible to include evaluations based on comparisons between the present and the more favourable (2001) or unfavourable (2000, 2002 and previous) past situations. Moreover, this kind of operation also requires a revision of the past (up to 1991) in order to achieve a consistent methodology. For these reasons, table 3 and 6 show a distinction between the comparison with 2002 (that is to say the year immediately preceding the last survey) and the comparison referred to multiannual and previous situations, the latter not included in the statistical processing. The above-mentioned methodology will be employed in the future.

READING INSTRUCTIONS

a- GENERAL PART

The general section contains the summary data of the campaign (chapter 1), the analysis of the variations of the surveyed global sample (chapter 2) and that of the only reference glaciers (chapter 3). According to the methodology employed by the Servizio Glaciologico Lombardo the assessment of the yearly dynamic phase of each glacier is expressed on the basis of reported morphological evidences of both the snout and the accumulation basin (direct monitoring, snout's measurement, photocartography, snow surveys): the terminology is explained in table 1. Moreover, in accordance with the methodologies employed by the Comitato Glaciologico Italiano, tables 5, 6, 7 and picture 1 have been added to show the only snout's variations of the glaciers (in this case the dynamic phase corresponds to the algebraic result: 0 m: *unchanged*; - sign: *shrinkage*; + sign: *growing*). General consideration on the development of Lombardy's glacialism in the hydrological year 2002-2003 will follow (chapter 4). The variations of the glacial cover of each mountain sector are described in the systematic part.

b- SUMMARY TABLES (page 42)

There are two tables: the first one contains the data of the units surveys surveyed for the last time in 2002; the second one contains the comparison of glaciers surveyed for the last time before 2002. The note for each glacier shows: *the land register number; the date of the survey, the average yearly variation*, (in brackets the reference year if different from the year 2002), *the dynamic phase, the altitude of the snow-line (Q.s.l.), the snout minimum elevation (QMF)*, a short summary note.

c- SYSTEMATIC PART (chapter 5, page 63)

The text includes the surveys of those glaciers showing particularly interesting variations or phenomena. Additional pictures usually illustrate them.

Tab. 1: see page 27

Tables 2, 3 and 4: see page 28

Tables 5, 6 and 7: see page 29

Fig. 1: see page 30

4 – HYDROLOGIC YEAR 2002-2003: DEVELOPMENT OF LOMBARDY'S SNOW-ICE COVER

4.1 INTRODUCTION

Antonio Galluccio

For what it concerns the snow-ice aspect in Lombardy and in the Alps in general, the hydrological year 2002-2003 can be undoubtedly considered as the worst¹. The big snowfall in November 2002 represented a very favourable event for the glacial evolution both for its proportions and for the period in which it occurred, but the absence of evidences is due to an early ablation (from the first ten days of May at medium altitude) and to inexorable summer temperatures that provoked the dissolution of big part of the 2000-2001 firn and the melting of the glacier's ice below. At the end of the summer the *snow-line* altitude was 3.650 m on the sea level in the Ortles-Cevedale's sector, and around 3400 m in the Massiccio del Disgrazia, and 3500 in the Bernina, indefinable somewhere else (in Adamello over 3600 m).

All units show a considerable shrinkage in the annual mass balance; the only few exceptions refer to local situations, such as in the Alpi Orobiche. The data of the daily ice melting go from 4 to 12 centimetres, according to the periods and independently from the altitude, between 2550 and 3400 metres on the sea level, the latter being an unusual value for adequate reflections. Considerable snout's shrinkage is reported everywhere but just the thinner and bad exposed glaciers show the proportion of this decline: in fact the linear contraction often underestimates the occurred event. Concerning the widest glaciers this can be easily explained with the *replying time* of the snout, while for all the others the slight linear shrinkage and also the unchanged situation is due to the positive effects of the year 2000-2001.

For example, among the biennial and triennial changes, three positive variations are reported, even if only the Pizzo Tre Mogge Glacier can be for sure considered developing if compared to the 2000, while for the other two, this figure could be caused by the shrinkage of snow plates in the proglacial ambit.

Clamorous shrinkage of tens of meters is also surveyed. The highest value, if we don't consider the variation - 83 m in the Campaccio Glacier due to the multiannual dissolution of the firn fields, refers to the Vazzeda Glacier whose withdrawal is 43 m in only one year.

Photo 1: see page 31

4.2 ANALYSIS OF THE SAMPLE OF THE SURVEYED GLACIERS

For what it concerns the global sample (tables 3 and 4) the percentage of the withdrawing units is 100% if compared to 2002 and it outclasses the worst previous years (1998, 1999, 2000, 2002). The reading of the units' trend according to the frontal variation methodology (tables 5, 6 and 7) is slightly different, and it doesn't represent a very pleasant exception if compared to the past: more than 90% of the units are withdrawing. Any further commentary is useless.

4.3 ON-THE-GROUND EVIDENCES

General situation

Riccardo Scotti

Last summer's "Alps' deglaciation" was the most remarkable that Lombardy has ever had. The meteorological trend, characterized by the extraordinary permanency of the thermal zero for almost three months above the highest altitude of the Lombardy's mountain, provoked an important morphological modification also in the periglacial aspects and along the sides, the latter affected by collapses of rocky masses caused by the interstitial ice melting (*permafrost*). As a consequence, extended landslides occurred, above all at the highest altitudes (Italian side of the Bernina and Ortles-Cevedale), as the collapse below the Marco and Rosa de Marchi's Refuge on the Pizzo Bernina and the manifold debris flows from the high crests of the Forni's basin (Punta Cadini and Pizzo Tresero). Regarding the glaciers, it is important to say that the massive mass's contraction produced considerable morphological phenomena. The usual considerable increase of the crevasse can be explained not only considering the exposure of wide portions of surface from snow or firn, but also the probable shifting of the flows towards the valley caused by intense lubrication of the area where the ice and the rocky substrate are touching. The 30 meters wide terminal crevasse (Cardonné Glacier) and chasm also on the *plateau* (symbolic is the image of the Adamello's Glacier north of the Passo Adamé) suggest a considerable flow's acceleration.

¹ only the first twenty years of last century can be at least considered for the comparison: in 1921 and 1922 Lombardy's glaciers were wider then nowadays but without snow residuals over more 3400 m.

Noteworthy mass losses occurred at high altitudes, due to very high temperatures registered over 3200 m, such as the 229 cm one at 3150 m on the snow site Pìsgana Ovest Glacier.

Photo 2: see page 32

The reduction of the flow's thickness let huge quantities of endoglacial debris coming out. If added to the one coming from the rocky walls, it covered part of the frozen masses: the consequent and heavy shrinkage of the visible light expanded the already strong melting in progress. The thinning of the ice also provoked the formation of many new *nunatak* and of rocky inliers. The event was reported on the entire massif. Two cases are worthy to be mentioned: a) the three rocky formations that almost isolated from the main flow the "Cornetto's tongue" of the Pizzo Scalino Glacier (photo 2); b) the progressive and quick separation of the upper west basin of the Pìsgana Ovest Glacier from its massive valley tongue, because of the unusual enlargement of central formations, already present in the past, and of a new rocky inlier.

These morphological variations will in many cases develop also in the next future: for instance the formation of new rocky blocks has often an exponential trend since the rocky mass, while enlarging, absorbs a higher and higher heat quantity that melts the surrounding ice with a *positive feed-back* mechanism, that tends to feed itself. Then, the progressive shrinkage of the big glaciers' thickness with plural feeding basins produces another important result: it points out the different components of the flow and suggests that another dismemberment of these flows will occur. The Preda Rossa Glacier (Monte Disgrazia) is now made up of two different and easily identifiable units: a direct feeding one coming from the Sella di Pioda, and a lower one, fed by the avalanches from the southern wall of the Monte Disgrazia; nowadays there isn't any other dynamic bond between the Venerocolo Glacier (Adamello) and its right branch, the Vedretta dei Frati, that are going to split.

An important *epiglacial phenomenon* is the surface streaming that involves the glacial masses up to unimaginable altitudes, with visible streams in the accumulation basins over the 3500 m. The surface networks enlarged, forming big *bédiers*. Especially affected were the valley tongues of the Forni Glacier, that since the second half of June was undergoing a violent and uninterrupted melting.

Photo 3: see page 33

Sector's surveys show that small and medium size units suffered the biggest reductions, since, even if at high altitudes, they do not have any orographic protection. As known, this glacier's typology mainly dues its existence to a trend of the ablation season, with protective summer snow accumulations. Some glacial units such as Sassa d'Entova, Alpe Sud, Cassandra Superiore, Corna Rossa, Tambò, together with the great part of the units of the Val Masino and Val Livignasco did not benefit from any huge summer snowfall and then suffered more than the others from the negative effects of the hot 2003 summer.

Another important morphological variation of the high mountains refers to the ice walls that in many cases almost extinguished in only three months. For long periods the walls underwent a violent and uninterrupted melting and were ploughed by impetuous streams flowing along unusual surfacing hydrological networks (NW Wall of Monte Pasquale). It was a clamorous weathering that affected any altitude or exposure. It is testified by the miserable conditions of the NW wall of the Monte Cevedale, between 3600 m and 3757 m that at the end of August was brown in colour and stripped by big landslides. The event also involved the alpine activity very much, making some trails completely inaccessible. Besides the great importance that the *media* gave to the closure of some well-known trails of the Valle d'Aosta, such as those to the Dente del Gigante and to the Cervino, there are many local examples, such as the dissolution of the "Via degli Inglesi" that from the Venerocolo Glacier reached the Monte Adamello.

Finally referring to the summer 2003's events, the biggest worries for the future concern the *glacial site's* concept. In fact in many cases the total vanishing of the glacial mass did not occur, but there was the disappearance of the glacial site considered as "climatic" place, where the ice keeps thanks to a particular microclimate produced by the orography, by the snow conditions in the extraglacial sphere and by the presence of the ice itself. Its mass can locally reduce the temperatures causing katabatic currents, favouring the steam condensation process (*Vedretta's weather*)². In summer 2003 the persistency of dry and torrid air masses together with very high pressure, vanished these events.

In conclusion, at least for the effects it produces on the glacial masses, this is a sort of climate change, the first one in Lombardy.

Photo 4 and 5: see page 34

² only big glaciers during the summer 2003, recreated for short periods the above-mentioned scenario.

The altitude of the snow-line and the thermal zero (0 °C)

Paolo Pagliardi

When the altitude of the *snow-line* was around 3000 m, the situation we are now going to comment was unknown: the worst recent 1998 year confined the old snow limit above the 3300 m on the southern sides and at 3150 northwards. Because of the summer 2003, which was the hottest of the century, the surface of Lombardy's glaciers was generally under the snow-line levels of the sector's calculations, even if these were not visible on the mountains, but only estimable above them (between 3400 m and 3650 m). The few units that could count on minimal snow residuals (Pizzo Rosso and Cima di Lago W in the Spluga-Lei sector, Punta Baroni, Passo di Chiareggio, Cima di Rosso SE in the Disgrazia sectors) due this fact to particular orographic situations. At the end of the ablation season in 2003, the scenario of Lombardy's glaciers is almost apocalyptic and not only annulled the yearly snow heritage, but even wiped out the huge residuals of the 2001 firn and provoked a heavy and considerable melting of the glacier below.

To understand the origin of this situation it is useful to analyse again the trend of the thermal zero (data of Milan-Linate: see *snow-meteorology note*). The summer starts earlier: on May 2nd the temperature above 3000 m is zero (up to 3808 m on the 5th). After the 10th it decreases and reaches the seasonal average temperatures (calculated in the last 15 years of intense glacial shrinkage). After a definitive decline in the middle of the month (1854 m, there are snowfalls up to 2220 m) the temperatures reach the average values.

June plays an important role in the dissolution of the snow cover: in the first 10 days the 0°C keeps around 3700 m (comparable average: 3200 m) but reaches higher altitudes (between 3500 and 4000 m) during the rest of the month. In this period and with the sun at the zenith the total absence of night regelation helps the complete melting of seasonal snow below 3000 m, since it is in a *omothermic phase* and imbibed till the bottom. The highest value reached by the zero is notable: on June 29th it was at 4584 m, about at the same altitude of the Monte Rosa peak.

Photo 6: see page 35

July presents a beneficial cooling in the first week (2903 on 4th) but now the damage is made. And then things are getting worst: for other two weeks, with short reductions, the 0°C goes over 4000 m. August worsen a declared disaster: the temperature at high altitude reaches violent features. 4971 m of altitude on August 4th clearly explains what is happening: the ice melts on the top of the Mont Blanc, the European highest mountain. Also the *media* underlines this anomaly that doesn't seem to stop: the unbearable heat in south Europe becomes a sort of social plague, causing thousands of victims among old people.

The beginning of September was fresh and disturbed, but between the 16th and 22nd the 0°C goes up again over 4000 m. Another similar but shorter event occurs at the end of the month, between the 25th and 28th. Then finally the snow-ice melting decreases. It is important to say that often many surveys of the 2003 glaciological campaign do not consider this last phase that causes another relevant loss of ice thickness. What can we say? That it is difficult to imagine a worst scenario.

Photo 7 and 8: see page 36

Once again we have to question ourselves about the reasons and the climate meanings of such violent and often opposing meteorological events. For example, today, while we are writing, (May 2004), in some Lombardy's glacial sectors one of the best accumulation season is finishing. Moreover we noticed that a climate phase is now over and that it seems to give the pace to a new one of the *global heating*, in which extreme events foreseen by climatologists start to happen: events that we are now experiencing on our skin.

REFERENCES and ABSTRACT (*see page 37*)

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2003 - SETTORE LOMBARDO - ELENCO DEI GHIACCIAI VISITATI
2003 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN IN LOMBARDY - LIST OF SURVEYED GLACIERS
rilievo precedente: 2002 / previous survey: 2002

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catalog nr.	glacial unit	date	front variat.	din. ph.	QMF	snow line	
SETTORE SPLUGA-LET							
364.0	PIZZO QUADRO NORD	20-ago	- 44	DF	2580	ass.	Neve vecchia assente, aumento del morenico / <i>No old snow, wide debris cover</i> (Scolari)
365.0	PIZZO FERRE'	13-set		DF	2595	n.v.	Nuove finestre rocciose, fronte stabile / <i>Bedrock emerging, front unchanged</i> (Congiù)
370.0	TAMBO' INFERIORE	31-ago	- 5,5	DM	2740	ass.	Neve vecchia assente / <i>No old snow</i> (Felisa)
371.0	SURETTA SUD	20-set	- 3	DF	2690	ass.	Grave perdita di spessore, rilievo con GPS differenziale / <i>Strong thickness reduction, DGPS survey</i> (Piccini, Lojacono, Salmoiraghi, Ghielmi)
1001.0	CIMA SOVRANA OVEST	30-ago		DF	2650	ass.	Neve vecchia assente. Apparato residuale / <i>No old snow, residual unit</i> (Ghielmi)
1002.0	PIZZO ROSSO	30-ago		DM	2630	2900	Innevamento residuo e firm del 2001, finestre rocciose alla fronte ingrandite / <i>Residual snow cover and 2001 firm, enlarged rocky inserts</i> (Ghielmi)
1003.0	CIMA DI LAGO NORD	30-ago		DM	2700	irreg.	Neve vecchia ed esteso firm del 2001, finestra rocciosa ingrandita / <i>Old snow and 2001 large residual snow cover, enlarged rocky insert</i> (Ghielmi)
1004.0	CIMA DI LAGO OVEST	30-ago	- 8 (2000)	DL	2590	2780 stima	Innevamento residuo 10-15%, firm 25%, lieve regresso frontale / <i>90% covered with residual snow, slight retreat of the front</i> (Ghielmi, Rossini, Scolari)
1005.0	PONCIAGNA	30-ago		DM	2600	irreg.	Chiazze irregolari di neve e firm, lieve regresso frontale, incremento della crepacciatura / <i>Irregular snowfields, slight retreat of the front</i> (Ghielmi)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 369.0 Pizzo Tambò, 372.0 Orsareigl, 373.0 Morteè, 8001.0 Guglie d'Altare							
SETTORE CODERA-MASINO							
390.0	PASSO DI BONDO	13-set	- 1	DL	2900	n.v.	Fronte meno turgida ma stabile, neve residua assente / <i>Front unchanged, no residual snow cover</i> (G.Di Gallo, F.Di Gallo, Gorni, Gunnarsson)
397.0	RASICA OVEST INF.	14-set		DL	2700	ass.	Copertura detritica, unità residuale da valanga / <i>Till covered, avalanches debris residual unit</i> (G.Di Gallo, F.Di Gallo, Gorni)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 383.0 Calvo Est, 383.1 Calvo, 383.2 Calvo NO, 383.3 Passo della Vedretta, 384.0 Ligoncio, 385.0 Badiletto, 386.0 Badile, 387.0 Cengalo SW, 388.0 Cengalo SE, 389.0 Gemelli, 391.0 Passo di Bondo Inf., 392.0 Pizzo del Ferro Ovest, 8104.0 Placca del Ferro, 393.0 Pizzo del Ferro Centrale, 394.0 Quallido, 396.0 Zocca Est, 398.0 Rasica Ovest Superiore, 399.0 Rasica Est, 9103.0 Rasica Est Superiore, 406.0 Pioda SW, 407.0 Pioda Sud.							
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO							
408.0	PREDA ROSSA	27-ago	- 9	DF	2615	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
409.0	CORNA ROSSA	27-ago		DF	n.v.	ass.	Drastica riduzione, 1/3 copertura detritica / <i>Strong shrinkage, 33% till covered</i> (Urso)
410.0	CASSANDRA OVEST	6-set	+ 47 (2000)	DM	2775	ass.	Neve vecchia assente, estesa copertura di firm del 2001 nella metà inferiore / <i>No old snow, large residual snow cover (2001) in the end sector</i> (Scotti, Urso)
410.1	CASSANDRA CENTRALE	6-set	- 1,5 (2000)	DM	2935	ass.	Esteso e sottile mantello di firm pluriennale / <i>Large, but not very thick firm cover</i> (Scotti, Urso)
411.0	CASSANDRA EST	6-set	- 4	DM	2720	n.v.	Firm del 2001 nel bacino di accumulo, lieve regresso frontale, collegamento esiguo con la fronte / <i>2001 firm in the catchment basin, slight retreat of the front</i> (Scotti, Urso)
411.1	CASSANDRA SUPERIORE	6-set		DF	3120	ass.	Drastica riduzione volumetrica / <i>Very strong volume shrinkage</i> (Scotti, Urso)
412.0	SASSERSA	6-set	- 1,5 (2000)	DL	2680	ass.	Fronte esigua, copertura morenica recente / <i>Further shrinkage of the tongue, till cover</i> (Ratti)
416.0	VENTINA	6-set	- 22,5	DM	2222	irreg.	Neve vecchia oltre 2800 m, grave erosione firm 2001, perdita di potenza della lingua e modificaz. morfologiche alla fronte / <i>Old snow only above 2800 m a.s.l., shrinkage of the 2001 firm, tongue's thickness reduction, morphological variations of the front</i> (Peroschi, Cambieri, Urso)
417.0	CANALONE DELLA VERGINE	31-ago		DM	2700	3100	Perdita di spessore della lingua, placca di firm pluriennale a valle della fronte / <i>Thickness reduction of the tongue, firnfield below the front</i> (Peroschi, Cambieri, Urso)
419.0	DISGRAZIA	20-set	- 15	DM	2383	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
420.0	PUNTA BARONI	7-set	- 19,5	DM	n.v.	2770	Scomparsa del firm pluriennale in zona frontale; neve vecchia alla base delle pareti / <i>Firm gone in the front sector, old snow at the base of the walls</i> (Almasio, Urso)
421.0	PASSO DI CHIAREGGIO	6-set	- 3 (2000)	DL	n.v.	2980	Discreto innnevamento residuo; fronte coperta da detrito / <i>Good residual snow cover, debris cover in the front area</i> (Almasio, Urso)
422.0	SISSONE	6-set	- 24	DF	2625	n.v.	Estinzione del firm e perdita di spessore, espansione nunatak centrale, nuovo lago proglaciale / <i>Firm gone and thickness reduction, central nunatak enlarged, new proglacial lake</i> (Almasio, Urso)
423.0	CIMA DI ROSSO SUD-EST	30-ago	- 37	DF	2870	2900 3030	Neve vecchia scarsa; copertura di firm su 40-50%; arretramento frontale / <i>Little old snow, firm on 40-50% of the surface, retreat of the front</i> (Almasio, Urso)
424.0	CIMA DI ROSSO EST	30-ago	+ 3 (2000)	DL	2745	n.v.	Neve vecchia scarsa; firm su 50-60%; fronte coperta da detrito, grotta alla fronte / <i>Little old snow, firm on 50-60% of the surface, debris cover in the front area</i> (Almasio, Urso)
425.0	VAZZEDA	13-set	- 43	DM	2760	2900 2780	Neve vecchia scarsa, grave decremento (bilancio di massa), forte ritiro frontale / <i>Little old snow, strong volume shrinkage (mass balance), significant retreat of the front</i> (Butti, Urso)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 409.1 C. Bruciati I, 409.2 C. Bruciati II, 9200.0 C. Bruciati III, 418.0 Pizzo Ventina, 430.0 Sassa di Fora, 430.1 Passo delle Tre Mogge, 431.1 Sassa d'Entova, 431.2 Pizzo Malenco Sud.							
SETTORE BERNINA							
432.0	SCERSCEN INFERIORE	25-ago	- 7,5	DF	2595	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
433.0	SCERSCEN SUPERIORE	25-ago	- 12,5	DF	2565	ass.	Neve dell'anno assente, riduzione del firm, grave decremento volumetrico, frana e detrito superficiale in aumento / <i>No old snow, 2001 firm thickness reduction, strong volume shrinkage, till enlarged</i> (Peja, Paneri, Rosa)
434.0	MARINELLI	24-ago	- 4	DF	2992	ass.	Neve e firm estinti, forte decremento volumetrico, esker nei pressi della fronte / <i>No old snow and no firm, strong volume shrinkage, one esker below the front</i> (Peja, Paneri, Rosa)
435.0	CASPOGGIO	23-ago	- 21,5	DM	2715	ass.	Neve vecchia assente, firm del 2001 alla base delle pareti, decremento volumetrico, fronte e zona adiacente in rapida evoluzione / <i>No old snow, 2001 firm at the base of the rocky walls, volume shrinkage, front retreat</i> (Alberti)
439.0	FELLARIA OVEST	26-ago	- 21	DF	2600	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
441.1	CIMA FONTANA NE	25-ago	- 32,5	DF	2835	ass.	Gravissima contrazione volumetrica / <i>Very strong volume shrinkage</i> (Butti)
443.0	PIZZO SCALINO	14-set	- 16	DM	2590	ass.	Neve vecchia assente; firm del 2001 oltre i 3040 m; tre finestre rocciose sulla lingua del Cornetto / <i>No old snow, 2001 firm above 3040 m a.s.l., 3 new rocky inliers</i> (Butti)

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catalog nr.	glacial unit	date	front variat.	din. ph.	QMF	snow line	
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 8301.0 Cime di Musella, 436.0 Sasso Moro Nord Est, 437.0 Sasso Moro Nord Ovest I, 439.1 Fellaria Centrale, 440.0 Fellaria Est, 440.1 Fellaria Superiore I, 440.2 Fellaria Superiore II, 441.0 Pizzo Varuna.							
SETTORE DOSDE'-PIAZZI							
462.0	CAMPACCIO	2-ott	-86	DF	n.v.	ass.	Neve vecchia assente; dissoluzione delle placche di firn pluriennale; riduzione di spessore / <i>No old snow, firn stretches gone, thickness reduction</i> (Bonetti)
463.0	SASSO TORTO	2-ott	-9	DF	2700	ass.	Neve vecchia assente; campi di firn del 2001 / <i>No old snow, 2001 firn fields</i> (Bonetti)
9401.0	MOTTI	2-ott			n.v.	ass.	Completamente coperto da detriti, minimi residui valanghivi nel settore inferiore / <i>Total debris cover, small avalanche debris</i> (Bonetti)
467.0	VAL LIA	5-set		DM	2640	ass.	Smagrimento complessivo; incremento dei crepacci; persistenza di firn sul pianoro intermedio / <i>Strong volume shrinkage, crevasse enlarged</i> (A. Galluccio)
467.1	VAL LIA EST	5-set		DM	2920	ass.	Neve vecchia assente; riduzione di spessore; distacco del pendio glaciale superiore / <i>No old snow, thickness and upper ice wall reduction</i> (A. Galluccio)
468.0	CARDONNE'	5-set		DF	2480	ass.	Emersione di nuovi affioramenti rocciosi e ingrandimento di quelli già esistenti; firn sui pianori intermedi; grave involuzione delle fronti / <i>New rocky inliers, firn fields, strong retreat of the terminal tongues</i> (A. Galluccio)
471.0	VERVA MAGGIORE	13-set	-26,5	DF	2725	ass.	Scomparsa dei grandi accumuli di firn presenti fino al 2002; riduzione di spessore / <i>Firn gone, thickness reduction</i> (Bianchi)
476.0	VAL VIOLA EST	14-set	-7	DM	2795	ass.	Regolarizzazione della fronte; neve vecchia assente; riemersione del roccione centrale / <i>Regular perimetral borders of the tongue, no old snow, central rocky inlier enlarged</i> (Ratti, F. Galluccio)
477.0	VAL VIOLA OVEST	14-set	-8	DM	2830	ass.	Netto ritiro della fronte / <i>Snout's shrinkage</i> (Ratti, F. Galluccio)
477.1	CIMA DUGORALE	14-set		S	n.v.	ass.	Firn del 2001 sulla parte inferiore / <i>2001 firn on the end sector</i> (Ratti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 466.0 Rinalpi, 472.0 Passo dei Sassi Rossi Ovest, 474.2 Cima di Lago Spalmo W, 474.3 Cantone di Dosdè I, 474.4 Cantone di Dosdè II, 478.0 Corno di Dosdè,							
SETTORE LIVIGNO							
990.0	MINE SUPERIORE	6-set		DL	2940	ass.	Separazione in due subunità, incremento copertura morenica / <i>Two branches disjoined, debris cover enlarged</i> (Marzorati, Molteni)
991.0	MINE	6-set		DL	n.v.	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
991.1	MINE INFERIORE	6-set		I	2660	ass.	Massa residuale; un campo di valanga di 5-6 m di spessore sulla fronte / <i>Residual unit, avalanche debris (thickness: 5-6 m) on the front area</i> (Marzorati, Molteni)
992.0	C.NA CAPRA DI DENTRO	6-set		DL	2750	ass.	Aumento della copertura detritica / <i>Debris cover enlarged</i> (Marzorati, Molteni)
992.0	C.NA DI CAPRA DI FUORI	6-set		E		ass.	Massa residuale impastata di detriti / <i>Residual unit, debris covered</i> (Marzorati, Molteni)
996.0	VAL NERA OVEST	6-set		DM	2750	n.v.	Notevole involuzione / <i>Strong retreat</i> (Grazzi, Lonardo, Zocchetti)
997.0	CAMPO NORD	6-set	-12,5	DM	2840	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
1000.0	SALIENTE	21-set		DM	n.v.	ass.	Coperto di detrito, forte contrazione / <i>Debris covered, strong retreat</i> (Grazzi, Lonardo, Zocchetti)
9412.0	CASSA DEL FERRO	7-set		neo			Minuscolo nevajo in sito occupato da ghiacciaio nella P.E.G. / <i>Very small snowfield</i> (Grazzi, Lonardo, Zocchetti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 997.4 Punta Orsera IV, Pizzo Fier.							
SETTORE ORTLES-CEVEDALE							
490.0	ZEBRU'	13-set	-12	DF	2910	n.v.	Marcata riduzione di spessore della fronte; incremento della crepacciatura / <i>Strong tongue's thickness reduction, crevasse's increase</i> (A. C. Galluccio)
490.1	ZEBRU' EST	13-set		DM	2860	n.v.	Incremento della crepacciatura / <i>Crevasse enlarged</i> (A. C. Galluccio)
492.0	MINIERA	5-set		DM	n.v.	n.v.	Riduzione di spessore, incremento dei detriti / <i>Thickness reduction, debris cover enlarged</i> (A. Galluccio)
493.0	CASTELLI EST	5-set	-8,5	DM	2820	ass.	Nuovo affioramento roccioso, con distacco dinamico della placca superiore / <i>New rocky insert, upper stretch disjoined</i> (A. Galluccio, Lovari)
494.0	CASTELLI OVEST	5-set	-29,5	DF	2760	ass.	Neve vecchia assente, generale appiattimento; forte copertura morenica / <i>No old snow, thickness reduction, strong debris cover</i> (Bianchi, Farioli, A.C. Galluccio)
495.1	MONTAGNA VECCHIA II	13-set	-16	DF	2725	ass.	Incremento della copertura morenica / <i>Debris cover enlarged</i> (Bettola, Landi, Peressini)
496.0	FORA'	13-set	-16	DF	2740	ass.	Contrazione frontale / <i>Snout's shrinkage</i> (A. Galluccio, Farioli, A.C. Galluccio)
502.0	GRAN ZEBRU'	30-ago	-13,5(E) -22,5(C)	DF	2980	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
502.1	PASSO DI CEDEC	20-set		DF	3030	ass.	Neve vecchia assente; scomparsa del firn 2001; fronte coperta di morenico / <i>No old snow, 2001 firn gone, debris cover in the front area</i> (G. Catasta)
503.0	CEDEC	20-set	-18 (S) -70 (N)	DF	2680 2910	3200	Forte ritiro della lingua N; isolamento di un lobo sospeso in dx idrografica nella lingua S / <i>Strong shrinkage of the North tongue, hanging lobe on the right (South tongue)</i> (G. e L. Catasta)
506.0	ROSOLE	14-set	-18,5	DF	2975	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
506.1	COL DE LA MARE I	21-set	-36,5	DF	2780	3580	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
506.2	COL DE LA MARE II	21-set		DM	3150	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
507.0	PALON DE LA MARE	24-ago 21-set	-11,5	DM	2980	3450	Perdita di spessore stimata in 3-4 m; aumento della crepacciatura intorno a quota 3400 / <i>Thickness reduction (3-4 m), crevasse increasing around q. 3400 a.s.l.</i> (A. C. Galluccio, Cola)
507.1	FORNI	14-set	-33	DF	2500	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
508.0	SAN GIACOMO EST	8-set	-25,5	DF	2755	ass.	Neve vecchia assente / <i>No old snow</i> (Cola, A. Galluccio)
509.0	SAN GIACOMO OVEST	8-set	-14	DM	2905	ass.	Neve vecchia assente; appiattimento della fronte / <i>No old snow, snout's shrinkage</i> (Cola)
510.0	CERENA	22-ago		DM	2430	ass.	Fronte immutata; aumento copertura morenica per crolli dalle pareti rocciose / <i>Front unchanged, increase of the debris cover by recent collapses</i> (A.C. Galluccio, Cola)
511.0	TRESERO	24-ago	-10	DF	3020	3250	Generale appiattimento, numerose <i>bédiers</i> ; allargamento del <i>nunatak</i> di q. 3150 m / <i>Thickness reduction, q. 3150 nunatak enlarged</i> (Bolognini, Borghi)
512.0	PUNTA PEDRANZINI	29-ago	-19	DF	3120	3350	Ritiro asimmetrico della fronte; neve vecchia scarsa; aumento copertura di morenico fine; affioramento roccioso sul lato sx a 3200 m / <i>Asymmetric retreat of the front, little old snow, increase of the debris cover, new rocky inlier (3200 m)</i> (Bolognini, Borghi)
512.1	DOSEGU'	14-set	-25,5	DF	2800	n.v.	Profonda frattura lungo tutto il perimetro tra ghiaccio e roccia, aumento del numero e della profondità dei seracchi, formazione di un <i>calderone</i> in vicinanza del limite frontale / <i>Deep fracture between ice and bedrock on the perimetral borders, a new calderone del ghiacciaio in the front area, increase of the crevasse's number</i> (Bettola, Landi, Peressini)

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catalog nr.	glacial unit	date	front variat.	din. ph.	QMF	snow line	
512.2	PIZZO TRESERO SW	29-ago	-18	DF	3150	ass.	Neve dell'anno assente; riduzione di spessore; allargamento del cuneo di roccia in sinistra idrografica / <i>No old snow, thickness reduction, rocky inlier enlarged (hydrographical left)</i> (Bolognini, Borghi)
513.0	PASSO DOSEGU' I	29-ago		DL	n.v.	ass.	Ingrandimento del lago proglaciale e formazione di un nuovo lago più a valle / <i>Proglacial lake enlarged; new lake below the front</i> (Bolognini)
519.0	ALPE SUD	24-ago		DF	n.v.	ass.	Placca inferiore avviata a rapida estinzione; neve vecchia e firm assenti / <i>No old snow and firm, strong area shrinkage of the lower ice stretch</i> (Bolognini)
527.0	SAVORETTA	30-ago	-36,5	DF	2680	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 488.0 Campo, 495.0 Montagna Vecchia I, 495.2 Montagna Vecchia III, 495.3 Montagna Vecchia IV, 499.0 Confinale Sud, 500.1 Cima della Manzina, 8500.1 Cime Forni SE, 504.0 Pasquale N, 505.0 Pasquale S, 507.2 S. Giacomo S, 510.1 Pizzo Tresero N, 516.0 Sforzellina, 518.0 Gavia, 522.0 Sobretta NE Superiore, 522.1 Sobretta NE Inferiore, 571.0 Pietre Rosse Nord.							
SETTORE ADAMELLO							
575.0	PISGANA EST	3-set	-13,5	DF	2540	ass.	Decremento di massa, arretramento e appiattimento della lingua; aumento della copertura morenica / <i>Mass shrinkage, flow's thinning, debris cover enlarged</i> (Pala, Monfredini, Rota Nodari, Pagliardi)
577.0	PISGANA OVEST	3-set		DF	2565	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
581.0	VENEROCOLO	31-ago	-15,5	DF	2540	ass.	Lingua valliva poco alimentata; diminuzione di spessore di circa 3 m; Vedretta dei Frati prossima alla separazione / <i>Valley tongue poorly fed, thickness reduction (3 m); Vedretta dei Frati near to the disjunction</i> (Maggioni)
582.0	AVIO EST	6-set		DM	n.v.	ass.	Neve vecchia assente; assottigliamento della colata / <i>No old snow, flow's thinning</i> (Maggioni)
583.0	AVIO CENTRALE	6-set		DL	2640	irreg.	Superficie appiattita; presenza di placche disgiunte di neve vecchia / <i>Flat surface, old snow stretches</i> (Maggioni)
599.1	MILLER INFERIORE	6-set		D	2675	n.v.	Parte inferiore ridotta di volume e coperta di detrito; settore sx idrografico superiore separato dal corpo principale / <i>Volume shrinkage and debris cover of the lower sector; upper sector (hydr. left) disjuncted</i> (Caparra, Cicen)
608.0	ADAMELLO (complessivo)	3-set		DF		ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	PIAN DI NEVE	3-set		DF	-	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	CONOIDE DI SALARNO	7-set	-9,5	DM	n.v.	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EFFLUENZA SALARNO	7-set		DL	n.v.	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	GHIACCIAIO BALTZER	7-set	-23	DF	2670	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EFFLUENZA MANDRONE	3-set		DF	2550	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EFFLUENZA ADAME'	10-set		DM	n.v.	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 579.1 Punta Venerocolo I, 579,2 Punta Venerocolo II, 580.0 Passo Brizio.							
SETTORE OROBIO							
540.0	VAL SENA	21-set		DL	2170	2310	Neve vecchia continua nella parte alta e a piccole chiazze in zona frontale / <i>Total residual snow cover in the upper part, small old snow stretches in the frontal zone</i> (Butti)
541.0	MAROVIN	21-set	- 4,0	DL	2030	2370	Esteso innevamento residuo sovrapposto a campi di firm (parte medio-superiore), copertura detritica in aumento / <i>Large residual snow cover and firm fields, debris cover enlarged</i> (Butti)
542.0	DENTE DI COCA	21-set	- 1,5	DL	2165	irreg.	Innevamento residuo parziale / <i>Partial residual snow cover</i> (Butti)
543.0	LUPO	21-set	- 7	DM	2425	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
543.0	PIZZO SCOTES	2-set		DL	n.v.	irreg.	Innevamento residuo a chiazze irregolari; estesa copertura del firm 2001 oltre i 2580 m / <i>Stretches of residual snow cover, large 2001 firm cover above 2580 m a.s.l. (d'Adda)</i>
8702.0	VAL BOCARDI	13-ago					Innevamento residuo. OP / <i>Residual snow cover. OP</i> (Scotti, Pagliardi)
8703.0	PIZZO RODES	13-ago					Minuscola chiazza di firm del 2001. OP / <i>Very small 2001 firm field. OP</i> (Scotti, Pagliardi)
9701.0	VAL FREGGIA	13-ago					Innevamento residuo sul 70% della superficie, costituita da un vasto campo di firm del 2001. OP / <i>Residual snow cover on 70% of the surface (2001 firm field). OP</i> (Scotti, Pagliardi)
549.0	POROLA	14-set	0	DM	2320	2860	Neve vecchia scarsa; perdita di spessore della lingua; Canalino di Caronno detritico / <i>Little old snow, tongue's thickness reduction, debris cover of the Canalino di Caronno</i> (Merati, Ciapparelli)
550.0	SCAIS	14-set	0	DM	2415	ass.	Innevamento residuo assente; finestre rocciose in rapida emersione, prossimo lo smembramento in due subunità / <i>No residual snow cover, rocky inliers quickly enlarged, next disjunction in two units</i> (Merati, Ciapparelli)
561.1	CANALI DI REDORTA	2-set		neo	n.v.	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
9707.0	POLLEDRINO	3-ago		neo			Apparato di nuova identificazione. Circo alla base della parete S del Pizzo Coca; scarsa neve vecchia e firm del 2001 in zona frontale. OP / <i>Newly identified unit. Cirque at the base of Pizzo Coca; little old snow and 2001 firm on frontal sector. OP</i> (D'Adda)
9708.0	DIABOLO DI MALGINA W	14-set		neo		ass.	Apparato di nuova identificazione. Circo posto nella vallecola a W del P.zo del Diavolo di Malgina; innevamento residuo assente, campi di firm del 2001 / <i>Newly identified unit. Cirque at the base of P.zo Diavolo di Malgina (W), no residual snow cover, 2001 firm fields</i> (D'Adda)
9705.0	LAGO DELLA MALGINA	14-set				ass.	Piccola chiazza di neve vecchia nei pressi del lago, tre estesi campi di firm del 2001 / <i>Small old snow stretch near the lake, 3 large 2001 firm fields</i> (Mocci, Scotti, Pagliardi)
566.0	TROBIO EST O GLENO	14-set		DM	2680	ass.	Neve vecchia assente, esile collegamento con la placca di firm del 2001 (fronte) / <i>No old snow, 2001 firm field near the front</i> (Mocci, Scotti)
566.1	TROBIO CENTRALE	14-set		DL	n.v.	ass.	Parte superiore nuovamente coperta da detrito, parte inferiore in buona parte coperta da firm del 2001, chiazza di neve vecchia alla fronte / <i>Upper part newly debris covered, 2001 firm on the lower sector</i> (Mocci, Scotti)
567.0	TROBIO OVEST	14-set		DM	2540	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 534.0 CAGAMEI IV, 535.0 Cagamei III, 536.0 Cagamei II, 535.0 Cagamei I, 538.0 Druet o Vagh, 539.0 Fascere, 544.0 Pioda Inferiore, 545.0 Pioda Superiore, 557.0 Aga Nord o Corna d'Ambria, 565.0 Monte Costone, 568.0 Recastello.							

rilievo precedente: anteriore al 2002 / previous survey: before 2002

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catalog nr.	glacial unit	date	front variat.	din. ph.	QMF	snow line	
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO							
431.0	PIZZO TRE MOGGE	22-ago	+ 10,5 (2000)	DL	3000	ass.	Firn pluriennale alla base delle pareti, fronte coperta dal detrito ancora in leggera avanzata, ma generale decremento di massa / <i>Firn fields at the base of the walls, debris covered, front advancing but general mass shrinkage</i> (Urso)
8200.0	CORNI BRUCIATI NE O V	6-set				ass.	Conoide di ghiaccio e firn del 2001, rock glacier a valle della fronte / <i>Ice and 2001 firn cone, rock glacier below the front</i> (Scotti,Urso)
SETTORE DOSDE'-PIAZZI							
473.0	DOSDE' EST	13-set	-36,5	DM	2570	irreg.	Copertura nevosa molto scarsa e discontinua sopra i 2700 m. Appiattimento della lingua / <i>Very little old snow, only above 2700 m a.s.l., flow's thinning</i> (F.Galluccio, Ratti)
474.0	DOSDE' CENTALE I	13-set		DM	2760	ass.	Neve vecchia assente. Fronte E poco mutata, fronte W in ritiro vistoso / <i>No old snow, East front unchanged, strong retreat of the West front</i> (F.Galluccio, Ratti)
474.1	DOSDE' CENTRALE II	13-set		DM	2640	ass.	Riduzione di spessore / <i>Thickness reduction</i> (F.Galluccio, Ratti)
475.0	DOSDE' OVEST	13-set	-207,5 (1993)	DF	2725	ass.	Neve vecchia assente; notevole copertura morenica sulla fronte / <i>No old snow, large debris cover</i> (Ratti, F. Galluccio)
SETTORE LIVIGNO							
9412.0	CASSA DEL FERRO	7-set		neo			Mai osservato in precedenza. Minimo nevaio residuale / <i>First survey. Very small residual snow field</i> (G. Lonardo, C. Lonardo, Zocchetti)
SETTORE ADAMELLO							
601.0	REMULO	6-set		DF	2850	ass.	Prossimo all'estinzione / <i>Extinct in the next years</i> (Caparra, Ciceri)
610.0	LEVADE OVEST	10-set		DL	n.v.	ass.	Copertura morenica quasi totale; neve vecchia assente; comparsa di aree di ghiaccio vivo esposto non visibili nel 2002 / <i>Total debris cover, no old snow, small fields of visibile ice</i> (Pagliardi)
SETTORE OROBIE							
529.0	CARONELLA EST	26-ago		DL	2305	ass.	Neve vecchia assente, 30% firn del 2001; sepolto dal detrito, lieve contrazione volumetrica / <i>No old snow, 2001 firn on 30% of the surface, light mass shrinkage</i> (Scotti, Pagliardi)
530.0	CARONELLA CENTRALE	26-ago		DL	2220	ass.	Neve vecchia assente; sepolto dal detrito / <i>No old snow, total debris cover</i> (Scotti, Pagliardi)
9700.0	CARONELLA OVEST	26-ago				ass.	Neve vecchia assente, campi di firn del 2001 / <i>No old snow, 2001 firn fields</i> (Scotti, Pagliardi)
8700.0	CIMA DEL LAGO	26-ago			2495	ass.	Neve vecchia assente, completamente coperto dal firn del 2001 / <i>No old snow, total 2001 firn cover</i> (Scotti, Pagliardi)
8701.0	PASSO DI CARONELLA	26-ago			2540	ass.	Neve vecchia assente, completamente coperto dal firn del 2001 / <i>No old snow, total 2001 firn cover</i> (Scotti, Pagliardi)
531.1	VAL CARONELLA	26-ago		DL	2475	ass.	Neve vecchia assente, completamente coperto dal firn del 2001 / <i>No old snow, total 2001 firn cover</i> (Scotti, Pagliardi)
532.0	BONDONE SUPERIORE	27-ago		IL	2575	ass.	Neve vecchia scarsissima, 50% firn del 2001, 50% copertura detritica / <i>Very little old snow, 2001 firn cover on 50% of the surface</i> (Scotti, Pagliardi)
533.0	BONDONE INFERIORE	27-ago		IL	2470	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
8705.0	BONDONE EST	27-ago				ass.	Neve vecchia assente, due campi di firn del 2001 / <i>No old snow, two 2001 firn fields</i> (Scotti, Pagliardi)
9702.0	PASSO SCALETTA	27-ago				ass.	Residui di firn celano ghiaccio sepolto da detrito, neve vecchia assente / <i>No old snow, debris covered ice</i> (Merati, Ciaparelli, Scotti, Pagliardi)
551.0	CANTUNASC	27-ago			n.v.	ass.	Neve vecchia assente, firn del 2001 solo in zona frontale, netta involuzione / <i>No old snow, 2001 firn only in the frontal area, mass shrinkage</i> (Merati, Ciaparelli, Scotti, Pagliardi)
552.2	CERICH	14-set		S	n.v.	ass.	Completamente coperto dal firn del 2001 / <i>Total 2001 firn cover</i> (Scotti)
553.0	SALTO	14-set		S	2043	irreg.	Scarso innervamento residuo, firn del 2001 sul 60% della superficie, parziale copertura detritica / <i>Little old snow, 2001 firn on 60% of the surface, partial debris cover</i> (Scotti)
558.0	PIZZO DIAVOLO DI TENDA	14-set		S	n.v.	ass.	Neve vecchia assente, firn del 2001 sul 35% della superficie / <i>No old snow, 2001 firn on 30% of the surface</i> (Scotti)
9704.0	BOCCHETTA (PASSO) DEL DIAVOLO	14-set				ass.	Due placche di ghiaccio vivo; neve vecchia assente, firn scomparso a fine estate / <i>Two ice stretches, no old snow, no firn</i> (Scotti)
8706.0	DIAVOLO DI TENDA NE	14-sett				ass.	Neve vecchia assente; chiazze di firn del 2001 / <i>No old snow, 2001 firn stretches</i> (Scotti)
559.0	OMO EST	14-set		DM	n.v.	ass.	Neve vecchia scomparsa a fine estate, completamente coperto da firn del 2001 / <i>Total 2001 firn cover, no old snow</i> (Scotti)
9706.0	REDORTA INFERIORE	14-set				ass.	Qualche chiazza di firn del 2001 nella parte alta / <i>2001 firn stretches in the upper part</i> (Scotti)
9703.0	SECRETI	14-set				ass.	Campo di firn del 2001 nella zona centrale / <i>2001 firn stretch in the central part</i> (Scotti)
8704.0	STRINATO	27-ago				ass.	Due piccole chiazze di firn del 2001 / <i>Two 2001 firn stretches</i> (Scotti, Pagliardi)

Note - n.v.: non valutabile; ass.: snow-line assente; **OP**: osservazione precoce. Per le altre voci vedi "Avvertenza per la lettura" pag. 27.

Notes - n.v.: non assessabile; ass.: no snow-line. **OP**: early survey. For all other items, see "Reading instructions" page 38.

5 - PARTE SISTEMATICA

SETTORE SPLUGA-LEI

Riccardo Scotti

L'eccezionale regime dell'estate 2003 ha inferto un durissimo colpo al patrimonio glaciale della Val di San Giacomo e della Val di Lei, provocandone un rimaneggiamento mai osservato negli ultimi 15 anni. Com'è noto, la conservazione della neve dell'anno in questo settore è normalmente facilitata dal microclima locale, caratterizzato da neviccate estive e giornate con nuvolosità intensa. L'andamento meteorologico della scorsa estate ha però vanificato del tutto tali fattori conservativi. Sono stati indagati 13 apparati glaciali, 3 dei quali con semplice osservazione fotografica. Degli 8 apparati sottoposti a rilievo nel 2002 ben 4 sono in fase di forte decremento mentre i restanti 4 sono in fase di decremento moderato. La contrazione più cospicua è stato rilevata sugli apparati della Valle Spluga, mentre quelli della Val di Lei, grazie a una migliore esposizione, sono riusciti a conservare un poco del firn dell'anno idrologico 2000-2001 e in qualche caso anche neve dell'anno. Drastiche modificazioni morfologiche interessano comunque tutti gli apparati del settore: il Ghiacciaio di Pizzo Quadro Nord, che non aveva ancora dato segni rilevanti di adattamento al nuovo contesto climatico, è oggi affondato nel detrito, per una forte perdita di spessore; 3 nuove finestre rocciose sono emerse sul Ghiacciaio del Pizzo Ferrè; il Ghiacciaio di Suretta Sud, dove è proseguito il monitoraggio del bilancio di massa con GPS differenziale, ha denotato riduzioni di spessore fra i 3 e i 4 m. Si rimarca infine la scomparsa del mantello di firn (2000-2001) che fino allo scorso anno aveva parzialmente preservato i ghiacci del Chiavennasco.



Foto 9: il Ghiacciaio di Ponciagna, il più esteso del settore Spluga-Lei. Negli Anni Novanta l'apparato ha subito un pesante ridimensionamento, come si evince dal confronto con la foto 10, relativa all'anno 1991. (G. Ghielmi, 30 agosto 2003)

Photo 9: Ponciagna Glacier, the widest of the Spluga-Lei sector. In the 90s' the glacier underwent a considerable shrinkage, as it is possible to notice from the comparison with picture 10 of the year 1991. (G. Ghielmi, August 30th, 2003).



Foto 10: il Ghiacciaio di Ponciagna nel 1991, quando possedeva ancora una lingua ben sviluppata che si immergeva nelle acque del sottostante lago proglaciale. (A. Tedoldi, 1991).

Photo 10: Ponciagna Glacier in 1991 when it still had a well-developed tongue that sunk into the proglacial lake below. (A. Tedoldi, 1991).

1005.0 PONCIAGNA

03.08.30

QMF: 2600

decremento moderato

L'apparato è quasi completamente scoperto della neve dell'anno, se non nelle aree a minore pendenza, dove si riconosce la presenza di nevato. AAR stimato al 20-30 %. La fronte è in leggero arretramento rispetto al 2002 nella porzione orientale, mentre quella occidentale non mostra evidenti variazioni. Un poco ingrandita appare la finestra rocciosa in prossimità della fronte. Si nota un incremento di numero e ampiezza dei crepacci. Il lago proglaciale, costituito da due distinti bacini, risulta ingrandito rispetto all'osservazione del 2000: il bacino maggiore ha dimensioni di circa 200 x 300 m, mentre quello minore di 100 x 150 m. Non sembrano possibili fenomeni di tracimazione grazie all'ampiezza della soglia e alla distanza dalla fronte del ghiacciaio. Si segnala inoltre la presenza di una placca residuale di ghiaccio adiacente al lago più piccolo. *Snow-line*: irregolare. (G. Ghielmi).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002

SETTORE CODERA-MASINO

Riccardo Scotti

Nonostante l'osservazione sia risultata difficile per la presenza di neve recente, nessuno dei 23 apparati monitorati, 21 dei quali mediante semplice controllo fotografico, sembra aver conservato neve dell'anno, mentre anche il firn della stagione 2000-2001, abbondante fino al 2002, è quasi del tutto scomparso. Annata dunque estremamente negativa per il patrimonio glaciale della Val Masino: e non poteva essere altrimenti. viste l'esposizione prevalentemente meridionale e la quota comunque modesta della maggior parte dei ghiacciai del settore, fattori che hanno di certo aggravato i danni inferti dalle altissime temperature dei mesi di giugno e agosto. Alcune piccole unità appaiono oggi quasi completamente immerse nel detrito (Calvo Est e Nord-Ovest, Passo della Vedretta, Zocca Est, Passo di Bondo Inferiore) mentre gli apparati più consistenti mostrano un netto incremento della crepacciatura (Passo di Bondo, Rasica Ovest Superiore). Continuano i crolli alla fronte del Ghiacciaio di Rasica Est, che denota ulteriori, notevoli modificazioni morfologiche. Non sono stati visitati gli apparati della Val Codera.



Foto 11: il Ghiacciaio di Rasica Est, dal 1994 si muove verso valle con alte velocità annue. Il fenomeno, le cui cause non sono state ancora del tutto chiarite, prosegue tuttora. (G. Di Gallo, 13 settembre 2003).

Photo 11: the Rasica Est Glacier from 1994 onwards is quickly shifting towards the valley. The origin of the event is not completely clear. (G. Di Gallo, September 13th, 2003).

SETTORE MALLERO-DISGRAZIA

Riccardo Scotti

I dati del sito nivologico del Ghiacciaio di Vazzeda mettono in luce la duplice peculiarità della stagione 2002-2003: un accumulo iniziale di tutto rispetto (il 1 giugno si rinvergono 4-6 m di neve), sul terreno il migliore della Lombardia, e una stagione di ablazione torrida al punto che tale contributo nevoso viene quasi del tutto perduto, fatta eccezione per qualche residuo di valanga. Gli apparati che hanno sofferto maggiormente di questa congiuntura sono proprio quelli che, pur poco numerosi, in anni recenti avevano mostrato segni opposti al trend negativo in atto ormai da 20 anni (Corna Rossa, Cassandra superiore, Sassa d'Entova). Nel complesso, sono stati indagati 27 apparati glaciali, 9 dei quali con semplice osservazione fotografica. Il decremento di massa, da lieve a forte, è la sola fase dinamica riscontrata. Le fronti sono invece in ritiro solo moderato: fanno eccezione la lingua del Ghiacciaio della Ventina (- 22 m) e la fronte del Ghiacciaio di Vazzeda

(- 43 m), in drastica contrazione, e alcuni progressi lineari; questi ultimi, che costituiscono un'altra significativa particolarità di questa porzione della montagna lombarda, sono ancora imputabili all'apposizione di placche di firn del 2001. Tranne che nel caso del Ghiacciaio del Pizzo Tre Mogge, che è in sostanziale avanzata dal 1998. Va detto che, in questo settore, gli effetti positivi delle stagioni 1999-2000 e soprattutto 2000-2001 non si sono ancora del tutto spenti, conservando la maggior parte degli apparati consistenti placche di firn pluriennale.



Foto 12: la lingua valliva del Ghiacciaio della Ventina è ipertrofica rispetto all'andamento climatico odierno, come attestano i forti valori di ritiro lineare misurati. (M.E. Peroschi, 5 settembre 2003).

Photo 12: the valley tongue of the Ventina Glacier is hypertrophic in comparison with nowadays climate trend, as confirmed by the considerable shrinkage values. (M.E. Peroschi, September 5th, 2003).

416.0 VENTINA

03.09.06

QMF: 2222

decremento moderato

Il ghiacciaio si presenta profondamente solcato da crepacci, *bedières* e colatoi, assai assottigliato a ridosso della parete E della Punta della Vergine e parzialmente coperto da una doppia striscia di detrito morenico di pezzatura medio-grossa sul lato destro. La fronte è appiattita. Gli apporti valanghivi, caratterizzati nelle annate precedenti da discreti conoidi, sono drasticamente ridotti, soprattutto sul lato sinistro. All'altezza della fronte, sotto le morene di entrambi i lati ma particolarmente a sinistra, affiora il ghiaccio sepolto. La vecchia neve è presente in placche sparse e irregolari a partire dai 2800 m. In data 31 agosto il torrente proglaciale principale risultava spostato sul lato sinistro, uscendo da una bocca glaciale (alta 8 m e larga 15 m) creatasi in seguito al crollo di una porzione della fronte verificatosi durante l'alluvione del 28-29 agosto 2003. In data 6 settembre il torrente ha nuovamente cambiato posizione, abbandonando la precedente bocca e uscendo a contatto con la morena laterale sinistra. *Snow-line*: irregolare. (M. Peroschi, F. Cambieri, M. Urso).

Variaz. media annua: - 22,5 m

424.0 CIMA DI ROSSO EST

03.08.30

QMF: 2745

decremento lieve

Scarso innevamento stagionale, localizzato ai piedi delle pareti che sovrastano il ghiacciaio e in alcune zone depresse. La neve residua della stagione 2000-2001 si è notevolmente ridimensionata ma copre ancora il 50-60% della superficie glaciale. Anche la placca di nevato pluriennale in sinistra idrografica si è ridotta di spessore, distaccandosi dal sottostante conoide e permettendo il ritrovamento dei segnali di misura 1 e 2, le cui misure mostrano una dinamica incerta, legata alla progressiva fusione della placca stessa. Il settore sinistro è piatto e leggermente concavo, ed è separato dal corpo principale da una piccola morena galleggiante. La fronte pensile del ghiacciaio risulta a tratti sollevata dal substrato roccioso su cui poggia e forma una piccola grotta nella parte centrale: essa risulta incisa da profondi solchi di erosione e interessata da abbondante copertura detritica (frequenti le scariche all'atto del rilievo). La misura del segnale 3 mostra un progresso. *Snow-line*: assente. (A. Almasio, M. Urso).

Variaz. media annua: + 1 m (2000)



Foto 13: grandi placche di firn del 2000-2001 coprono ancora parte del Ghiacciaio di Cima di Rosso Est, a testimoniare l'eccezionalità di quell'anno idrologico. (M. Urso, 25 agosto 2003).

Photo 13: the big 2000-2001 firn's blocks still cover part of the Cima di Rosso Est Glacier as to testify the rarity of that hydrological year. (M. Urso, August 25th, 2003).

SETTORE BERNINA-SCALINO

Riccardo Scotti

Stagione disastrosa per le masse glaciali del Bernina italiano. I 6 apparati controllati denotano segni di forte decremento e la completa assenza di neve dell'anno, rilievo estendibile anche alle 9 unità monitorate con semplice osservazione fotografica. La conseguente, eccezionale perdita di spessore ha coinvolto anche gli apparati posti a quote elevate, come i ghiacciai di Scerscen, ma non trova riscontro nelle misure frontali, che denotano ritiri tutto sommato modesti. Notevolmente intaccato anche il firn del 2000-2001, che ha comunque preservato vaste superfici glaciali da un decremento ancora più marcato. Vistosa crepacciatura, emersione di nuove

finestre rocciose e di morenico endoglaciale, ruscellamento superficiale sono le segnalazioni più frequenti. Significativo l'evento franoso di notevoli dimensioni che ha interessato la bastionata rocciosa sottostante il Rif. Marco e Rosa de Marchi, portando alla luce una compatta massa di ghiaccio. La lingua del Ghiacciaio di Fellaria Ovest continua nel suo inarrestabile ritiro e non è lontano il giorno in cui il ghiaccio risalirà il gradino roccioso retrostante. I conoidi di ghiaccio di rimpasto siti alla base della seraccata mediana del Ghiacciaio di Fellaria Est hanno subito un notevole ridimensionamento dopo anni di moderato ma continuo incremento.

433.0 SCERSCEN SUPERIORE

03.08.25

QMF: 2565

decremento forte

Si nota una vistosa placca di ghiaccio vivo sulla parete rocciosa sottostante il Rifugio Marco e Rosa: una frana, staccatasi di recente, ha interrotto il passaggio abituale per la salita al manufatto. Si rileva una imponente riduzione volumetrica della massa glaciale, mentre risultano meno appariscenti la riduzione della superficie e il ritiro delle fronti. Nuove morene galleggianti e zone crepacciate caratterizzano ampi settori, sia nella zona d'accumulo sia in quella d'ablazione. Copiosissimi i ruscellamenti che fluiscono dalle fronti, dando origine a imponenti cascate. *Snow-line*: assente. (R. Peja, V. Paneri, B. Rosa).
 Variaz. media annua: - 12,5 m

Foto 14: il Ghiacciaio di Scerscen Superiore e le sue due lingue di sbocco in forte ritiro. (V. Paneri, 23 agosto 2003).

Photo 14: Scerscen Sup. Glacier and its two outflow tongues in considerable shrinkage. (V. Paneri, August 23rd, 2003).



435.0 CASPOGGIO

03.08.23

QMF: 2715

decremento moderato

Il ghiacciaio si presenta scoperto da neve vecchia, visibile solo in due piccole chiazze alla base delle pareti rocciose. Nei campi superiori è presente nevato discontinuo riferibile all'anno 2000-2001: la *firn-line*, nella zona centrale, a minore pendenza, è posta a circa 2900 m, nella zona Nord a circa 2950 m. La porzione terminale del ghiacciaio non sembra arretrata di molto rispetto allo scorso anno, mentre le due finestre rocciose invece si sono ingrandite. Sono presenti profonde *bédières* percorse dalle acque di fusione sopragliaciale, abbondanti, soprattutto a valle della morena galleggiante centrale. La copertura detritica nella parte terminale è pressoché uniforme ma di scarso spessore. Si notano crolli recenti di materiale roccioso: nei pressi del segnale SA02, la fronte è coperta da una frana di limo e blocchi che rende inattendibile la misura. Il settore proglaciale è instabile, avendo subito notevoli modificazioni a causa di eventi anche di origine alluvionale. *Snow-line*: assente. (S. Alberti).

Variaz. media annua: - 21,5 m



Foto 15: il Ghiacciaio di Caspoggio tende a ritirarsi all'interno del proprio circo di origine. (V. Paneri, 23 agosto 2003).

Photo 15: the Caspoggio Glacier is withdrawing towards the inside of its origin's cirque. (V. Paneri, August 23rd, 2003).

439.0 FELLARIA OVEST

03.08.30

QMF: 2600

decremento forte

La lingua residua, ormai prossima alla parete rocciosa soprastante, si è ulteriormente ristretta e appiattita. Il lago proglaciale, a contatto con la sua parte sinistra idrografica, si è ampliato e ora ne borda anche il fianco, tanto che non è più possibile l'attraversamento del torrente emuntore percorrendo la superficie glaciale. Sempre su questo lato permangono porzioni di ghiaccio morto ricoperto da morena franante al piede della parete rocciosa. Il margine frontale ha andamento a semicerchio, abbastanza regolare a destra, mentre a sinistra presenta una parete a falesia che chiude a monte il lago citato. La parte inferiore del ghiacciaio non presenta tracce di neve residua dell'annata. Le acque di ablazione escono per la maggior parte sulla sinistra originando un torrente impetuoso. *Snow-line*: n.v. (G. Catasta, L. Catasta, M. Butti).

Variaz. media annua: - 21 m

443.0 SCALINO

03.09.14

QMF: 2590

decremento moderato

I residui del firn dell'anno idrologico 2000-2001 occupano un limitato settore apicale, sito oltre i 3040 m di quota, mentre della neve dell'anno non vi è traccia. Sotto il profilo dinamico, il dato saliente è costituito dall'affioramento di tre isole rocciose nella parte mediano-superiore del "ramo del Cornetto", all'incirca dove questo si diparte dal flusso principale: con il permanere delle attuali condizioni climatiche, l'evento porterà in tempi rapidi al distacco di questo lobo. Una ulteriore nuova finestra rocciosa è emersa anche nel settore centro-orientale, non lontano dalla linea di cresta. *Firn-line*: 3040. (M. Butti).

Variaz. media annua: - 16 m



Foto 16: la lingua valliva del Ghiacciaio di Fellaria Est nell'estate 2003 è rimasta priva di neve vecchia per 4 mesi, subendo in tal modo un fortissima fusione. (G. Catasta, 26 agosto 2003)

Photo 16: the valley tongue of the Fellaria Est Glacier during the summer 2003 was without old snow for 4 months, undergoing a remarkable melting. (G. Catasta, August 26th, 2003).

SETTORE DOSDE'-PIAZZI

Antonio Galluccio

Con la sola eccezione costituita dal glacionevato di Cima Dugorale, un *debris covered glacier* per il quale il giudizio di stazionarietà è insito nelle caratteristiche stesse dell'apparato, tutte le altre unità sottoposte a rilievo (13, cui si aggiungono 6 osservazioni fotografiche) sono risultate in fase di decremento forte o moderato. L'andamento termico estivo ha prodotto la totale scomparsa della neve vecchia - in modo che l'intero massiccio è rimasto al di sotto dell'ipotetica *snow-line* - e una fortissima erosione, fin quasi all'estinzione, del firn dell'anno idrologico 2000-2001, ancora ben presente sui ghiacciai del settore fino all'estate 2002. Vistosi anche i ritiri frontali, mentre per ora contenute sono le variazioni morfologiche: eccettuano in tal senso gli apparati della Val Campaccio, drasticamente ridimensionati, e i ghiacciai della Cima Piazzi, che vanno cambiando rapidamente aspetto. Un bilancio annuale che si pone come il peggiore degli ultimi 20 anni.

473.0 DOSDE' EST

03.09.13

QMF: 2570

decremento moderato

Prosegue inesorabile e si accentua la fase di indebolimento di questo ghiacciaio, ormai ventennale. La fronte, caratterizzata da un marcato livellamento della superficie, è scoperta e quindi rilevabile con precisione. A sinistra, viceversa, il limite è interessato da una cospicuo mantello morenico e quindi non misurabile. Molto scarsa la copertura nevosa stagionale, che risulta essere presente, con discontinuità, al di sopra dei 2700 m di quota. La lingua terminale presenta due evidenti spaccature longitudinali (quella centrale, più marcata, con una curiosa forma a dente di sega), le quali fanno supporre che essa sia formata da due flussi distinti sub-paralleli. *Snow-line*: discontinua. (F. Galluccio, S. Ratti).
 Variaz. media annua: - 18 m (2001)

SETTORE LIVIGNO

Antonio Galluccio

Il patrimonio glaciale del Livignasco va rapidamente riducendosi dai primi Anni Novanta e la torrida estate 2003 ha accelerato tale andamento. Il fenomeno è reso vistoso dal fatto che la modestia altimetrica del rilievo condurrà a dimensioni minime le masse glaciali residuali: in tal modo appaiono fortissime le contrazioni di massa odierne, eccezione fatta per il solo Ghiacciaio di Campo Nord, probabilmente beneficiato da una giacitura e da una esposizione più favorevoli. Ormai praticamente deglacializzato il Pizzo Filone ed estintisi i glacionevati del Pizzo Zembrasca, di Mine Ovest, di Corna di Capra di Dentro, di Vago Sud, di Punta Orsera e prossimi a tale destino gli apparati della Val Nera propriamente detta (Val Nera Est e Centrale), sono da annotare le drastiche riduzioni dei ghiacciai delle Mine, di Corna di Capra di Dentro, di Pizzo Pavallo e di Val Nera Ovest. L'isolato Ghiacciaio del Saliente non gode di condizioni migliori. E' stato indagato per la prima volta il circo posto sulle pendici settentrionali della Cassa del Ferro - uno degli ambiti montani più appartati della Lombardia - sede di certo di un piccolo ghiacciaio nella P.E.G.. Analoga formazione, priva di residui nivo-glaciali, è stata osservata sul versante occidentale della Punta Orsera, orograficamente tributaria della elvetica Val Poschiavo.

991.0 MINE

03.09.06

QMF: 2850

decremento lieve

Si evidenzia la progressiva separazione del breve pendio sommitale e un notevole incremento dei crepacci nella zona centrale del ghiacciaio, attorno a q. 2900 m. Sul bordo occidentale si notano i segni più marcati della riduzione di volume in atto tra cui, attorno a q. 2840 m, un buco addossato al margine. *Snow-line*: assente. (M. Marzorati, A. Molteni).

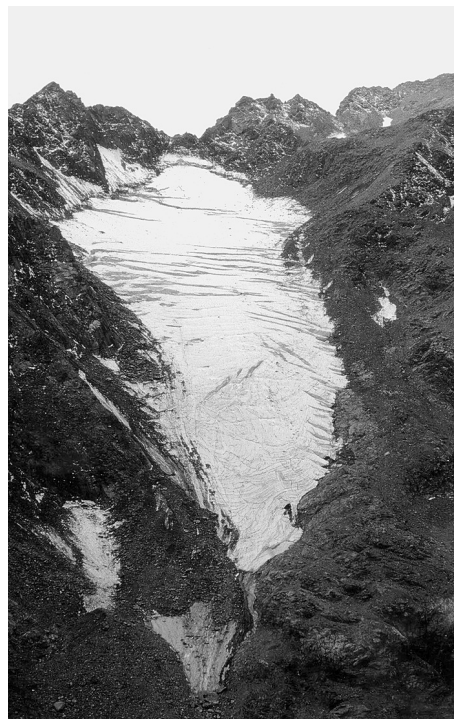
Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002

Foto 17 (a lato): il Ghiacciaio delle Mine, in fase di forte contrazione. (M. Marzorati, 6 settembre 2003).

Photo 17 (aside): Mine Glacier in phase of considerable shrinkage. (M. Marzorati, September 6th, 2003).

Foto 18 (in basso): nell'angolo più orientale della Valle di Livigno, appartenente al bacino idrografico Nord-alpino, è visibile la morena frontale di un antico ghiacciaio, di cui non si ha alcun riferimento bibliografico: nelle Alpi Centrali è ancora possibile compiere esplorazioni e scoperte. (A. Galluccio, 4 giugno 2003).

Photo 18 (below): in the most eastern corner of the Valle di Livigno, belonging to the north alpine hydrographical basin, the frontal moraine of the ancient glacier is visible. There are no references: in the central Alps it is possible to carry out explorations and discoveries. (A. Galluccio, June 4th, 2003).

**997.0 CAMPO NORD**

03.09.06

QMF: 2840

decremento moderato

La fase di contrazione del ghiacciaio si è ulteriormente accentuata. Particolarmente significativi sono, nella zona sommitale, la separazione della parete di ghiaccio, con il crepaccio terminale che raggiunge il fondo roccioso, e l'abbassamento dei limiti glaciali laterali. Su tutta la superficie è evidente la riduzione dello spessore, riconoscibile, in particolare, dall'aumento delle dimensioni della zona crepacciata intorno a quota 3000, dal collasso del pianoro di q. 2900 m (sinistra idrografica) non più alimentato dalle valanghe, e dall'aumento del detrito superficiale, soprattutto a sinistra. La fronte, il cui profilo è appiattito, è in ritiro. Sempre presente il deposito fluvio-glaciale curiosamente allineato con la morena sinistra. Il lago proglaciale sito all'estrema destra va riducendosi. È in via di formazione un secondo laghetto in zona centrale. La *bédière* laterale si è esaurita, mentre quella più centrale risulta ancora più incisa. Copertura nevosa recente fino a quota 2950 circa. *Snow-line*: assente. (G. Grazzi Lonardo, C. Lonardo, S. Zocchetti). Variaz. media annua: - 12,5 m

SETTORE ORTLES-CEVEDALE

Antonio Galluccio

L'andamento della copertura nivo-glaciale del versante lombardo dell'Ortles-Cevedale nell'anno idrologico 2002-2003 può essere definito in termini assai sintetici: il 100% delle unità osservate ha mostrato evidenti segni di forte, quando non fortissimo, decremento di massa. Su soli 5 apparati può essere identificata una *snow-line*, ascrivibile però a fattori locali di tipo orografico. Altrove si nota la totale assenza di residui nevosi, anche sui grandi bacini del Ghiacciaio dei Forni, in particolare su quello orientale, uno dei pochi ambiti lombardi dove la neve rimanga anche nelle annate peggiori. Impressionante la fusione del ghiaccio in superficie nel corso dell'estate (anche oltre 4 m). Il rilascio tensionale dovuto all'abbassamento del livello della superficie glaciale ha prodotto una miriade di frane, di tutte le dimensioni, mentre l'ablazione implacabile ha contribuito alla formazione di grandi *debris/mud flows*, a causa del denudamento di masse di ghiaccio sepolto. Gravissimo, infine, il danno subito dalle pareti di ghiaccio, alcune ormai ridotte a residui.



Foto 19: la fronte del Ghiacciaio Zebbrù Est nel 2001. (A. C. Galluccio, 13 settembre).

Photo 19: the snout of the Zebbrù Est Glacier in 2001. (A. C. Galluccio, September 13th, 2003).



Foto 20: la stessa fronte nel 2003. Si noti, dal confronto con la foto 19, il significativo ritiro occorso in soli due anni. (A. Galluccio, 5 settembre).

Photo 20: the same snout in 2003. From the comparison with picture 19, the considerable shrinkage became clear in only two years time. (A. Galluccio, September 5th, 2003).

502.0 GRAN ZEBRÙ

03.08.30

QMF: 2980

decremento forte

La morfologia complessiva non ha subito sostanziali modificazioni, anche se prosegue la fase involutiva. La lingua orientale mantiene il suo caratteristico aspetto a V rovesciata, con ampie zone laterali nascoste da morenico e detriti franati dalle pareti laterali. Quella centrale presenta il solito margine ad andamento semicircolare e si è ristretta lateralmente. La lingua occidentale, molto sottile lungo il margine scoperto al centro e a destra, conserva il modesto laghetto proglaciale, ancora a contatto con il ghiaccio. *Snow-line*: n.v. (G. e L. Catasta, G. Cola).
 Variaz. media annua: - 13,5 m (E); - 22,5 m (C)

506.0 ROSOLE

03.09.14

QMF: 2975

decremento forte

Annata di bilancio fortemente negativa per questo ancora notevole apparato, che prosegue dunque in quella fase di ridimensionamento esordita circa 20 anni or sono. Rispetto al passato, complice l'andamento eccezionalmente sfavorevole dell'estate 2003, mancano quasi del tutto i consueti apporti di valanga che si originano dalle alte pareti rocciose di contorno: in tal senso, desolante appare la Parete Sud del Monte Cevedale, erosa, annerita dai crolli e percorsa, nelle settimane precedenti il rilievo, da torrentelli di fusione a tutte le quote. Alcuni residui di nevato (anno idrologico 2000-2001) albergano comunque ancora alla base dei pendii. Anche l'aspetto della larga e articolata fronte non lascia dubbi: è in atto un ritiro che sarebbe clamoroso se il margine non fosse diffusamente interessato da una potente coltre detritica, in ulteriore incremento. In sinistra idrografica la contrazione è sorprendentemente contenuta probabilmente per motivi collegabili alla giacitura della fronte (in particolare, forse, alla minor distanza dalle pareti retrostanti) e alla mantenuta potenza della colata in questo punto. Al centro e in destra idrografica, invece, il disfacimento è conclamato, al punto che la modesta gobba detritica sulla quale poggia oggi il settore terminale del ghiacciaio sta per scoprirsi del tutto. Quando ciò avverrà, è possibile che l'apparato trovi un nuovo equilibrio morfodinamico, assestandosi su nuove posizioni più consone all'andamento climatico. Per la verità, in estrema

destra idrografica, un modesto lobo del ghiacciaio si spinge ancora nella vallecchia laterale sottoposta alla citata gobba: la sua dinamicità appare comunque compromessa e non è da escludere che qui si formi un campo di ghiaccio morto. *Snow-line*: assente. (P. Farioli, A. Galluccio, G. Cola). Variaz. media annua: - 21 m



Foto 21: il lobo centrale del Ghiacciaio del Gran Zebrù. (G. Catasta, 20 settembre 2003).

Photo 21: the central lobe of the Gran Zebrù Glacier. (G. Catasta, September 20th, 2003).

506.1 COL DE LA MARE I

03.09.14

QMF: 2780

decremento forte

Fotografato il 21 settembre, l'aspetto complessivo del ghiacciaio è di quelli che suscitano impressione: l'unico residuo nevoso stagionale, di minime dimensioni, occupa parte del pianoro sommitale, a 3580 m di quota. Questa dunque la posizione della *snow-line* di un'annata che è di certo la peggiore negli ultimi ottant'anni per questo apparato. Completano il quadro dinamico i seguenti rilievi: a) forte fusione sui bordi della colata, sui due lati, sino ai 3500 m di quota del Col de la Mare (destra idrografica) e dell'apice dello sperone divisorio con il Ghiacciaio II (sinistra idrografica); b) incremento del detrito superficiale (per crolli rocciosi) sulla sponda sinistra del settore vallivo del corpo glaciale, la cui parte più distale è probabilmente ridotta a ghiaccio morto a causa di una *bédière* che ha forse raggiunto il fondo roccioso; c) marcato ritiro lineare della porzione della fronte libera da copertura morenica (indagata dal segnale 2); d) evidente riduzione di spessore sulla quasi totalità della superficie (raffronti visivi suggeriscono una stima di 3-4 m). Adagiata nel subpianoro di q. 2950-3000 m persiste una cospicua placca di firn dell'anno idrologico 2000-2001. *Snow-line*: 3580 m. (A. Galluccio, P. Farioli, G. Cola). Variaz. media annua: - 36,5 m

506.2 COL DE LA MARE II

03.09.14

QMF: 3150

decremento moderato

Questo notevole ghiacciaio pensile, protagonista lo scorso anno di un evento dinamico di origine e significato non chiari (repentina scomparsa della gobba ghiacciata mediana, dovuta a un dislocamento verso valle dell'intera colata forse a causa della lubrificazione del fondo roccioso), denota un conseguente, lieve progresso frontale. Tale rilievo contrasta con le condizioni della superficie glaciale, che suggeriscono altresì un sicuro decremento di massa. Assenza di neve vecchia a tutte le quote, fino all'apice (3600 m circa), forte erosione dei bordi della colata, enorme crepaccia terminale (3480 m), ubiquitario incremento della crepacciatura, emersione di una finestra rocciosa sul lato destro della parete di ghiaccio sommitale, incremento del morenico di superficie (per un ghiacciaio la cui quota minima è sita a 3150 m!): questi gli aspetti che illustrano i danni subiti dall'apparato nel corso dell'estate 2003. A questo proposito giova ricordare come l'innnevamento stagionale fosse invece di ottima consistenza: dissoltosi già nella prima decade di agosto, ha lasciato esposti alla fusione anche i due sottostanti grandi campi di firn dell'anno idrologico 2000-2001, oggi ridotti a tre modeste placche. *Snow-line*: assente. (A. Galluccio, P. Farioli). *Anno dell'ultimo rilievo precedente*: 2002



Foto 22: il Ghiacciaio delle Rosole, coperto di morena, sovrastato dalla Parete Sud del Monte Cevedale, ormai deglacializzata. (G. Cola, 24 agosto 2003).

Photo 22: Rosole Glacier covered with moraine and overlooked by the nowadays deglaciated south wall of the Monte Cevedale. (G. Cola, August 24th, 2003).

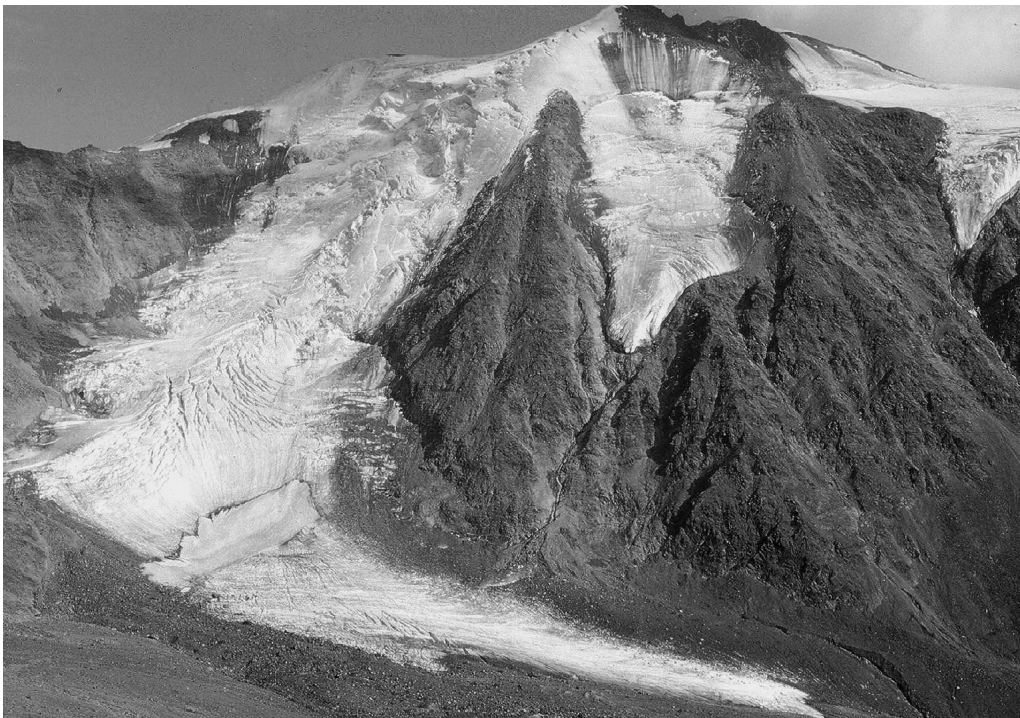


Foto 23: i ghiacciai di Col de la Mare I (a sinistra e al centro) e II (al centro, pensile sulle rocce). Questa foto è emblematica per i ghiacciai delle Alpi Centrali italiane nell'anno idrologico 2002-2003: assenza di nevi stagionali e detriti affioranti o da crollo fino all'alta quota alpina, sovente oltre i 3500 m. (G. Cola, 21 settembre 2003).

Photo 23: Col de la Mare I (on the left and at the centre) and Col de la Mare II (at the centre, hanging on the rocks) glaciers. The picture is emblematic for the glaciers of the central Italian Alps in the hydrological year 2002-2003: no seasonal snow, formation or collapse of debris up to the high altitude of 3500 m. (G. Cola, September 21st, 2003).

507.1 FORNI

03.09.14

QMF: 2500

decremento forte

La linea di equilibrio (ELA) e l'A.A.R. sono praticamente inesistenti: gli unici accumuli di nevato rimasti, nelle conche e avvallamenti e nelle aree più elevate dell'apparato, sono dovuti quasi esclusivamente all'eccezionale inverno 2000-2001. A metà giugno, il ghiacciaio presenta un aspetto simile a quello di metà luglio delle annate normali. All'inizio di luglio, l'apparato è in gran parte privo di neve residua, annerito dai detriti ed esposto a forte fusione. Al termine della stagione di ablazione, le perdite di ghiaccio misurate alle paline ablatometriche variano in spessore dai 233 cm del settore inferiore del grande bacino orientale di accumulo (3175 m), ai 483 cm misurati sulla lingua (2584 m). Nella parte centrale dell'estate, il ghiacciaio si è trovato in una condizione di isoterma, con valori giornalieri uniformi di fusione di 5-7 cm per l'intero corpo glaciale. Il decremento di spessore ha interessato il corpo glaciale nel suo complesso, portando alla comparsa di nuovi *nunatak* e al notevole ampliamento di quelli già esistenti, e alla liberazione dalla morsa del ghiaccio di porzioni rocciose notevolmente fratturate che hanno innescato numerose frane anche lungo le pareti rocciose d'alta quota. Non è da escludere tuttavia che tali crolli siano stati causati anche dall'alterazione del *permafrost* di versante, dovuta alla persistenza di temperature straordinariamente elevate. Sulla faccia interna delle morene storiche, sono stati osservati diversi colamenti, che hanno messo in luce il nucleo di ghiaccio sottostante. Sulla destra, si è notevolmente ingrandito il laghetto che fiancheggia la fronte - caratterizzata in questo punto da una serie di crepacci con concavità rivolta verso valle - per cedimento del ghiaccio a seguito della fusione basale per opera dell'acqua che si insinua in profondità: questi aspetti suggeriscono la futura formazione di un lago di discrete dimensioni. Il lago di sponda dell'Isola Persa, nel mese di giugno di dimensioni simili a quelle del 2002, a metà luglio appare completamente svuotato: si è avuto il deflusso naturale al di sotto del ghiacciaio, senza alcun danno a valle. Al suo posto è rimasta una conca profonda alcuni metri, ricoperta da uno strato di limo di 10-20 cm. La bocca d'uscita del torrente di sinistra è definitivamente scomparsa e la portata d'acqua maggiore si è di nuovo riversata nel torrente di destra idrografica. Il deflusso dell'acqua di fusione sulla superficie glaciale ha creato spettacolari *bédières*, di inusuale larghezza e profondità, veri e propri *canyons* difficili da superare nelle ore centrali della giornata per via delle eccezionali portate d'acqua.



Il maggiore per dimensioni si individua nel tratto medio-superiore del fianco sinistro della grande morena mediana: il suo progressivo allargamento e approfondimento, ha eroso il fianco della morena causando lo scivolamento del detrito all'interno del solco e la sua conseguente parziale occlusione. Queste forme sono state osservate anche in zone, quali i grandi bacini di alimentazione, che in annate normali ne sarebbero state prive: di sezione e profondità inferiori rispetto a quelle presenti nelle aree di ablazione, dopo un breve tragitto in superficie scompaiono nei crepacci e in piccoli mulini. La morena galleggiante di destra è divenuta centrale: questo settore, avendo una notevole copertura detritica, resiste maggiormente all'ablazione ed è oggi il lobo più avanzato del ghiacciaio. *Snow-line*: assente. (Cola G., G. Casartelli).

Variaz. media annua: - 33 m

Foto 24: il Ghiacciaio di Savoretta.
(L. Bolognini, 24 agosto 2003).

Photo 24: Savoretta Glacier. (L. Bolognini, August 24th, 2003).

527.0 SAVORETTA

03.08.24

QMF: 2680

decremento forte

Considerate le caratteristiche morfologiche e di giacitura del ghiacciaio (esposizione a Nord e protezione orografica efficace), si può affermare che la lingua terminale ha subito un forte ritiro, tornando ad assestarsi, dopo gli andamenti eccezionalmente positivi del 2001 e del 2002, sui livelli del 1999. La *firm-line* è posta tra i 2750 m e 2800 m. *Snow-line*: assente. (L. Bolognini, A. Borghi).

Variaz. media annua: - 36,5 m

SETTORE ADAMELLO*Paolo Pagliardi*

I rilievi e le osservazioni fotografiche hanno interessato 9 unità e si sono svolti nell'arco di 11 giorni (31.8 - 10.9). L'annata meteorologica, caratterizzata da un caldo estivo inusitato e prolungato, è stata fortemente penalizzante per i ghiacciai del gruppo. L'ablazione si è definitivamente conclusa solamente il giorno 4 ottobre, in quanto le nevicate di settembre sono state molto esigue e hanno permesso il prosieguo della fusione, soprattutto alle quote più basse. Per comprendere l'entità dell'involuzione prodottasi sulle masse glaciali dell'Adamello lombardo bastano i dati del sito nivologico del Ghiacciaio Pisgana Ovest: a partire dalla metà del mese di luglio, data di scomparsa della copertura nevosa stagionale, si è avuta una perdita di spessore di ben 229 cm (l'asta ablatometrica è posta a quota 3150 m). Il bacino alimentatore occidentale del ghiacciaio è in via di rapida separazione dalla lingua valliva per il consistente allargamento della finestra rocciosa sita a q. 2850 m. Il Ghiacciaio dell'Adamello mostra un aspetto miserevole: solo la porzione superiore del Pian di Neve, compresa tra il Passo Adamè, il versante meridionale del Corno Bianco, i pendii sottostanti la cima dell'Adamello e il Corno Miller conservano una copertura di firn ascrivibile al 2001, mentre il resto del grande ghiacciaio è privo di neve e molto crepacciato, con ampliamento delle finestre rocciose e separazione del ramo settentrionale della colata che scende tra Punta Venerocolo e Monte Venezia, ora isolata in questo settore dal flusso principale. Impressionante il ritiro del Ghiacciaio del Venerocolo, prossimo alla separazione in due unità distinte. I ghiacciai più piccoli mostrano un progressivo ricoprimento di morenico, mentre è ora netta la separazione tra i ghiacciai di Salarno e Baltzer.



Foto 25: l'avenuto, rapido affioramento del banco roccioso indicato dalla freccia ha di fatto separato la lingua valliva del Ghiacciaio di Pisgana Ovest dal settore occidentale del proprio bacino di accumulo, evento molto penalizzante per la futura conservazione della colata. (F. Rota Nodari, 4 settembre 2003).

Photo 25: the quick formation of the rocky layer showed by the arrow divided the valley tongue of the Pisgana Ovest Glacier from the western sector of its accumulation basin, a very negative event for the future preservation of the flow. (F. Rota Nodari, September 4th, 2003).

577.0 PISGANA OVEST

03.09.03

QMF: 2565

decremento forte

L'apparato è in forte contrazione. Si osservano infatti: un evidente arretramento e riduzione di spessore della fronte con incremento della copertura morenica; un forte aumento del numero e delle dimensioni dei crepacci; il netto ampliamento della finestra rocciosa sita tra la parte occidentale del bacino di alimentazione

e la lingua, di fatto in questo settore non più alimentata. Nel contempo, i *nunatak* mediani si sono anch'essi allargati e risultano ora coalescenti, come l'affioramento principale centrale, molto più vasto dell'anno scorso: si configura sostanzialmente il distacco della grande lingua valliva dal bacino collettore. La propaggine glaciale in precedenza isolatasi al di sotto della Bocchetta dei Frati è in via di dissolvimento. La fronte termina direttamente in un lago proglaciale di rilevanti dimensioni che ne ha impedito la misura con i metodi tradizionali. Il ghiaccio prosegue sotto la superficie dell'acqua per almeno 5 m linearmente. Il lago è costellato di *icebergs* di varia pezzatura. Sul lato sinistro della fronte si sta aprendo una cavità, la cui volta è in fase di crollo e produce blocchi di ghiaccio di discrete dimensioni, che si accumulano in modo caotico nei pressi del margine. A destra della suddetta cavità, si nota un grande crepaccio diretto parallelamente al flusso del ghiacciaio. Sono presenti inoltre dei coni di ghiaccio di 4-5 m di altezza, ricoperti di detrito di granulometria variabile. Sul lato destro idrografico, tra due bastionate rocciose, entra nel lago un pendio di detrito dove affiora ghiaccio ricoperto da morenico. Sul lato destro del bacino di accumulo sotto i roccioni della Cima Narcanello, è presente una potente seraccata con seracchi plurimetrici. Rilevata la presenza di vari inghiottitoi e *bédières*. Il 30 agosto, nei pressi del Passo Venerocolo, a 3150 m, si rinviene una pozza d'acqua di 20 m² di superficie. Il sito nivologico (3150 m) ha fatto registrare a fine stagione di ablazione una perdita di 229 cm di ghiaccio, a fronte di un accumulo nevoso stagionale di 230 cm misurato il 2 giugno. *Snow-line*: assente. (M. Pala, M. Monfredini, F. Rota Nodari, P. Pagliardi). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002*



Foto 26: la lingua dell'effluenza Mandrone del Ghiacciaio dell'Adamello, tuttora la più estesa colata glaciale italiana, è un gigante sofferente: al termine dell'estate 2003 si presenta priva di copertura nevosa sull'intera superficie e fortemente erosa da 3 mesi di fusione ininterrotta. (F. Rota Nodari, 23 agosto 2003).

Photo 26: the flow tongue of the Mandrone Glacier of the Adamello, nowadays the widest Italian flow, is a suffering giant: at the end of summer 2003 it was without snow cover on the whole surface and remarkably eroded by 3 months of uninterrupted flow. (F. Rota Nodari, August 23rd, 2003).

608.0 ADAMELLO (complessivo) 03.09.03, 07, 10 QMF: 2560 decremento forte
Annata semplicemente disastrosa per quello che resta il più grande ghiacciaio delle Alpi italiane. Residuo nevoso stagionale nullo, assottigliamento medio dello spessore del ghiaccio stimabile in oltre 3 m, affioramenti rocciosi ovunque: questo il quadro morfo-dinamico offerto dal ghiacciaio al termine della stagione estiva 2003. Permane solo, a protezione dei campi alti meridionali, il compatto strato di firn dell'anno idrologico 2000-2001 che copre il Pian di Neve. *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002*

608.0 Conoide di Salerno 03.09.07 QMF: n.v. decremento moderato
Il conoide di ghiaccio è completamente ricoperto di materiale morenico e risulta arretrato di 11 m rispetto al 1998 (segnale S1958). *Snow-line*: assente. (M. Monfredini, P. Pagliardi). *Variaz. media annua: - 2 m*

- 608.0 Effluenza Salarno** 03.09.10 QMF: 2560 decremento lieve
Effluenza in ulteriore decremento, con arretramento e appiattimento della fronte, specie nella porzione contigua al Corno di Salarno. Presenza di crolli frontali nella porzione centrale. Assenza di neve residua dell'anno. *Snow-line*: assente. (M. Monfredini, P. Pagliardi).
- 608.0 Ghiacciaio Baltzer** 03.09.07 QMF: 2670 decremento forte
Questo apparato, residuo della lingua del Ghiacciaio di Salarno, mostra una sensibile riduzione di spessore e un forte arretramento frontale. Alla fronte si nota una caverna di ghiaccio lunga 80 m. È in netto incremento la copertura morenica. La massa glaciale appare ancora collegata lateralmente, al di sotto dei detriti, con il conoide del Corno di Salarno. *Snow-line*: assente. (M. Monfredini, P. Pagliardi). Variaz. media annua: - 23 m
- 608.0 Effluenza Adamè** 03.09.10 QMF: n.v. decremento moderato
Arretramento e appiattimento in toto della colata, con riduzione del numero e delle dimensioni dei seracchi. Evidenti crolli frontali nella parte centrale dell'effluenza. *Snow-line*: assente. (P. Pagliardi).
- 608.0 Effluenza Mandrone** 03.09.03 QMF: n.v. decremento forte
L'effluenza principale del ghiacciaio appare in forte contrazione, con evidente appiattimento della colata, arretramento frontale (almeno 50 m stimabili rispetto al 2002) e riduzione delle sue parti laterali. In aumento la crepacciatura, specie nel settore più distale. Netto decremento anche della colata proveniente dal Passo della Lobbia. Assenza di copertura nevosa residua dell'anno. *Snow-line*: assente. (M. Pala, M. Monfredini).
- 608.0 Pian di Neve** 03.09.03 QMF: - decremento forte
Si è ridotto lo spessore glaciale in tutti i settori del Pian di Neve, con notevole incremento e allargamento delle finestre rocciose. La neve vecchia risulta del tutto assente mentre si mantiene, pur assottigliato, il compatto mantello di firn dell'anno idrologico 2000-2001. *Snow-line*: assente. (M. Pala, M. Monfredini).

SETTORE OROBIE

Stefano D'Adda

Sono stati osservati 48 ambiti glaciali (32 individui glaciali veri e propri e 16 *forme glaciali minori*). In numero di 3 i nuovi ambiti glaciali rinvenuti (561.1: Canali di Redorta; 9707.0: Polledrino; 9708.0: Diavolo di Malgina Ovest). E' stata effettuata la riesplorazione delle valli Caronella e Bondone. Tra i 10 apparati oggetto di misurazione anche nel 2002, 1 è stazionario, 5 sono in fase di decremento lieve e 4 di decremento moderato. Tra gli altri apparati, osservati anche a distanza di 4 anni, 2 sono in fase di incremento lieve, 3 sono stazionari, 3 in decremento lieve e 2 in decremento moderato. Risulta evidente come anche quest'anno la situazione sia largamente deficitaria. I pochi casi di discreto innevamento residuo, riscontrati per alcuni apparati alimentati dalle valanghe e/o ben protetti dal fattore orografico (Val Sena, Marovin, Dente di Coca e Val Freggia), costituiscono eccezioni, forse non solo a livello locale ma anche regionale. E' probabile che condizioni termiche normali avrebbero consentito la presenza a fine estate di un discreto numero di unità ancora in gran parte innevate, in quanto in Orobie l'innevamento iniziale si è rivelato tutt'altro che scarso. Nonostante infatti le misurazioni nivologiche al Ghiacciaio del Lupo avessero da una parte evidenziato un accumulo nevoso discreto, se riferito alle peculiari caratteristiche dell'apparato, tra i più soggetti al soleggiamento, dall'altra le osservazioni di luglio e inizio-metà agosto hanno dimostrato che su numerosi apparati alimentati dalle valanghe gli strati nevosi erano cospicui e ancora in grado di coprirne largamente la superficie, pur con un precoce avvio della fusione a fine maggio, un mese di giugno molto caldo e un luglio non troppo favorevole. Un agosto nuovamente caldissimo ha vinto ogni residuo tentativo di resistenza della neve. Il 2003 ha in sostanza replicato il 2002, provocando la significativa riduzione sia del firn del 2001 sia del ghiaccio.

- 533.0 BONDONE INFERIORE** 03.08.27 QMF: 2470 incremento lieve
L'andamento climatico e soprattutto la modalità di accumulo prevalentemente valanghivo degli Anni Novanta hanno prodotto su questo apparato delle modificazioni interessanti. Nell'immagine di C. Lugaresi del 1990 (*Ghiacciai in Lombardia*, 1992) osserviamo un ghiacciaio che, scendendo dal Passo di Bondone (2717 m), giunge fino al pianoro posto a circa 2460 m. Durante il decennio successivo, la successione quasi continua di stagioni con prevalenza di accumuli valanghivi ed estati favorevoli solo a ghiacciai con forte protezione orografica, ha fatto sì che la parte alta dell'apparato, elevata e aperta, abbia subito un ridimensionamento drastico, prima isolando una piccola placca di ghiaccio a 2700 m circa (fra il 1990 e il 1992) e poi provocando una ingente perdita di spessore del corpo glaciale nella zona meno incassata e protetta. Il margine frontale, pur arretrato di qualche metro, ha subito una riduzione meno importante. Al momento del rilievo il ghiacciaio si presenta completamente coperto dal firn del 2001, dai 2590 m del limite superiore ai 2470 m della fronte. La placca di ghiaccio a valle del Passo di Bondone, ancora significativa nel 2000, è praticamente scomparsa. L'innevamento

residuo, modestissimo ma non nullo, è testimoniato da un unico nevaio posto nella zona centrale destra del ghiacciaio e va da 2540 m a 2510 m. Il margine destro del ghiacciaio, dai 2550 m scendendo verso la fronte, è percorso da numerosi solchi formati dai torrenti ablatori del sovrastante Bondone Superiore. Il più grande di questi, posto a 2550 m e percorribile per circa 20 m, mostra uno spaccato verticale del ghiacciaio: la cavità interessa infatti sia il firn sia il ghiaccio vero e proprio. Si può così valutare lo spessore del firn, che lungo il margine destro è mediamente superiore ai 2 m. Nella zona centrale dell'apparato si stimano spessori superiori. In un solo anno, il 2001, il ghiacciaio ha recuperato, e conservato fino alla data del rilievo di quest'anno, un deficit pluriennale. Nonostante la grave involuzione della placca superiore il giudizio sulla fase dinamica in riferimento al rilievo del 2000 risulta lievemente positivo a causa dell'incremento volumetrico del corpo principale del ghiacciaio, per apposizione di firn pluriennale. *Snow-line*: assente. (R. Scotti, P. Pagliardi).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2000



Foto 27: l'alta Val Bondone con i suoi due piccoli apparati glaciali residuali coperti dal firn del 2001, il cui spessore è di circa 2 m (glacionevato Bondone Superiore, al centro; Ghiacciaio Bondone Inferiore, a destra). (R. Scotti, 27 agosto 2003).

Photo 27: the upper Val Bondone with its two small residual glacial units covered by the 2001 firn, which thickness is about 2 m (Bondone Superiore Glacier, at the centre; Bondone Inferiore Glacier, on the right). (R. Scotti, August 27th, 2003).



Foto 28: la Val Bondone nell'agosto del 1926 (). Il confronto con la foto 27 attesta dell'impressionante deglaciazione verificatasi nel XX secolo. (A. Corti).*

Photo 28: Val Bondone on August 1926 (). The comparison with picture 27 shows the amazing deglaciation occurred in the XX century. (A. Corti).*

* la datazione di questa immagine suscita qualche perplessità.

* the date of this picture arouses some perplexities.

543.0 LUPO

03.09.21

QMF: 2425

decremento moderato

Il ghiacciaio è stato osservato più volte nel corso della lunga e calda estate 2003, che ha totalmente annullato il significativo innevamento rilevato il 7 giugno. Con valori di 480-400-330 cm, rispettivamente nei punti 1-2-3, il deposito costituiva il terzo migliore accumulo dal 1996, cioè da quando ha preso avvio il monitoraggio del manto nevoso residuo annuale. Alla data dell'ultima osservazione, il 21 settembre, non solo l'apparato si presenta pressoché privo di residui nevosi, con alcune chiazze di ridotto spessore e limitata ampiezza che albergano nel solo settore SW, ma addirittura evidenzia una netta riduzione della cospicua coltre di firn che ancora lo proteggeva alla fine dell'estate 2002. Il firn è infatti ormai raccolto in una sorta di conoide nel citato settore SW, alla base dei canali valanghivi che incidono la costiera rocciosa tra il Pizzo Porola e la Cima di Caronno, unitamente ad alcune irregolari fasce nel tratto orientale, verso il Passo di Coca. La parte inferiore del ghiacciaio, all'incirca dalla quota di 2550 m, è rimasta per l'intero mese di agosto priva di residuo nevoso. Il processo involutivo in atto ormai da lustri, e solo temporaneamente interrotto nel 2001, è reso evidente dall'ulteriore perdita di potenza dell'apparato: la fronte, in appiattimento e continuo ritiro, è ormai quasi priva di crepacci, ben evidenti ancora alla fine dell'estate 1998. Nuovamente in aumento sono anche le colate di detrito nella zona del lobo sommitale. A valle della fronte, nettamente separata dalle rocce montonate, permane un'estesa placca di ghiaccio morto, protetta da detrito e nevato. *Snow-line*: assente. (M. Butti, S. D'Adda).
 Variaz. media annua: - 7 m



Foto 29: il versante orientale del Pizzo Redorta con i suoi 4 canali ripieni di neve avvalangata. Il glacionevato denominato Canali di Redorta, qui descritto per la prima volta, è quello visibile a sinistra. (S. D'Adda, 3 agosto 2003).

Photo 29: the eastern side of the Pizzo Redorta with its 4 conduits full of avalanches' snow. The glacierette called Canali di Redorta is here described for the first time and is the one on the left. (S. D'Adda, August 3rd, 2003).

561.1 CANALI DI REDORTA

03.09.02 QMF: n.v.

apparato di nuova identificazione

Il Pizzo Redorta, terza in altezza tra le vette orobiche, presenta sul lato orientale una maestosa parete che domina il grande circo del Lago di Coca, nell'alta valle omonima. La parete è solcata da una serie di colatoi che scaricano verso il basso grandi quantità di neve. Tra tutti spicca quello centrale, un'incisione che dai pressi dell'anticima meridionale della vetta precipita pressoché dritta sui ghiareti sottostanti. Un altro e più breve canale scende poco più a Sud, formando con il primo una sorta di V appoggiata sulle chine detritiche della Valle di Coca e disposta secondo i paralleli. Alla base di questi colatoi è presente un piccolo corpo glaciale, che per i suoi caratteri di persistenza e per la sua non trascurabile superficie viene qualificato come glacionevato. Più volte documentato nell'abbondante iconografia che interessa l'area, venne fotografato dallo scrivente già il 28 agosto 1999, quando la grave carenza di residui nevosi permise l'affioramento del firn e del sottostante nucleo di ghiaccio. Il toponimo proposto vuole mettere in evidenza la stretta relazione tra il corpo glaciale e la montagna che lo alimenta e in parte lo protegge dal soleggiamento. Probabilmente si tratta dalla prima menzione ufficiale per questo minuscolo corpo di ghiaccio persistente, giacché il riferimento fatto dal Nangeroni all'inizio degli Anni Trenta (G. Nangeroni, 1932 - *Il glacialismo attuale nelle Alpi Orobie*. Boll. Com. Glac. It. n° 12, p. 232) alla "placca di ghiaccio a SE del Redorta a m 2550 circa" si riferisce al piccolo corpo glaciale, oggi scomparso, che albergava ai piedi della parete Nord della q. 2616, da taluni nominata Cima d'Avert (N. e S. Calegari, 1985 - *Orobie. 88 immagini per arrampicare*. Ed. Bolis, Bergamo, p. 130). Il nostro è, tra i depositi di neve e ghiaccio che caratterizzano il versante destro dell'ampio circo di Coca, il più esteso e persistente, anche a ragione del migliore orientamento (E-NE). Presenta una caratteristica foggia a Y, con base piegata a Nord e addossata alla parete del robusto costolone roccioso. La dinamicità del corpo glaciale è resa evidente dai piccoli crepacci trasversali che affiorano nella parte alta e dalla presenza di un grossolano argine morenico, in parte anche dovuto ai flussi valanghivi, che ne delimita il fianco destro, nella parte medio-inferiore. Il limite frontale è di norma celato da firn e dai residui nevosi, che nelle annate più favorevoli superano il limite basale

del costolone roccioso posto a Nord. All'inizio di settembre ogni residuo nevoso era scomparso, nonostante alla data dell'osservazione precoce (3 agosto 2003, dalla vetta del Pizzo Coca) la copertura nevosa, dal caratteristico colore rossastro, fosse ancora totale. La mole degli apporti valanghivi nelle stagioni favorevoli è testimoniata dall'abbondante presenza di firn del 2001, che dopo due annate penalizzanti lascia affiorare solo minuscole finestre di ghiaccio nella parte mediana. (S. D'Adda).



Foto 30: il glacionevato di Val Freggia, dichiarato estinto già nel Catasto CGI-CNR 1961, mostra una sorprendente vitalità: qui appare di fatto ricostituito grazie al firn del 2001 e a un significativo residuo nevoso del 2003. (R. Scotti, 13 agosto 2003).

Photo 30: the glacierette Val Freggia, that doesn't exist anymore on the Registry Office CGI-CNR 1961, shows an amazing vitality: here it appears rebuilt thanks to the 2001 firn and to a remarkable 2003 snow residual. (R. Scotti, August 13th, 2003).



Foto 31: i ghiacciai del Trobio al termine della torrida estate 2003. (R. Scotti, 27 agosto 2003).

Photo 31: the Trobio glaciers at the end of the torrid 2003 summer. (R. Scotti, August 27th, 2003).

567.0 TROBIO OVEST

03.09.14 QMF: 2540

decremento moderato

Nuova significativa contrazione per questo apparato, che presenta riscalatissimi residui nevosi solo lungo il bordo superiore destro, sotto le bastionate rocciose, dove anche permangono gli ultimi resti del firn 2001. Ulteriore incremento della copertura morenica in tutta la parte sommitale e nel settore destro della fronte e allargamento delle emersioni rocciose, nel settore mediano sinistro. La permanenza di una minuscola placca di firn sulla lingua e l'assenza di un preciso segnale hanno consigliato di rimandare alla prossima stagione la quantificazione del recente arretramento frontale. *Snow-line*: assente. (F. Mocchi, R. Scotti)

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002

5-SYSTEMATIC PART

SECTOR: SPLUGA-LEI

Ricardo Scotti

The extraordinary conditions of summer 2003 dealt a blow to the glacial heritage of Valle di San Giacomo and of Val di Lei, causing a rearrangement never reported in the last 15 years. As everybody knows, the preservation of the year's snow in this sector is usually facilitated by the local microclimate characterized by summer snowfalls and very cloudy days. But the meteorological trend of last summer completely vanished those preservative factors. 13 glacial units were reported, 3 of which only by a mere photographic study. 4 of the 8 units of the 2002 survey are going through a considerable shrinkage phase, while the other 4 through a moderate one. The most consistent contraction was registered on the Valle Spluga, while in the Val Lei, thanks to a better exposure, the glaciers could keep part of the firn of the hydrological year 2000-2001 and in few cases also the year's snow. All the sector's units are interested by drastic variations: the Pizzo Quadro Nord Glacier, that hadn't shown any relevant sign of adaptation to the new climatic situation, nowadays is covered with debris, because of a remarkable thickness' loss; three new rocky inliers have formed on the Pizzo Ferrè Glacier; the Suretta Sud Glacier, where a differential GPS carried on screening the mass balance, showed thickness' reductions from 3 to 4 m. Finally it was reported the disappearance of the firn blanket (2000-2001) that until last year had partially protected the Chiavennasco glaciers.

Photo 9 and 10: see page 46

1005.0 PONCIAGNA 03.08.30 QMF: 2600 m moderate shrinkage

Except from the less steep area, the unit is almost completely free from the year's snow. The AAR is at 20-30%. In the eastern part the snout is in slight retreat in comparison with 2002, while the western part doesn't show particular variations. The rocky inlier next to the snout seems to have enlarged, as the number of crevasses and their width seem to have increase. The proglacial lake made up of two different basins is bigger, in comparison with 2002 reports: the main basin measures about 200 x 300 m, while the smallest measures 100 x 150 m. Thanks to the width of the threshold and to the distance from the glacier's snout, overflowing phenomena do not seem to be possible. There is also a residual of ice blocks next to the smallest lake. *Snow-line*: irregular. (G. Ghielmi).

Year of last previous survey: 2002

SECTOR: CODERA-MASINO

Ricardo Scotti

Despite the study's difficulty caused by the presence of snow, no one of the 23 observed units, 21 of which by photographic checks, seems to have kept the snow of the year and the abundant firn of the 2000-2001 season that lasted until 2002. This year was extremely negative for the glacial heritage of the Val Masino and considering the mostly southern exposure and the modest altitude of almost all the sector's glaciers, the report couldn't have been different. These factors worsen the damages inflicted by the very high temperatures of June and August. Nowadays some small units are completely covered with debris (E and NW Calvo, Passo della Vedretta, Est Zocca, Passo di Bondo Inferiore), while the biggest units show an increased number of crevasses. (Passo di Bondo, Rasica Ovest Superiore). The collapses at the snout of the Rasica Est Glacier, where notable variations are reported, are carrying on. Val Cordera's units have not been surveyed.

Photo 11: see page 47

SECTOR: MALLERO-DISGRAZIA

Ricardo Scotti

The data of the snow site of the Vazzeda Glacier show the double peculiarity of 2002-2003 season: remarkable initial accumulation (on June 1st 4-6 m snow are reported) on the best Lombardy's soil, and a so torrid ablation season to loose almost completely the snow contribution, exception for some avalanche's residuals. The most suffering units are those that recently showed positive signs (Corna Rossa, Cassandra Superiore, Sassa d'Entova). 27 glaciers were totally surveyed, 9 of which by a simple photographic observation. The slight to moderate mass shrinkage is the only reported dynamic phase. The snouts are just in moderate shrinkage: the only exceptions are represented by the tongue of the Ventina Glacier (- 22 m) and the snout of the Vazzeda Glacier (- 43 m) that are in considerable contraction, and some linear progresses that represent another important feature of this part of Lombardy's mountain and that are caused by the addiction of 2001 firn's blocks. This situation cannot be referred to the Pizzo Tre Mogge Glacier that since 1998 onward has been growing. It is important to state that in this sector the positive effects of 1999-2000 and above all of 2000-2001 seasons have not completely vanished because the great part of the units is keeping multiannual firn's blocks.

Photo 12: see page 48

416.0 VENTINA 03.09.06 QMF: 2222 m moderate shrinkage

The glacier is deeply ploughed by crevasses and *bédières*, and is very thin and smaller close to the E wall of the Punta della Vergine and its right side is partially covered with a double strip of medium size moraine debris. The snout here is flat. The avalanches' contributions that in the previous years were characterized by reasonable cones have drastically reduced above all on the left side. At the snout's level the buried ice outcrops. Irregular and scattered blocks of old snow are reported from 2800 m. On August 31st the main proglacial stream shifted towards the left side, coming out from a glacial mouth (8 m height and 15 m width) that formed after the collapse of a portion of snout during the flood on August 28th and 29th, 2003. On September 6th the stream changed again its position, leaving the previous mouth and reaching the left-side moraine. *Snow-line*: irregular. (M. Peroschi, F. Cambieri, M. Urso).

Annual average variation: - 22.5 m

424.0 CIMA DI ROSSO EST 03.08.30 QMF: 2745 m slight shrinkage

Poor seasonal snowing located at the bottom of the walls above the glacier and in some depressed areas. The residual snow of 2001-2002 season notably reduced but still covers the 50-60% of the glacier's surface. Also the multiannual snow blanket of the left side reduced its thickness, detaching from the cone below to allow the finding of measure's signs 1 and 2, whose measures show an uncertain dynamic, bond to the subsequent melting of the block itself. The left sector is flat and slightly concave and it is divided from the main body by a small floating moraine. The hanging snout of the glacier in some parts is raised by the rocky substrate and forms a small cave in the central wall: it is ploughed by deep erasing tracks and is interested by an abundant drift cover (the discharges from the top are very frequent). The measure of sign 3 reports a progress. *Snow-line*: absent. (A. Almasio, M. Urso). *Yearly average variation*: + 1 m (2000)

*Photo 13: see page 49*SECTOR: BERNINA-SCALINO*Riccardo Scotti*

It was a terrible season for the glacial masses of the Italian side of the Bernina. The 6 surveyed units report signs of considerable shrinkage and the total absence of the year's snow. This survey is also valid for the 9 only photographically observed units. The consequent and exceptional loss of thickness involved also the more elevated units, such as the Scercen Glacier, but it doesn't match to the snout's measures that present moderate shrinkage. Also the 2000-2001 firn was remarkably damaged, even if it preserved wide glacial surfaces from a more notable shrinkage. The most frequent marks were the big crevasses, the formation of new rocky inliers and of endoglacial moraine, surface streaming. The big landslides that affected the rocky bar below the Marco and Rosa de Marchi's Refuge let a compact mass of ice come to light. The tongue of the Fellaria Ovest Glacier carries on in its inexorable shrinkage and the day on which the ice will reach the rocky step behind is not so far. The ice cones at the bottom of the middle seracs of the Fellaria Est Glacier suffered from a remarkable reduction after years of moderate but continuous increase.

433.0 SCERSCEN SUPERIORE 03.08.25 QMF: 2565 m considerable shrinkage

There is a considerable block of blazing ice on the rocky wall below the Marco and Rosa's Refuge. A recent landslide interrupted the usual path to the building. It is possible to notice a remarkable volume reduction of the glacial mass, while the surface's reduction and the snout's shrinkage are less evident. Wide sectors in the accumulation and in the ablation areas are characterized by new floating moraine and crevasses. The streaming from the snouts are manifold and form imposing waterfalls. *Snow-line*: absent. (R. Peja, V. Paneri, B. Rosa). *Yearly average variation*: - 12.5 m

*Photo 14: see page 49***435.0 CASPOGGIO** 03.08.23 QMF: 2715 m moderate shrinkage

The glacier is covered with old snow, only visible in the little spots at the base of the rocky walls. On the upper fields there is an irregular 2000-2001 snow blanket: in the central and less steep area the *firm-line* is located at 2900 m, and northwards at 2950 m. If compared with last year the terminal portion of the glacier doesn't seem to have retreated a lot, and the two rocky inliers have enlarged. There are deep *bédiers* crossed by abundant meltwaters' flows, above all below the central floating moraine. The drift cover in the terminal part is almost uniform, but thin. There are recent rocky materials' collapses: close to the signal SA02 a recent slime and blocks' landslide covered the snout and makes the measure unreliable. The proglacial sector is unstable because of many variations, also caused by alluvial events. *Snow-line*: absent (S. Alberti)

Yearly average variation: - 21.5 m*Photo 15: see page 50***439.0 FELLARIA OVEST** 03.08.30 QMF: 2600 m considerable shrinkage

The residual tongue's segment very close to the upper rocky wall is even thinner and flatter. The proglacial lake, touching its left side, enlarged and it is now possible to cross the run-off stream walking on the glacial surface. Again on this side there are dead ice portions covered with sliding moraine. The snout margin forms a semicircle, quite regular on the right side and that on the left shows a cliff that closes the above-mentioned lake. There are no traces of last year's snow on the lowest part of the glacier. The ablation waters mainly flow out from the left forming an impetuous stream. *Snow-line*: -. (G. Catasta, L. Catasta, M. Butti). *Yearly average variation*: - 21 m

443.0 SCALINO 03.09.14 QMF: 2590 m moderate shrinkage

The firn residuals of the hydrological year 2000-2001 cover a limited apical sector, located at 3040 m of altitude and there is no trace of the year's snow. Under the dynamic point of view the most important factor is the formation of three rocky islands in the medium-upper part of the "Cornetto's branch" where it detaches from the main flow: with the permanence of the current climatic conditions, the event will quickly lead to the detachment of this lobe. Another new rocky inlier formed in the central-eastern sector, too, not far from the crest line. *Firn-line*: 3040 m. (M. Butti). *Yearly average variation*: - 16 m

Photo 16: see page 51

SECTOR: DOSDE'-PIAZZI*Antonio Galluccio*

All the surveyed units (13 and other 6 photographic observations) present a considerable or moderate shrinkage phase. The only exception is the snow-ice of Cima Dugorale, a *debris covered glacier* whose features denote the stationariness judgment. The summer temperatures produced the total vanishing of the old snow, leaving the massif totally under the hypothetical *snow-line*, and a violent erosion almost extinguished the firm of the hydrological year 2000-2001 that, on the other side, was still present on the sector's glaciers until the 2002 summer. The frontal shrinkage is notable, while the morphological variations have been limited: the only exceptions are the units of the Val Campaccio, remarkably reduced, and the Cima Piazzzi's glaciers that are quickly changing their aspects. This yearly report is one of the worst of the last 20 years.

473.0 DOSDÈ EST 03.09.13 QMF: 2570 m moderate shrinkage

The twenty-years weakening phase of this glacier inexorably carries on. The exposed snout is characterized by marked levelling of the surface and then it is precisely observable. On the other hand, on the left, a copious and not measurable moraine blanket interests the limit. The seasonal snow blanket is very poor and irregularly present over the 2700 m. The terminal tongue has two evident longitudinal cracks (the most evident in the centre with a strange saw's teeth shape) that make suppose it was formed by two different sub parallel flows. *Snow-line*: discontinuous. (F. Galluccio, S. Ratti).

Yearly average variation: - 18 m (2001)

SECTOR: LIVIGNO*Antonio Galluccio*

The glacial heritage of Livigno quickly reduced in the Nineties' and the torrid 2003 summer accelerated this trend. The low altitude of the mountain will reduce to minimal dimensions the residual glacial masses and makes this phenomenon more evident: nowadays mass contractions are very violent, exception for the Campo Nord Glacier, that may probably benefit from a better location and exposure. The Pizzo Filone is now almost deglacialized and since also the glaciers of Pizzo Zembrasca, Mine Ovest, Corna di Capra Dentro, Vago Sud, Punta Orsera extinguished and very soon also the Val Nera units (Val Nera Est and Centrale), it is possible to notice considerable shrinkage in the following glaciers: Mine, Corna di Capra di Dentro, Pizzo Pavallo and Val Nera Ovest. The isolated Saliente Glacier isn't in better conditions. It was observed for the first time the cirque located on the northern side of the Cassa del Ferro, on the most secluded Lombardy's mountain ambit, where there is for sure a small glacier in the P.E.G. A similar formation, without snow residual, was noticed on the western side of the Punta Orsera, orographically tributary of the Swiss Val Poschiavo.

991.0 MINE 03.09.06 QMF: 2850 m slight shrinkage

The progressive separation of the short upper slope and a remarkable increase of crevasses are underlined in the central part of the glacier, at about 2900 m of altitude. On the western margin there are more evident signs of the progressive mass reduction, such as a hole close to the margin, at around 2840 m. *Snow-line*: absent. (M. Marzorati, A. Molteni).

Year of the last previous survey: 2002

Photo 17 and 18: see page 52

997.0 CAMPO NORD 03.09.06 QMF: 2840 m moderate shrinkage

The contraction phase of the glacier increased. In the highest area, the most meaningful signs are the separation of the ice wall from the terminal crevasse that reaches the rocky bottom and the lowering of the lateral glacial limits. The shrinkage of the thickness is evident on the whole surface and it is noticeable above all from the growth of the dimensions of the crevasse's area at 3000 m, from the collapse of the plateau at 2900 m (hydrological left) no more fed by avalanches and from the increase of the surface debris on the left. The snout, whose profile is flat, is withdrawing. The always-present fluvial-glacial deposit is lined-up with the left moraine. The proglacial lake at the extreme right is withdrawing and a second one is forming in the central area. The lateral *bédiers* vanished and the central one is evident. The recent snow blanket reaches 2950 m of altitude. *Snow-line*: absent. (G. Grazzi Lonardo, C. Lonardo, S. Zocchetti). *Yearly average variation: - 12.5 m.*

SECTOR: ORTLES-CEVEDALE*Antonio Galluccio*

The conditions of the hydrological year 2002-2003 snow blanket of the Lombardy's side of the Ortles-Cevedale can be described in very synthetic terms: 100% of the screened units showed evident signs of considerable and, in some cases, very marked mass shrinkage. On only 5 units a *snow-line* can be identified for local orographic factors. Elsewhere the snow residuals are completely absent, even on the big basins of the Forni Glacier, above all on the eastern one, the rare Lombardy's ambit where the snow keeps also in the worst years. The surface ice melting during the summer is amazing (even more than 4 m). The pressure's release due to the lowering of the glacial surface's level produced a multitude of landslides, while the restless ablation contributed to the formation of big *debris/mud flows*, because of the denudation of buried ice masses. The damage to the ice walls was terrible and some are now just residuals.

Photo 19 and 20: see page 53

502.0 GRAN ZEBRÙ 03.08.30 QMF: 2980 m considerable shrinkage

The general morphology hasn't undergone to important changes, even if the involution phase carries on. The east tongue keeps its characteristic overturned "V" shape with wide lateral areas hidden by moraines and debris of the walls on the sides.

The central one shows the usual semicircular shaped margin and clasped laterally. The western tongue, very thin along the exposed margin at the centre and on the right, maintains its small proglacial lake. *Snow-line* -. (G. and L. Catasta, G. Cola).

Yearly average variation: - 13.5 m (E); - 22.5 m (C)

506.0 ROSOLE

03.09.14

QMF: 2975 m

considerable shrinkage

This big unit is undergoing a shrinkage phase that started about 20 years ago and the yearly balance is very negative. In comparison with the past the avalanches' contributions from the surrounding rocky walls are almost completely absent because of the very unfavourable 2003 summer situation: the southern wall of the Monte Cevedale appears desolating, erased and darkened by the collapses and crossed by meltwaters' streams at any altitude. Some snow residuals (hydrological year 2000-2001) are still visible at the bottom of the slopes. Also the aspect of the wide and indented snout doesn't leave any doubt: it is taking place a shrinkage that would be clamorous if the margin were not interested by a strong and increasing drift cover. On the hydrographical left the contraction is incredibly moderate probably because of the lying position of the snout (mainly because of the shorter distance from the wall beyond) and of the same violence that the flow has at this point. At the centre and on the right the break-up is so obvious that the small debris bump on which each terminal sector of the glacier lays, is going to be completely exposed. When it happens, it will be possible for the unit to find a new morphodynamic equilibrium, settling on new positions, more in accordance with the climatic trend. Really, on the extreme hydrographical right a small glacier's lobe is still pushing towards the lateral gully, subjected to the above-mentioned bump: anyway its dynamism appears compromised and a dead ice field will probably form here. *Snow-line*: absent. (P. Farioli, A. Galluccio, G. Cola).

Yearly average variation: - 21 m

Photo 21: see page 54

506.1 COL DE LA MARE I

03.09.14

QMF: 2780 m

considerable shrinkage

In the picture taken on September 21st, the glacier's aspect is striking: the only minute seasonal snow residual covers great part of the upper plateau, at 3580 m. This is the *snow-line* position, the worst of the last 80 years. The dynamic description is completed by the following surveys: a) strong melting on the flow's margin up to 3500 m on the Col de la Mare (hydrographical right) and on the extremity of the spur that divides it from the Glacier II (hydrographical left); b) surfacing debris' increase (caused by rocky collapses) on the left bank of the glacial body's valley sector, whose most further-off part is probably only a dead glacier for a *bédrière* that is supposed to have reached the rocky bottom; c) remarkable linear shrinkage of the snout's portion free from moraine cover (reported from sign 2); d) evident thickness' reduction of almost all surface (visual comparison suggests an estimate of 3-4 m). On a plateau at 2950-3000 m there is a big firn's block of the hydrological year 2000-2001. *Snow-line*: 3580 m. (A. Galluccio, P. Farioli, G. Cola).

Yearly average variation: - 36.5 m

506.2 COL DEL LA MARE II

03.09.14

QMF: 3150 m

moderate shrinkage

This huge hanging glacier that experienced last year an unclear dynamic event (quick disappearance of the iced middle bump due to the lubrication of the rocky bottom that caused the dislocation towards the valley of the whole flow) denotes a consequent and light snout's progress. This survey opposes to the glacial surface's conditions that suggest a certain mass shrinkage. Absence of old snow at any altitude until 3600 m; remarkable erosion of the margins of the flow, huge terminal crevasse (3480m); crevasses' increase everywhere; formation of a rocky inlier on the right side of the upper ice wall; moraine surface's increase (regarding to a glacier whose minimal altitude is 3150!): all these aspects describe the damages suffered by the unit during the summer 2003. On this occasion it is worth to remember that the seasonal snow's consistence was very good: it melted during the first ten days of August when also the other two 2000-2001 firn's fields below started the melting process and today are just three small blocks. *Snow-line*: absent. (A. Galluccio, P. Farioli, G. Cola).

Year of the last previous survey: 2002

Photo 22 and 23: see page 55

507.1 FORNI

03.09.14

QMF: 2500 m

considerable shrinkage

The equilibrium line (ELA) and the A.A.R. are almost absent: the only snow's accumulation left in the valley and in the most elevated areas of the unit are exclusively due to the striking 2000-2001 winter: at the middle of June the glacier's aspect is similar to the middle July's in ordinary years. At the beginning of July the unit lacks of residual snow and is darkened by debris and exposed to a considerable melting. At the end of the ablation season the ice leakages reported at the ablatometric pales were changing their thickness from 233 cm in the lower sector of the big eastern accumulation basin (3175 m) to 483 cm on the tongue (2584 m). In the middle of the summer the glacier was in an isothermal condition with uniform daily melting's values from 5 to 7 cm on the whole glacier's body. The thickness' reduction interested the whole glacier leading to the appearance of new *nunatak* and to a noteworthy enlargement of the existing and to the liberation of broken rocky portions from the ice grip that triggered off manifold landslides, also along the rocky walls at high altitude. Those collapses could probably have been caused by the persistency of high temperatures that change the *permafrost* on the side. Inside the historical moraine several flows showing the ice core below were reported. On the right side after the basal melting due to the deeply sliding waters, the ice collapses and the lake along the snout – characterized here by crevasses with cavity towards the valley – enlarged. In June the size of the Isola Persa Lake was similar to the 2002 and in the middle of June was completely empty: a natural down flow took place under the glacier without provoking any damage to the valley. A several meters deep basin covered by a 10-20 cm mud layer has replaced it. The left stream's outflow mouth definitively disappeared and the largest water quantity flowed into the stream on the hydrographical right. The meltwaters' down flow created

spectacular and unusual *bédières* on the glacial surface, real *canyons* difficult to be crossed, above all during the central hours of the day, because of the exceptional water's flow. The biggest one is located in the medium-upper segment of the left side of the big medial moraine: its progressive enlargement and deepening erased the moraine's side causing the sliding of the debris inside the track and its consequent partial occlusion. These forms were also reported in areas such as big feeding basins where in ordinary years it would have been absent: with a section and deepness lower than those in the ablation areas, they disappear in the crevasses and in small mills after having covered a short segment of the surface. The right floating moraine became central: having a noteworthy drift cover, this sector is more resistant to the ablation and it is now the most advanced lobe of the glacier. *Snow-line*: absent. (G. Cola, G. Casartelli). *Yearly average variation*: - 33 m

Photo 24: see page 56

527.0 SAVORETTA 03.08.24 QMF: 2680 m considerable shrinkage

Once considered the morphological features and the laying position of the glacier (north facing and effective orographic protection), it is possible to assume that the terminal tongue suffered a considerable shrinkage and settled on 1999's levels after the positive trends of 2001 and 2002. *Firn-line*: between 2750 m and 2800 m. *Snow-line*: absent. (L. Bolognini, A. Borghi).

Yearly average variation: - 36.5 m

SECTOR: ADAMELLO

Paolo Pagliardi

It took 11 days to carry out the surveys and the photographic reports on 9 flows (from August, 8th to September 10th). The meteorological year characterized by unusual lasting summer temperatures, was very penalizing for the glacier of the complex. The ablation definitively finished only on October 4th, since September's snowfalls were very poor and allowed the melting process, above all at the lowest altitudes. In order to understand the extent of the involution occurred on the glacial masses of the Lombardy's Adamello, the data of the snow site of the Pìsgana Ovest Glacier are enough: from the middle of July, when the seasonal snow blanket disappeared, there was a 229 cm thickness' loss (the ablatometric pole is located at 3150m). The western feeding basin of the glacier is quickly splitting from the valley tongue because of the notable enlargement of the rocky inlier located at about 2850 m. The Adamello Glacier shows a miserable aspect: only the upper portion of the Pian di Neve - surrounded by the Passo Adamé, the southern side of the Corno Bianco, the slopes under the Adamello's peak and the Corno Miller - keeps the 2001 firn blanket, while the rest of the big glacier appears without snow and with a lot of crevasses, with the enlargement of rocky inliers and the separation of the northern branch of the flow between Punta Venerocolo and M. Venezia, now isolated in this sector by the main flow. The shrinkage of the Venerocolo Glacier that is going to split into two different units is impressive. The smallest glacier carried on with the moraine cover, while the separation between Salarno and Baltzer Glaciers is now evident.

Photo 25: see page 57

577.0 PISGANA OVEST 03.09.03 QMF: 2565 m considerable shrinkage

The unit is strongly contracting. In fact it is possible to observe a noteworthy retreat and shrinkage of the moraine cover; a remarkable increase of the number and dimensions of crevasses; a remarkable enlargement of the rocky inlier located between the western side of the feeding basin and the no more fed tongue. In the mean time also the median *numatak* enlarged and are now coalescent, as the main central formation is much bigger than last year: the detachment of the big valley tongue from the gathering basin takes form. The glacial spur previously isolated below the Bocchetta dei Frati is dissolving. The snow directly ends in a big proglacial lake that didn't allow the measuring by traditional methodology. The ice continues under the water's surface for at least 5 linear metres. The lake is studded with icebergs of different sizes. On the left side of the snout a hollow is opening. Its vault is undergoing a collapse phase and forming quite big ice blocks that accumulate in a chaotic way next to the margin. On the right of this hollow there is a big crevasse, parallel to the glacier's flow. Moreover there are 4-5 m high ice cones covered with different sized debris. On the hydrographical right side, between two rocky bars, a debris slope enters the lake where the ice covered with the moraine outcrops. On the right side of the accumulation basin below the rocks of Cima Narcanello there are strong multimetric seracs. Several hollows and *bédières* are reported. On August 30th, next to the Passo Venerocolo, at 3150 m, a 20 sq m tarn was found. At the end of the ablation season the snow site (3150 m) reported a 229 cm ice loss, considering a seasonal snow accumulation of 230 cm reported on June 2nd. *Snow-line*: absent. (M. Pala, M. Monfredini, R. Rota Nodari, P. Pagliardi).

Year of last previous survey: 2002

Photo 26: see page 58

608.0 ADAMELLO (comprehensive survey) 03.09.03, 07, 10 QMF: 2560 m considerable shrinkage

It was simply a terrible year for what it remains of the biggest Italian Alps' glacier. The morphological situation of the glacier at the end of the 2003 season is as follows: no seasonal snow residuals, the average thinning of the ice thickness is more than 3 m, rocky formations everywhere. On the Pian di Neve only a compact firn layer of the hydrological year 2000-2001 persists to protect the high southern fields. *Year of last previous survey*: 2002

608.0 Conoide di Salarno 03.09.07 QMF: - moderate shrinkage

The cone is completely covered with moraine material and compared to the 1998 its retreat is 11 m (sign S1958). *Snow-line*: absent. (M. Monfredini, P. Pagliardi). *Yearly average variation*: - 2 m

- 608.0 Effluenza Salerno** 03.09.10 QMF: 2560 m slight shrinkage
The flow is in progressive shrinkage and shows a retreat and a flattening of the snout, especially in the portion close to the Corno di Salerno. There are frontal collapses in the central part. No year's snow residual. *Snow-line*: absent. (M. Monfredini, P. Pagliardi).
- 608.0 Ghiacciaio Baltzer** 03.09.07 QMF: 2670 m considerable shrinkage
This unit's residual of the valley tongue of the Salerno Glacier shows a thickness' reduction and snout's shrinkage. At the snout there is a 80 m long ice-cave. The moraine is remarkably increasing. The glacial mass still appears laterally connected below the debris to the cone of Corni di Salerno. *Snow-line*: absent. (M. Monfredini, P. Pagliardi).
Yearly average variation: - 23 m
- 608.0 Effluenza Adamé** 03.09.10 QMF: - moderate shrinkage
Global shrinkage and flatterring of the flow with the reduction of the quantity and dimensions of the seracs. Remarkable frontal collapses in the central part of the flow. *Snow-line*: absent. (P. Pagliardi).
- 608.0 Effluenza Mandrone** 03.09.03 QMF: - considerable shrinkage
The main flow of the glacier appears in remarkable contraction, with a notable flatterring of the flow, snout's shrinkage (at least 50 m in comparison with 2002) and its lateral parts' reduction. The crevasses are increasing, above all in the more distal sector. Clear shrinkage also of the flow coming from the Passo della Lobbia. Absence of the year residual blanket. *Snow-line*: absent. (M. Pala, M. Monfredini).
- 608.0 Pian di Neve** 03.09.03 QMF: - considerable shrinkage
The glacial thickness reduced in all sectors of the Pian di Neve, with a remarkable increase and enlargement of the rocky inliers. The old snow is completely absent and the thin firn's blanket of the hydrological year 2000-2001 maintains. *Snow-line*: absent. (M. Pala, M. Monfredini).

SECTOR: OROBIE*Stefano d'Adda*

48 glacial ambits have been surveyed (32 real glacial units and 16 minor entities). 3 new glaciers have been reported (561.1: Canali di Redorta; 9707.0: Polledrino; 9708.0 Diavolo di Malgina Ovest). The Val Caronella and the Val Bondone have been explored again. Among the 10 units also measured in 2002, 1 is unchanged, 5 are undergoing a slight shrinkage phase and 4 a moderate shrinkage one. Among the other units observed in 4 years time, 2 are slightly growing, 3 are unchanged, 3 in slight shrinkage and 2 in moderate shrinkage. Then it is clear that this year the situation is again negative. The very few cases of reasonable residual snowing in some units fed by the avalanches and/or well protected by the orographic factor (Val Sena, Marovin, Dente di Coca and Val Freggia) represent exceptions on both the local and regional level. The ordinary temperatures would probably have allowed the presence at the end of the summer of a quite good number of snowed-in units, since here the early snowing was everything but scarce. Despite the fact that the snow measures at the Lupo Glacier underlined on one side a good snow accumulation, if referred to the typical features of the south-west facing unit, and on the other side the July and middle August's reports showed that on many avalanches fed units the snow layers were still abundant and still generously covered the surface, even if an early beginning of the melting process occurred at the end of May, June was very hot and July unfavourable. The snout couldn't face the very high temperature of August. Then the 2003 repeated the same situation of the 2002, provoking a reduction of the 2001 firn and of the ice.

- 533.0 BONDONE INFERIORE** 03.08.27 QMF: 2470 m slight growth
The temperatures and above all the avalanches' accumulation of the 90s', produced on this unit interesting variations. In the 1990's description by C. Lugaresi (*Glaciers in Lombardy*, 1992) we observe a glacier that down from the Passo di Bondone (2717 m) reaches the plateau located at 2460 m. In the following 10 years the almost restless sequence of seasons with avalanches accumulations and summers favourable to orographically protected glacier made the highest part of the unit drastically reducing, isolating first a small ice block at about 2700 m (between 1990 and 1992) and then provoking a big thickness loss of the glacial body in the more exposed part. The frontal margin, even if some metres behind, did not suffered such an important reduction. At the survey's moment the glacier is completely covered with the 2001 firn, from 2590 m of the upper limit, to 2470 m of the snout. The ice block at the bottom of the Passo di Bondone, still remarkable in 2000, has almost disappeared. The poor but not absent residual snowing is testified only by one snowfield located towards the right side of the glacier, from 2540 m to 2510 m. Manifold tracks of the ablatory streams of the overlooking Bondone Superiore cross its right margin, from 2550 down to the snout. The biggest one, at 2550 m, can be travelled over for about 20 m and shows a vertical crack: the hollow includes the firn and the ice. It is then possible to calculate the firn's thickness that along the right margin has an average depth of more than 2 m. In the central part of the unit the thickness is higher. Just in 2001 the glacier regained and maintained a multiannual negative situation. Despite the involution of the upper block, the considerations on the dynamic phase referred to the 2000's survey is slightly positive because of the volumetric increase of the main glacier's body. *Snow-line*: absent. (R. Scotti, P. Pagliardi).
Year of the last previous survey: 2000

Photo 27 and 28: see page 60

543.0 LUPO 03.09.21 QMF: 2425 m moderate shrinkage

The glacier was observed many times during the long and hot 2003 summer that completely annulled the important snowing on June 7th. With features of 480-400-330 cm, respectively on point 1-2 and 3, the deposit represented the third best accumulation from 1996, that is to say since when the screening of the yearly residual snow blanket started. At the time of the last survey, on September 21st, the unit appeared without snow residuals with some thin and small blocks only in the southwest sector, and even underlines a noteworthy reduction of the imposing firn blanket that protected it until the end of 2002 summer. In fact the firn is now gathered into a sort of cone in the above-mentioned southwest sector, at the bottom of avalanches' conduits that engrave the rocky mountain's side between Pizzo Porola and Cima di Coronno, and irregularly in the eastern segment, towards the Passo di Coca. The lowest part of the glacier, at about 2550 m of altitude in August didn't have snow residual. The further power loss of the unit underlines the long involution process that finished only in 2001: withdrawing and fluttering snout is almost without crevasses that were still evident at the end of 1998 summer. The drift flows are increasing again in the upper lobe. At the snout bottom there is a big block of dead ice, protected by the debris and by the snowfield. *Snow-line*: absent. (M. Butti, S. D'Adda). *Yearly average variation*: - 7 m

Photo 29: see page 61

561.1 CANALI DI REDORTA 03.09.02 QMF: - *newly identified unit*

The Pizzo Redorta, the third highest mountain of the Orobicche, on its eastern side shows an imposing wall that overlooks the big Coca Lake's cirque, in the high valley with the same name. Several gorges that discharge great quantities of snow plough the wall. The central one stands out from the others, a track that from the southern antipeak of the mountain falls on the gravel fields below. Another southern and shorter conduit goes down forming a sort of V lying on the drift slopes of the Val Cola. At the bases of these gorges there is a small glacial body that for its persistency features and its not negligible surface is classified as glacierette. It was mentioned many times on the documents written about the area and a picture was taken on August 28th, 1999, when the serious lack of snow residuals allowed the firn and the ice core below to outcrop. The name itself wants to underline the strong relationship between the glacial body of the feeding mountain and partly protects it from the sun. This is probably the first official mention for this very small persistent ice body, since the reference made by Nangeroni at the beginning of the 30s' (G. Nangeroni, 1932 - *Nowadays Glacialism on the Alpi Orobicche* Boll. Com. Glac. It. n°12, p. 232) at the "ice block southeast of the Redorta at altitude 2550" refers to the small vanished glacial body located at the bottom of the northern wall at altitude 2616 m, by someone called Cima D'Avert (N. and S. Calegari, 1985 - *Orobic - 88 pictures to climb* Ed Bolis, Bergamo, p.130). Ours is the widest and most persistent among the snow and ice deposit that characterizes the right side of the wide Coca's cirque, also thanks to the best location (E-NE). It has a particular Y shape with the base turned northwards and leaning against the wall of the staunch rocky ridge. The dynamism of the glacial body is underlined by the small transversal crevasses that outcrop in the upper part and by the presence of a rough moraine bank, partly due to the avalanches' flows that close its right side in the middle-low portion. The snout's limit is usually hidden by the firn and snow residuals that in the more favourable seasons exceed the basal limit of the northern rocky ridge. At the beginning of September any snow residual disappeared, even if at the time of the early observation (August 3rd, 2003 from the peak of the Pizzo Coca) the snow blanket with its peculiar reddish colour, was total. The mass of avalanches' supplies in favourable seasons is testified by the abundant 2001 firn, that after two penalizing years let just very small ice inliers coming out in the median part (S. D'Adda).

Photo 30 and 31: see page 62

567.0 TROBIO OVEST 03.09.14 QMF: 2540 m moderate shrinkage

The unit reports a very poor snow residual only in the upper-right margin under the rocky bar where the last 2001 residuals are still visible and is undergoing a remarkable new contraction and a further increase of the moraine cover on the whole upper part in the snout's right sector, together with an enlargement of rocky formations in the middle-left sector. The permanence of a minute firn's block on the tongue and the absence of a precise sign suggested postponing to the next season the quantification of the recent snout's shrinkage. *Snow-line*: absent. (F. Mocchi, R. Scotti). *Year of last previous survey*: 2002

Giuseppe Cola (*)

IL GHIACCIAIO DEI FORNI NELLA TORRIDA ESTATE 2003

1 - INTRODUZIONE

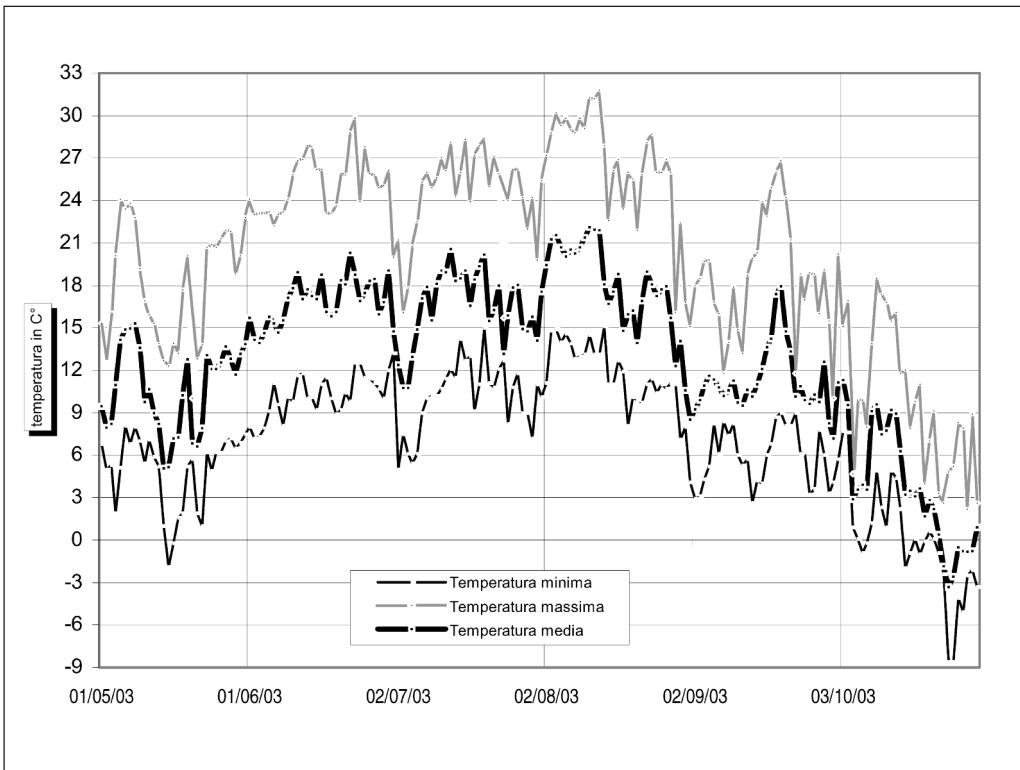
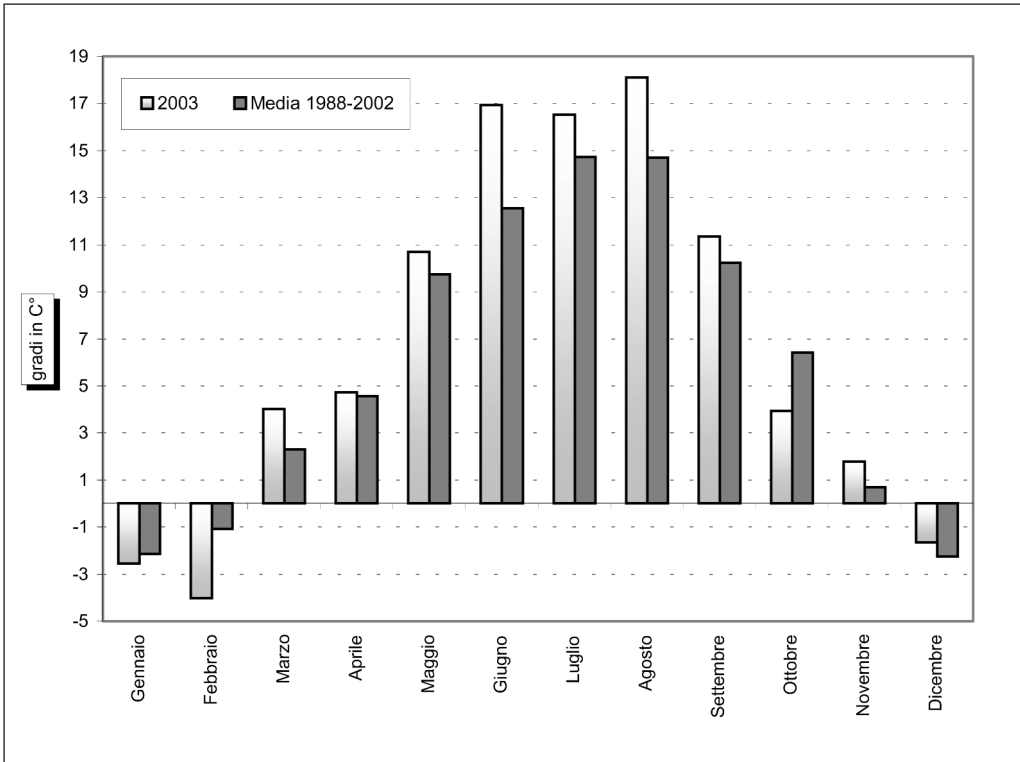
La torrida estate 2003 sarà a lungo ricordata come una delle più calde registrate dall'inizio delle osservazioni in numerose stazioni meteorologiche del Nord Italia. La struttura meteorologica responsabile delle più intense ondate di caldo sull'Italia è l'alta pressione africana; è del tutto normale che promontori di alta pressione si spingano dal Nord Africa verso il continente europeo proponendo picchi di temperature molto elevate nel periodo estivo, di solito di breve durata, e talvolta temperature inusuali anche nel trimestre invernale. La causa della persistente ondata di calore che ha insistito su buona parte dell'Italia e su alcune nazioni europee va ricercata invece nella presenza quasi costante, a partire dalla prima decade di maggio, di tale anticiclone, centrato in quota sulla Spagna e sul Mediterraneo centrale. Si è trattato di masse d'aria continentali subtropicali ma anche tropicali, queste ultime particolarmente calde e secche originandosi direttamente nel Deserto del Sahara.

2 - ANDAMENTO METEOROLOGICO DELL'ESTATE 2003 IN ALTA VALFURVA

Dal confronto delle temperature medie mensili dell'estate 2003 rispetto alla media di riferimento 1988-2002, rilevate presso la stazione meteorologica di fondovalle di S. Antonio Valfurva (1360 m.s.l.m.), distante circa 14 km in linea d'aria dal Ghiacciaio dei Forni, si annotano i seguenti dati: il mese di giugno (16,9 °C) risulta più caldo di + 4,4 °C così come luglio (16,5 °C con uno scarto di + 1,8 °C), mentre nel mese di agosto viene toccato il valore record di 18,1 °C, con uno scarto di + 3,4 °C (fig. 1). Analizzando nel dettaglio i valori della temperatura giornaliera della stazione (fig. 2) e l'andamento dello zero termico registrato a Milano Linate (fig. 3), notiamo un rapido incremento nella prima decade di maggio seguito da un repentina diminuzione nella seconda decade. Ma è nella seconda e terza decade di giugno che la temperatura tocca valori davvero elevati. Nei primi giorni di luglio si verifica un calo delle temperature grazie all'ingresso di alcune perturbazioni che portano la neve fino a 2300 m di quota. Per alcuni giorni la fusione si arresta completamente, per riprendere a un ritmo accelerato nella seconda decade di luglio. Nella terza decade del mese si nota un certo raffreddamento, possibile presagio di un graduale allineamento alle temperature medie del periodo. E invece, nella prima e seconda decade di agosto si verifica un incremento termico senza precedenti, con le temperature massime che toccano valori record: per più giorni vengono raggiunti e talora superati i 30 °C, per culminare il giorno 13 con un valore massimo di 31,8 °C (massimo assoluto della stazione).

Tra la fine di agosto e la prima decade di settembre, correnti fresche provenienti dal Nord Atlantico imbiancano ripetutamente l'Alta Valtellina al di sopra dei 2500 m (neve il 29 e il 31 agosto e poi l'8 e il 9 settembre); le temperature diminuiscono un poco, rimanendo tuttavia su valori superiori alla norma. A metà settembre, la rimonta dell'anticiclone subtropicale determina un brusco rialzo delle temperature, la neve recente scompare quasi completamente e la fusione del ghiaccio riprende, seppur con un ritmo inferiore rispetto ad agosto. In seguito le temperature diminuiscono riportandosi nelle medie del periodo. Nei primi giorni di ottobre, correnti fredde da nord-ovest portano un brusco calo delle temperature accompagnato da precipitazioni nevose, che calano fino a 1350 m di quota. Questo evento mette termine definitivamente alla eccezionale stagione di ablazione 2003.

* Servizio Glaciologico Lombardo; e-mail: dosegu@libero.it



L'anomala persistenza dell'anticiclone ha influito anche sul regime delle precipitazioni, caratterizzato da lunghi periodi siccitosi, interrotti da improvvisi e violenti scrosci di pioggia soprattutto in occasione dell'avvento di nuclei di aria fredda. In poche ore e in taluni casi nell'arco di mezz'ora, si sono riversate al suolo alcune decine di millimetri di pioggia che, complice lo zero termico a quote elevate, si sono mantenute in forma liquida fin oltre i 4000 m.

Questa concomitanza di fattori ha determinato, in tempi molto brevi, il convogliamento di ingenti quantità d'acqua e detriti nelle aste di deflusso, tali da trasformare i torrenti in veri e propri *debris flow*. Si è tuttavia osservata una alterazione del regime delle sorgenti, (molte delle quali hanno presentato portate inferiori rispetto agli anni precedenti mentre talune si sono addirittura prosciugate) in quanto il suolo è rimasto arido, perché le precipitazioni si sono prodotte in forma concentrata e dilavante, impedendo all'acqua di penetrare efficacemente nel terreno.

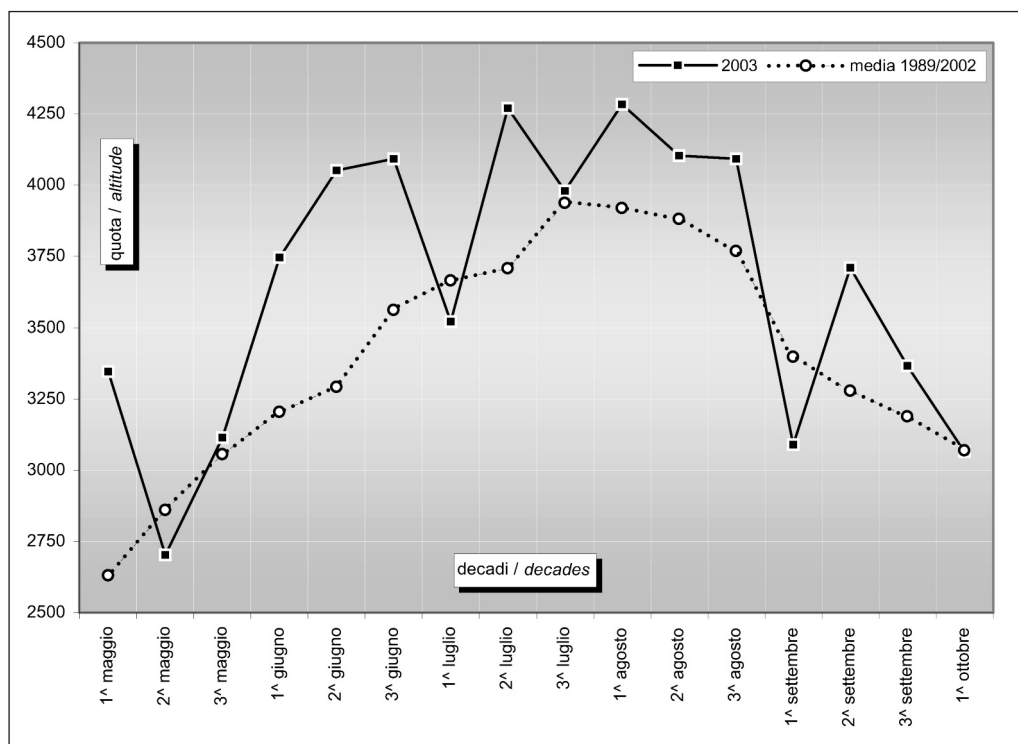


Fig 3: zero termico (0 °C) a Milano Linate nel 2003 a confronto con la media del periodo 1989/2002 (dati elaborati da Guido Catasta).

Fig 3: freezing level (0 °C) in Milano Linate in 2003 compared with the average figures 1989/2002 (data processed by Guido Catasta).

Nella pagina a fianco: / Front page:

Fig. 1: stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (1360 m): andamento della temperatura media estiva 2003 rispetto alla media di riferimento 1988-2002.

Fig. 1: S. Antonio di Valfurva weather station (1360 m): 2003 trend of the average summer temperature compared with average figures 1988-2002.

Fig. 2: temperatura media, minima e massima rilevata a S. Antonio Valfurva (1360 m) nel periodo maggio-ottobre 2003.

Fig. 2: average, minimum and maximum temperature recorded in S. Antonio V. (1360 m between May and October 2003).

3 - IL GHIACCIAIO DEI FORNI

L'anno idrologico è stato caratterizzato da un buon accumulo autunnale e da un successivo scarso e tardivo accumulo invernale e primaverile, che non ha retto alle alte temperature di un'estate molto anticipata, lunga, asciutta e sovente connotata da uno zero termico locale situato a 4500 metri di quota e anche oltre. A metà giugno, il ghiacciaio presenta un aspetto simile a quello di metà luglio delle annate normali. Sul finire di luglio, il ghiacciaio si trova così in gran parte privo di neve, annerito dai detriti e quindi esposto a forte fusione (foto 1). Pertanto, a fine estate, sia la *linea di equilibrio* sia l'A.A.R.² risultano praticamente inesistenti: negli avvallamenti e nelle aree più elevate dell'apparato si osservano solo modesti accumuli di nevato, dovuti quasi esclusivamente all'eccezionale inverno 2000-2001.



Foto 1: come appariva il Ghiacciaio dei Forni nella parte centrale dell'estate 2003; i settori più elevati conservano campi di nevato (anno idrologico 2000-2001) e nei distretti meno esposti al soleggiamento permane ancora una minima parte dell'accumulo dell'anno (G. Cola, 26 luglio).

Photo 1: Forni Glacier central area during summer 2003; the highest areas keep firm fields (water year 2000-2001) and less sunny areas still keep a small part of the year's accumulation. (G. Cola, 26th July).

Nei grafici seguenti sono riportati i valori dell'ablazione, espressi in mm w.e.³, misurati dal 1995 al 2003 lungo la lingua comune e il pianoro di confluenza delle tre colate (fig. 4) e, limitatamente all'estate 2003, nell'intervallo altimetrico compreso tra i 2584 m della palina più bassa e i 3173 m di quella più alta (fig. 5). L'eccezionalità del 2003 appare evidente dal confronto con i valori degli anni precedenti (fig. 4), in particolare con quelli del 2001, anno in cui a un inverno con un innevamento

² A.A.R.: *accumulation area ratio*: è la percentuale della superficie glaciale coperta dalla *neve vecchia* (dell'anno) al termine della stagione di ablazione.

³ w.e.: *water equivalent*: equivalenti in mm di acqua.

eccezionale fece seguito una estate relativamente fresca (- 2,1 °C rispetto alla media di riferimento 1988-2003 rilevata presso la stazione di S. Antonio Valfurva). Un'altra particolarità spicca dal confronto dei valori dell'ablazione tra la palina 3, situata sulla cresta della grande morena mediana, e la palina 4, posizionata a poca distanza su ghiaccio scoperto: nelle estati caratterizzate da un notevole soleggiamento (ad esempio il 1998 e il 2003) la fusione nei due punti è notevolmente differente, con un valore maggiore su ghiaccio scoperto. Al contrario, nelle estati in cui si verificano un numero elevato di giorni nuvolosi e piovosi (ad esempio il 1995 e il 1999), i valori misurati presso le due paline sono simili e in taluni casi si è addirittura verificata una fusione più accentuata del ghiaccio coperto da detrito.

Riportando su un grafico la fusione del ghiaccio registrata nel 2003 presso ogni palina (fig. 6), si può osservare che nella parte centrale dell'estate il ghiacciaio si trovava in una condizione di isoterma, con valori di fusione giornaliera di 5-7 cm per l'intero apparato glaciale. L'unico punto di misura che mostra dei valori inferiori è la palina 3 che, come abbiamo detto poc'anzi, è collocata sulla grande morena mediana.

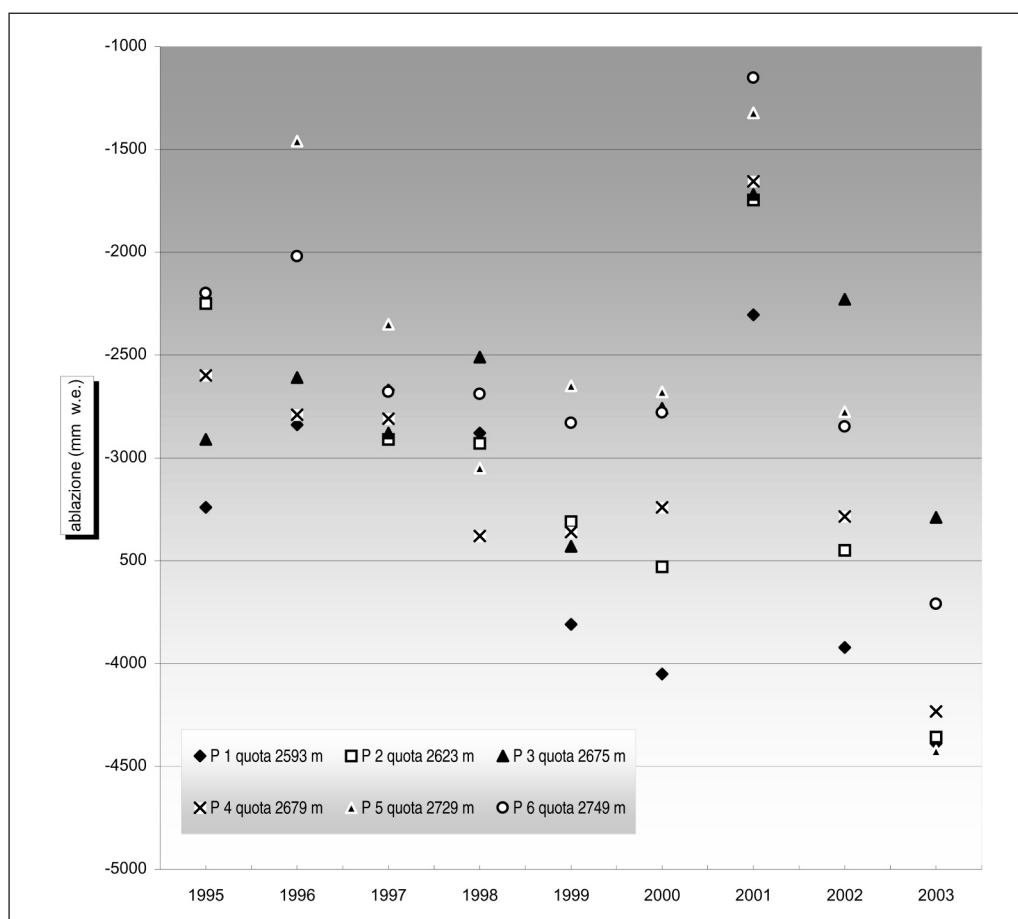


Fig. 4: Ghiacciaio dei Forni: ablazione misurata presso le paline collocate sulla lingua comune e il pianoro di confluenza delle tre colate nel periodo 1995-2003. Si osservino in particolare i dati delle paline 3 e 4 situate rispettivamente sulla morena mediana e, a poca distanza, su ghiaccio scoperto (vedi testo).

Fig. 4: Forni Glacier: ablation measured at the ranging rods standing on the common ice tongue and on the confluence plain of the three flows between 1995 and 2003. In particular, please note the values of the ranging rods 3 and 4 standing respectively on the medial moraine and nearby on exposed ice (see text).

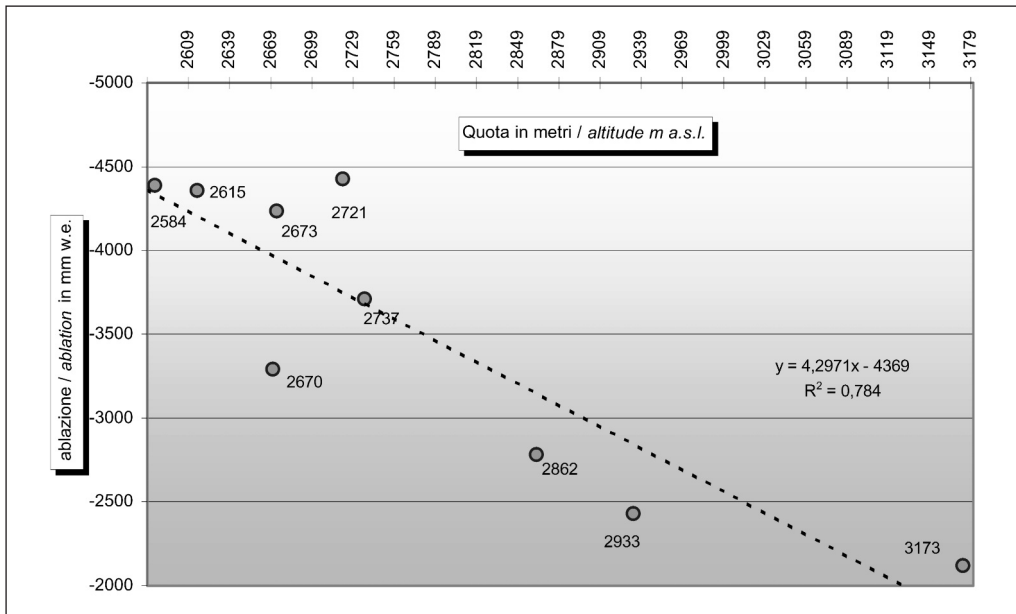


Fig. 5: ablazione misurata nel 2003 presso le paline collocate nell'intervallo altimetrico compreso tra i 2584 m della palina più bassa, collocata sulla lingua comune e la più elevata, collocata a 3173 m all'interno del grandioso bacino orientale di accumulo.

Fig. 5: ablation measured in 2003 between altitudes 2584 mts and 3173 (lowest and highest ranging rods) in the grand Eastern accumulation basin.

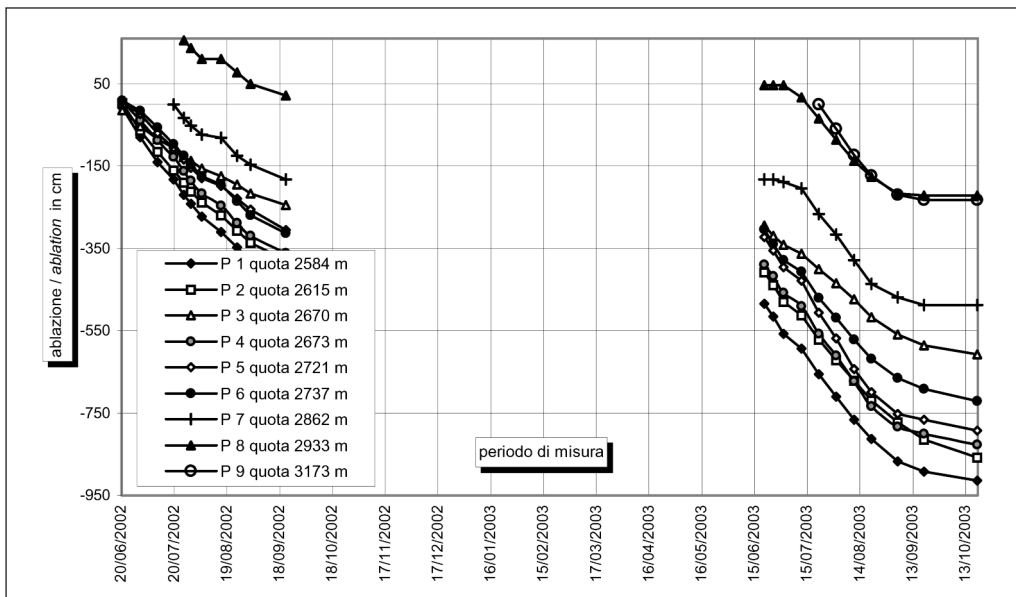


Fig. 6: andamento dell'ablazione nell'estate del 2002 (a sinistra) e del 2003 (a destra) presso le nove paline utilizzate per il monitoraggio. Nella parte centrale dell'estate 2003, la fusione del ghiaccio avveniva, pur con piccole differenze, a un ritmo pressoché identico in tutti i punti di misura, come si deduce dalla pendenza uniforme delle diverse curve.

Fig. 6: summertime ablation trends in 2002 (left) and 2003 (right) at the nine ranging rods employed for monitoring. In mid summer 2003 ice melting took place, although with small differences, almost at the same rhythm in all measurement points as you can see from the even slope of the different curves.

4 - VARIAZIONI MORFOLOGICHE EPI- E PERI-GLACIALI

I processi di fusione accelerata del ghiaccio hanno interessato il corpo glaciale nel suo complesso, determinando una consistente variazione di spessore, con la comparsa di nuovi *nunatak* e l'ampliamento di quelli già esistenti, liberando dalla morsa del ghiaccio vaste porzioni rocciose notevolmente fratturate, innescando numerosi crolli glaciali e frane anche lungo le pareti di contorno (foto 2 e 3). Non è da escludere che queste ultime siano state almeno in parte causate dall'alterazione del *permafrost* (suolo gelato in permanenza in profondità) dovuta alla persistenza di temperature molto elevate anche in alta quota.

Nel corso dell'estate 2003, lungo la faccia interna delle morene laterali, presso il margine della porzione distale della lingua, sono stati osservati diversi colamenti che hanno portato alla luce il nucleo di ghiaccio sottostante⁴. I maggiori per dimensioni si sono prodotti in destra idrografica e hanno interessato un lungo tratto del Sentiero Glaciologico del Centenario, che raggiunge il ghiacciaio proprio in questo punto. Nel mese di luglio ne è visibile uno solo ma di notevole ampiezza (foto 4). A fine agosto sono invece quattro, con le nicchie di distacco quasi coalescenti (foto 5). Il flusso continuo dei materiali di questi *debris/mud-flow* si riversa direttamente nel torrente di destra idrografica, nel punto in cui questo percorre un breve tratto allo scoperto e, dopo aver preso in carico il detrito, scompare nuovamente al di sotto del ghiacciaio (foto 6). Il detrito, che nel settore apicale della nicchia di distacco raggiunge uno spessore di alcuni metri, proviene dal disfacimento dell'argine morenico deposto nella seconda metà del Ventesimo Secolo, in questo punto ormai scomparso, e dall'arretramento del fianco interno della gigantesca morena della Piccola Età Glaciale.

Tra la fine di agosto e i primi giorni di settembre, nel settore destro dell'area di sbocco del pianoro di confluenza delle tre colate glaciali nella lingua comune, a 2600 m di quota, si è formata una gigantesca cavità di forma ellittica, della lunghezza di circa 200 m e di oltre 100 di larghezza, delimitata da una cerchia di crepacci semicircolari. Ci troviamo indubbiamente di fronte alle fasi iniziali di quel curioso fenomeno epi-subglaciale noto con il nome di *calderone del ghiacciaio*. Il collasso della superficie glaciale va ascritto al torrente subglaciale, che viene alla luce per breve tratto appena a valle della cavità (foto 7 e 8).

Il deflusso dell'acqua di fusione sulla superficie glaciale ha creato spettacolari *bédières* di inusuale larghezza e profondità, veri e propri canyons, difficili da superare nelle ore centrali della giornata a causa delle eccezionali portate d'acqua. Il maggiore per dimensioni è stato individuato nel tratto medio superiore del fianco sinistro della grande morena mediana: il suo progressivo allargamento e approfondimento è stato accelerato dall'azione meccanica del detrito, che scivolava all'interno della stessa dal fianco della morena, in taluni punti con la parziale occlusione dell'alveo in seguito alla caduta di grossi massi che si incastravano l'uno sull'altro. Queste forme epiglaciali sono state osservate anche nei grandi bacini di alimentazione, zone che in annate normali ne sarebbero state prive: di sezione e profondità inferiori rispetto a quelle presenti nelle aree solitamente deputate alla fusione, tali *bédières* si interrompono bruscamente in corrispondenza di crepacci e piccoli mulini dopo un breve tragitto in superficie. Sul margine frontale destro, a 2504 m di quota, in seguito al ritiro della lingua, si è notevolmente ingrandito il laghetto formatosi nel 2002 a contatto con il ghiaccio vivo della fronte. La fusione del ghiaccio basale, per opera dell'acqua raccolta nella conca rocciosa che si insinua in profondità al di sotto del ghiacciaio, ha determinato il cedimento del ghiaccio soprastante, che appare solcato da una serie di crepacci con concavità rivolta verso valle; tutto fa pensare che sia prossima la formazione di un lago di discrete dimensioni.

5 - CONCLUSIONI

Stando alle previsioni più pessimistiche, estati simili a quella appena trascorsa non saranno più l'eccezione ma la regola con cui dovremo confrontarci in futuro. L'ambiente della montagna in

⁴ il fenomeno si verifica nelle ore più calde della giornata per l'imbibizione del detrito in seguito alla fusione del nucleo di ghiaccio: ne consegue lo scivolamento del materiale per gravità.

generale, ma soprattutto quello dell'alta quota alpina, ci propone un cambiamento così rapido da non avere precedenti: là dove ancora oggi si estendono enormi coltri glaciali, in futuro sarà il regno della roccia, che con il suo aspetto monocromatico caratterizzerà i settori più elevati delle vallate alpine.



Foto 2: la poderosa seraccata orientale appare un po' meno turgida rispetto agli anni precedenti, come testimoniato anche dalla formazione di una finestra rocciosa nel distretto inferiore (evidenziata dal cerchio). (G. Cola, 16 luglio 2003).

Photo 2: the mighty Eastern seracs look a little less swollen than in previous years, as proved also from the exposure of rock in the lower part (highlighted by the circle). (G. Cola, July 16th 2003).



Foto 3: la finestra rocciosa di foto 2 ripresa il 12 settembre 2004: come si può notare si è notevolmente ingrandita. (P. Farioli).

Photo 3: the exposure of rock in summer 2004: it's largest than in photo 2. (September 12th, P. Farioli).



Foto 4: la morena laterale di neoformazione (edificata tra il 1980 e il 1985) è interessata da fenomeni di colamento superficiale, che mettono a nudo il nucleo di ghiaccio. (G. Cola, 16 luglio 2003).

Photo 4: the newly-formed lateral moraine (between 1980 and 1985) is affected by surface melting, uncovering the ice core. (G. Cola, July 16th 2003).



Foto 5: la stessa zona della foto 3 il 24 agosto; i colamenti interessano ora un'area molto più vasta. (G. Cola, 2003).

Photo 5: the same area of photo 3 on August 24th: the melting now affects a much wider area. (G. Cola, 2003).



Foto 6: visione da monte del settore centrale dell'area interessata da vistosi colamenti superficiali; il flusso continuo dei detriti si riversa direttamente nel torrente di destra idrografica. (G. Cola, 26 luglio 2003).

Photo 6: sight from the mountain of the mid of the area affected by the enormous surface melting; the debris continuous flow runs directly into the stream on the hydrographic right side. (G. Cola, July 26th 2003).



Foto 7: la lingua valliva ripresa il 6 agosto. (G. Cola, 2003).

Photo 7: the valley tongue on August 6th. (G. Cola, 2003).

A partire maggiormente gli effetti di una possibile ulteriore riduzione dei ghiacciai saranno gli invasi per la produzione di energia elettrica, venendo progressivamente a mancare il contributo del deflusso glaciale nella portata dei torrenti alpini. Non meno importanti le ripercussioni sull'industria dello sci estivo, che vede ridursi sempre più le aree glacializzate disponibili, a cui si aggiunge la riduzione del periodo utile per l'utilizzo delle stesse, a causa della fusione precoce del manto nevoso per le elevate temperature, con la conseguente movimentazione dei residui accumuli nevosi in quota, atta a garantire il funzionamento degli impianti.

I ghiacciai vanno quindi considerati non come una risorsa scontata di energia rinnovabile a buon mercato, ma come un bene economico e paesaggistico in esaurimento. Alle generazioni del XXII secolo rimarranno solo vecchie e sbiadite fotografie a testimoniare la bellezza delle alte vallate alpine incorniciate dai ghiacciai: uno scenario assai probabile se la tendenza climatica attuale dovesse affermarsi anche nei prossimi decenni.



Foto 8: la lingua valliva ripresa il 14 settembre. Presso il margine destro si possono osservare alcuni crepacci semicirculari, che bordano l'area collassata (indicata dalla freccia). Nella foto precedente non sono presenti. (G. Casartelli, 14 settembre 2003).

Photo 8: the valley tongue on 14 September. Some semicircular crevasses can be observed on the right edge, bordering the collapsed area (shown by the arrow). In the previous photo there were not any. (G. Casartelli, September 14th 2003).

BIBLIOGRAFIA

- CATASTA G. (1999) - Un "calderone del ghiacciaio" in Valmalenco. *Terra glacialis*, II, 1999, pp. 17-24.
- CATASTA G. (2000) - Ghiacciaio di Fellaria Ovest (Bernina italiano); evoluzione del "calderone del ghiacciaio". *Terra glacialis*, III, 2000, pp. 75-78.
- SMIRAGLIA C. (1992) - *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia*. Zanichelli, Bologna.
- SPREAFICO P. (1999) - *Apparato morenico di neoformazione del Ghiacciaio dei Forni. Guida all'escursione al Ghiacciaio dei Forni*. Comitato Glaciologico Italiano.

ABSTRACT

Il presente lavoro, dopo aver delineato un quadro generale della incredibile situazione climatica dell'estate 2003, si sofferma nell'analisi dell'andamento meteorologico rilevato presso la stazione di S. Antonio Valfurva (SO, 1360 m). Vengono poi descritti le principali variazioni morfologiche e i fenomeni peculiari osservati sulla superficie del Ghiacciaio dei Forni nel corso dell'estate, con particolare riferimento ai valori di ablazione riscontrati presso i diversi punti di misura.

Parole chiave : *tendenza climatica, temperatura, ablazione.*

This work, after outlining a picture of the unbelievable climate situation in summer 2003, analyzes closely the meteorological trend recorded at the weather station in S. Antonio Valfurva (SO, 1360 mts). Then, it describes the main morphologic changes and the peculiar phenomena observed on the surface of Forni Glacier during the summer, referring particularly to the ablation values recorded at the different measurement points.

Key words: *climate trends, temperature, ablation.*

Dans cet étude on analyse en général la situation incroyable du climat pendant l'été 2003 et après on analyse l'évolution météorologique relevée chez la station de S. Antonio Valfurva (Italie, Sondrio, m 1360). On décrit aussi les principaux changements morphologiques et des phénomènes particuliers qui ont été observés pendant l'été chez le Glacier des Forni, en se référant surtout aux données de l'ablation chez les différents points de mesure.

Mots clés: *tendance du climat, température, ablation*

Giuseppe Cola (*)

FORNI GLACIER IN 2003 TORRID SUMMER

1 - INTRODUCTION

The torrid summer of 2003 will be remembered as one of the hottest, ever since the recording of weather data by the various stations of Northern Italy. The African high atmospheric pressure is the meteorological structure responsible for the most intense heat waves over Italy; it is normal for short-lived, high air pressure fronts to push from Northern Africa towards Europe, producing the high temperature peaks of the summer as well as the unusually warm temperatures of the winter season. The reason for the prolonged heat wave over most of Italy and a few European countries must be attributed to the constant presence of the anticyclone over Spain and Central Mediterranean Sea since the first quarter of May. Such continental air masses were of subtropical and tropical origin, the latter particularly hot and dry, being originated directly in the Sahara Desert.

2 - SUMMER 2003 METEOROLOGICAL TREND IN UPPER VALFURVA VALLEY

Comparing the average monthly temperatures of the summer 2003 vs. the reference values recorded for the 1988-2002 period at the S. Antonio Valfurva weather station (located on the valley floor at 1360 m a.s.l, about 14 km from Forni Glacier as the crow flies), the following data can be highlighted: June (16.9°C) was hotter by +4.4°C, as well as July (16.5°C with a deviation of +1.8°C), while August achieved the record temperature of 18.1°C, with a deviation of +3.4°C (fig. 1). A detail analysis of the station's daily temperatures (fig. 2) and the trend of the thermal zero (0° C) recorded in Milano Linate (fig. 3), we notice a fast increase in the first ten days of May, followed by a quick decrease in the second period.

Very high temperature values were achieved in the second and third ten-day period of June. In the first days of July the temperature dropped again, thanks to the arrival of some perturbances with snow at 2300 m of altitude. For some days the melting of ice stopped completely but started again at a quick pace in the second ten days of July. In the third ten days of the month some cooling took place, a possible sign that temperatures might line up gradually to the average values. On the contrary, a thermal increase without precedents took place in the first and second ten days of August, with maximum temperatures at record values: 30°C were achieved and sometime exceeded for several days, with a peak value of 31.8°C on 13th (absolute max. for the weather station).

During the end of August and the first ten days of September, cool currents blowing from the North Atlantic Ocean whitened again and again Upper Valtellina above 2500 m (it snowed on 29th and 31st August and then on 8th and 9th September); temperatures decreased a little bit, though still above the average values. By mid-September the return of the subtropical anticyclone caused a sudden rise of the temperatures, the fresh snow disappeared almost completely and ablation restarted, though at a slower pace than in August. Afterwards, temperatures returned to the average level for the period. At the beginning of October, north-western cold currents caused a sudden decrease of temperatures coupled with snowfalls at 1350 m of altitude. This event finally brought the 2003 exceptional ablation season to an end.

Fig. 1 and fig. 2: see page 72

The unusual persistence of the anticyclone also affected the rainfalls regime, characterized by long dry periods interrupted by sudden and violent downpours, particularly on the occasion of incoming cold air bubbles. In a few hours, sometime within the span of half an hour, some tens of millimeters of rain poured down and, with the thermal zero set at high altitudes, such torrential rains dropped in a liquid form well above 4000 m.

In a very short time, plenty of water and debris were discharged into the valleys, turning streams into real *debris flows*. Still, a change in the regime of springs was recorded (many of them showed smaller flows than the previous years, while others even dried up); the soil remained arid because the rainfalls were concentrated and fast flowing, thus preventing water from effectively penetrating into the soil.

Fig. 3: see page 73

* Servizio Glaciologico Lombardo; e-mail: dosegu@libero.it

3 - FORNI GLACIER

The hydrological year set itself apart for a good autumn accumulation and for scarce and delayed winter and spring snowfalls which did not survive the high temperatures of a very early, long, dry summer often showing thermal zero levels at or above 4500 m. By mid-June the Forni glacier looked as if it were already mid-July of a normal year. By the end of July, the glacier had lost most of its snow cover and, darkened by debris, was melting at an increasing rate (photo 1). Therefore, by the end of the summer, both the snow line and the A.A.R.² actually did not exist at all: the only scarce firn accumulations to be found, almost exclusively left-over of the exceptional winter of 2000-2001, were confined to some shallow hollows and to the highest areas of the glacier.

Photo 1: see page 74

The following diagrams show the values of ablation (mm w.e.³) measured from 1995 to 2003 along the common ice tongue and the confluence of the three flows (fig. 4) and, for the summer of 2003 only, between 2584 and 3173 m of elevation, corresponding to the interval between lower and upper ranging rods (fig. 5). The exceptional nature of 2003 is outlined by the comparison with the previous years (fig. 4), especially those of 2001, when a winter of exceptional snow was followed by a relatively cool summer (-2,1 °C vs. the 1988-2003 mean values, as recorded by the S. Antonio Valfurva weather station). Another peculiarity can be detected by comparing the figures of the ablation at ranging rod n°3, standing on top of the large median moraine, and at ranging rod n°4, nearby but on exposed ice: in very sunny summers (e.g. 1998 and 2003) melting was remarkably different for the two spots, with a higher value for the exposed ice. On the contrary, in cloudy and rainy summers (e.g. 1995 and 1999), the values measured at the two ranging rods were similar, with the ice covered by debris sometime melting more quickly.

The ice melting diagram recorded in 2003 at every ranging rod (fig. 6) shows that, by mid summer, the glacier was in an isothermic condition, with daily melting values of 5-7 cm for the whole glacier. The only measurement showing lower values is from ranging rod n°3, which, as explained, was on the large median moraine.

Fig. 4: see page 75

Fig. 5 and fig. 6: see page 76

4 - EPI- AND PERIGLACIAL MORPHOLOGICAL CHANGES

The accelerated ice melting affected the whole glacier, causing a considerable change in thickness; new *nunatak* appeared while the existing ones became wider, setting free large areas of crushed rocks and promoting several ice collapses and landslides from the surrounding walls (photos 2 and 3). It must not be ruled out that latter were caused, in part, by the alteration of the permafrost (soil always frozen) due to the persistent, very high temperatures even at the higher elevations.

During the summer of 2003, along the inner side of the lateral moraines closed to the outer edges of the ice tongue, diffused melting brought to light the underlying ice core⁴. The main melting areas were on the hydrographic right side, affecting a long stretch of the *Sentiero Glaciologico del Centenario* (the trail celebrating the centennial of the Glaciological Commission) which reaches the glacier right in this spot. In July the ice was visible only at one, though very large, spot (photo 4). By the end of August there were already four exposed areas, having almost coalescing disjunction niches (photo 5). The continuous flow of mud and debris went directly into the stream on the hydrographic right side, where the water-flow carrying away the debris was visible for a short stretch before disappearing again under the glacier (photo 6). The debris, some metres thick at the top of the disjunction niche, came from the weathering of the moraine levee laid down in the second half of the Twentieth Century, already undone in this area, and from the receding inner flanks of the huge moraine of the Little Ice Age.

Between the end of August and the beginning of September a huge elliptical cave, approx. 200 m long, over 100 m wide and surrounded by semicircular crevasses, formed in the right sector of the confluence plain, where the three ice flows merge into a common tongue, at 2600 m of altitude. This was certainly the initial phase of that peculiar epi-subglacial phenomenon known as *caldera del ghiacciaio* (*glacier's caldera*). The ice collapse was caused by the subglacial stream flowing visibly for a short stretch just downstream of the cave-in

² A.A.R.: *accumulation area ratio*: percentage of the glacial surface still covered by old snow (of the same year) at the end of the ablation season.

³ w.e.: water equivalent.

⁴ The phenomenon takes place in the hottest hours of the day; as a consequence of the debris imbibition caused by the ice core melting, gravity initiates the debris slides.

(photos 7 and 8). The flow of the melting water over the ice surface created fantastic and unusually wide and deep *bédières*, true canyons hard to cross by mid-day, owing to the exceptional water flow. The largest one was in the mid-upper part of the left side of the large median moraine: its gradual widening and deepening accelerated from the mechanical action of the debris sliding inside from the flank of the moraine, sometime partially obstructing the riverbed with large boulders piled one on top the other. These epiglacial forms were observed also in the large accumulation basins, areas not showing any such feature in a normal year: less wide and deep than the ones found in the ablation area, these *bédières* ended suddenly near crevasses and small moulins after a short stretch on the surface.

On the right front edge, at 2504 m, the retreat of the tongue has widened the small lake, formed in 2002 in front of the exposed ice. The melting of the basal ice by the water collected in the rocky basin, deeply infiltrating under the glacier, caused the collapse of the ice above, which showed a series of crevasses with a downstream concavity, thus suggesting a soon-to-appear large lake.

Photo 2 and photo 3: see page 78

Photo 4 and photo 5: see page 79

Photo 6 and photo 7: see page 80

Photo 8: see page 81

5 - CONCLUSIONS

According to the most pessimistic hypothesis, future summers similar to the last one will be the rule rather than the exception. The general Alpine environment, especially at very high elevations, is showing an unprecedented rate of change; the huge glacial blankets of today will become rocky basins and their monochromy will characterize the highest areas of the Alpine valleys.

A possible, further reduction of the glacial areas will deeply affect the storage basins for the production of electric power, as the Alpine streams will gradually lack the contribution of the melting ice.

The summer skiing will not be less affected; suitable glacial areas will become fewer and fewer while the ski season will shorten, owing to the early melting of snow due to the high temperatures and the removal of large amount of snow from the accumulation areas to allow the skilift to run.

Glaciers, therefore, should not be regarded as cheap, renewable energy sources, but as a depleting economic and natural wealth. XXII century's generations will inherit only old and faded photos as evidence of the beauty of Alpine valleys set among the glaciers: a very likely scenario if the present climate trend is to continue also in the next decades.

REFERENCES and **ABSTRACT** (see page 81)

Alvaro Mazza (*)

I GHIACCIAI DELLA VALLE ANZASCA: EVOLUZIONE RECENTE E SITUAZIONE ATTUALE

1 - PREMESSA

Scopo del presente studio è una descrizione aggiornata del glacialismo della Valle Anzasca, e anche, ove possibile, la ricostruzione dell'evoluzione dello stesso dalla fine del secolo XIX. Sono state esaminate quindi fonti bibliografiche, iconografiche e cartografiche, mentre la raccolta dei dati sul campo si è svolta nell'ultimo ventennio. La pubblicazione in sintesi di questi ultimi - quella di dettaglio figura già nel periodico *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, edito dal Comitato Glaciologico Italiano (CGI) - è motivata dal notevole interesse che presenta il glacialismo alla testata della Valle Anzasca.

2 - LE FONTI DI DOCUMENTAZIONE

2A - LA CARTOGRAFIA UFFICIALE

Le fonti essenziali per la ricostruzione dell'evoluzione passata dei ghiacciai sono: il rilevamento dell'estensione delle morene recentemente abbandonate dal ritiro dei ghiacciai, l'iconografia (per lo più allegata ai lavori citati) e la cartografia, specialmente quella ufficiale dell'Istituto Geografico Militare (IGM) e dell'Ufficio Federale di Topografia svizzero (Carta Nazionale della Svizzera, CNS). Considerando la finalità principale di questo studio - la descrizione della condizione attuale dei ghiacciai della Valle Anzasca - ci si limita all'elencazione della cartografia attualmente in commercio, rimandando, per la cartografia storica, a GILI-BORGHET (1961) e MAZZA (1998; 2000; 2001; 2003). Un solo accenno verrà in seguito fatto alla prima carta topografica storica che rappresenta con ragionevole precisione i ghiacciai della testata della Valle Anzasca (VON WELDEN, 1824, rist. 1991), data l'eccezionalità del documento divenuto di recente disponibile in forma di ristampa.

a) Carta d'Italia dell'Istituto Geografico Militare Italiano (IGM)

Tavolette in scala 1:25000 (da qui in poi, le date tra parentesi si riferiscono all'anno del rilevamento e a quello dell'aggiornamento): 29 I NE - *Monte Rosa, 1934 (agg. 1970)*; 30 I NO - *Macugnaga, 1934 (agg. 1970)*. La cartografia IGM per la testata della Valle Anzasca, basata su rilevamento grafico diretto e, per il versante NE del M. Rosa, su fotogrammetria aerea, risulta invecchiata e poco utilizzabile per questo studio. Per la valutazione di questo documento si vuole ricordare che la cartografia ufficiale italiana (IGM) nacque in proiezione policentrica afillattica di Sanson-Flamstead, riferita all'ellissoide di Bessel, con squadratura geografica. L'edizione 1970 delle tavolette sopra citate, aggiornata mediante rilevamento fotogrammetrico del 1968, è riferita sempre all'ellissoide di Bessel, per quanto concerne le coordinate geografiche, e all'ellissoide internazionale (HAYFORD) per la quadrettatura chilometrica. Il sistema di riferimento (datum) è lo ED50; questo, in Italia, ha applicazione soltanto cartografica. Si ritiene utile ricordare che i sistemi geodetici italiani sono il ROMA40 e lo IGM95, quest'ultimo basato sul rilevamento satellitare GPS (DONATELLI D. et al., 2002).

b) Carta Tecnica della Regione Piemonte (CTR)

Sezioni in scala 1:10000. Fogli: 071030, *Cima di Jazzi*; 071040, *Macugnaga*; 071070, *Monte Rosa*; 071080, *P.ta delle Locce*. La Carta Tecnica Regionale della Regione Piemonte (CTR) è stata rilevata nel 1991 mediante aerofotogrammetria: la scala relativamente grande e la data del rilevamento ne fanno una fonte di grande interesse per la glaciologia della zona. Tuttavia il disegno delle curve di livello a tratteggio sulle aree glaciali, talvolta soltanto ogni 50 m, e la rappresentazione di aree nevose che non corrispondono a ghiacciai (forse in relazione alla stagione del rilevamento), ne infirmano alquanto la validità. Nessuna attenzione è stata prestata ai dati pubblicati dal Bollettino del CGI e da *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* (disponibili, per i ghiacciai principali della Valle Anzasca, soprattutto per il Ghiacciaio del Belvedere, a partire dal 1925). La squadratura è geografica; in cornice sono indicate le coordinate chilometriche Gauss-Boaga, nonché i riferimenti per le coordinate UTM; il riferimento geodetico è il sistema europeo ED50. Il mancato disegno completo del reticolato chilometrico rende difficile la determinazione delle coordinate dei punti di interesse per il rilevamento glaciologico (capisaldi di misurazione alle fronti e stazioni fotografiche).

(*) Comitato Glaciologico Italiano; e-mail: mazzaglacies@libero.it.



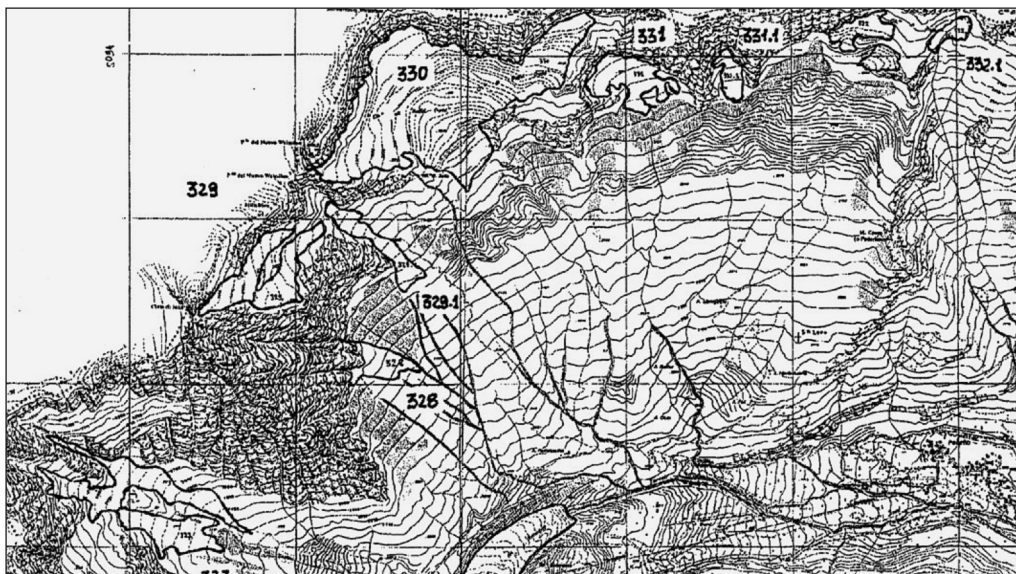
Fig. 1 e 2: rilievo cartografico speditivo, relativo agli anni 1994-2003, delle unità glaciali della Valle Anzasca. Porzione meridionale (fig. 1) e porzione settentrionale (pagina a lato, fig. 2).

Fig. 1 and 2: 1994-2003 on-site cartographic survey of the glacial units of Valle Anzasca. Southern portion (fig. 1); northern portion (fig. 2, opposite page).

LEGENDA: 318: Ghiacciaio del Corno Faller – 319: delle Locce Orientale – 319.1: Calotta del Pizzo Bianco (non inidcato) – 320: del Pizzo Bianco – 320.1: NE della Grober – 320.2: SW della Grober – 321: Nord delle Locce – 322: del Signal – 323: del Monte Rosa – 325: del Belvedere – 324: del Nordend – 326: del Piccolo Fillar – 327: di Castelfranco o del Weissthor – 328: Inferiore della Jazzi – 329: della Jazzi – 329.1: del Nuovo Weissthor – 330: Occidentale di Roffel – 331: di Roffel Orientale – 331.1: di Stenigalchi – 332: di Seewinen – 332.1: del Faderborn. (A. Mazza, 2004).

c) Carta Nazionale Svizzera (CNS)

Edita dall'Ufficio Federale di Topografia (già Servizio Topografico Federale; CNS), in scala 1:25000. Fogli: 1348, Zermatt, ed. 1977 e seguenti; 1349, M. Moro, ed. 1982 e seguenti. Questa carta, rilevata mediante aerofotogrammetria, copre la fascia di confine dal M. Rosa al M. Basodino; essa rappresenta quindi con esattezza, salvo qualche raro caso, tutta l'alta montagna glacializzata della Valle Anzasca ed è aggiornata regolarmente ogni 7-8 anni (ma solo



sul territorio svizzero). La carta è costruita in proiezione cilindrica obliqua, con la quadrettatura chilometrica del sistema cartografico svizzero. Il caposaldo altitudinale fondamentale è la “Pierre au Niton”, roccione emergente dal Lago di Ginevra, la cui quota è di 373,6 m. La risoluzione grafica è elevata e risalta particolarmente osservando la carta con una lente di ingrandimento. Anche dopo la pubblicazione della CTR, la CNS rimane la migliore per documentare il glacialismo della Valle Anzasca e in genere di tutta l'Ossola.

2B - CARTOGRAFIA STORICA E PRIVATA

a) Carta Von Welden, 1824

La sola carta storica cui si accenna, in quanto recentemente divenuta disponibile e di eccezionale interesse, è quella allegata alla pubblicazione in traduzione italiana (1991) dell'opera di VON WELDEN, *Der Monte Rosa*, 1824. Non è indicato il metodo di rilevamento ma la rappresentazione dei ghiacciai, al massimo della Piccola Età Glaciale, è decisamente buona. Sono chiaramente rappresentati i ghiacciai Est e Nord delle Locce, il complesso Monte Rosa-Belvedere, il Ghiacciaio del Nordend con la morena frontale che lo separa da quello del Belvedere, nonché i ghiacciai Piccolo Fillar, Jazzi e Roffel Occidentale. La scala, per quanto deducibile, è di circa 1:80000.

b) Carta CGI del Ghiacciaio del Belvedere (325)

In scala 1:5000, è basata sul rilevamento stereofotogrammetrico del Ghiacciaio del Belvedere, inteso come settore di ablazione del complesso dei ghiacciai del M. Rosa. Il rilevamento fu effettuato nel settembre del 1957 nel quadro delle attività previste dal CGI per l'Anno Geofisico 1957-1958. Costituisce un prezioso documento di riferimento per lo studio dell'evoluzione recente della lingua terminale del Ghiacciaio del Belvedere. Alcuni dei vertici di inquadramento del rilievo sono ancora reperibili e ciò le conferisce speciale validità; essi sono in parte rappresentati anche sulla cartografia ufficiale IGM e CTR. La carta è acclusa al Bollettino del CGI, II serie, n. 10 (1961). La sola pecca è il disegno della confluenza del Ghiacciaio del Nordend nel Ghiacciaio del Belvedere, non più esistente in superficie alla data del rilevamento (MAZZA, 2002).

c) Carta Il Cervino e il Monte Rosa del Touring Club Italiano (TCI)

In scala 1:50000, a colori, questa carta, da molti anni presente nel catalogo dell'ente editore, è utile soltanto per una panoramica generale dei ghiacciai della zona. Non essendo mai stata aggiornata per quanto riguarda l'estensione dei ghiacciai, essa riveste in certo interesse, perché è l'unica che riproduce l'estensione massima dei ghiacciai del Monte Rosa. Le quattro edizioni (1884, 1906, 1914 e 1925) del quadrante “Monte Rosa” (1:50000) dell'IGM, riportano infatti i ghiacciai sempre con le stesse dimensioni.

d) Schizzi topografici del VAW/ETH in scala 1:10000

Realizzati in base a rilevamenti eseguiti nel 1983 e 1984 dal VAW/ETH², concernono le lingue terminali dei

² Laboratorio di Ricerche Idrauliche, Idrologiche e Glaciologiche del Politecnico Federale di Zurigo.

ghiacciai Belvedere e Nordend. Essi si basano su rilievi fotogrammetrici e sulla determinazione delle temperature alla base del manto nevoso invernale, per accertare l'effettiva estensione superficiale dei settori di ablazione dei due ghiacciai in gran parte coperti da morenico. Gli schizzi mostrano inoltre la topografia superficiale e profonda del ghiacciaio, ottenuta mediante sondaggio radar, e gli incrementi della quota superficiale dei due ghiacciai a seguito di un buon regime di alimentazione (primavera nevosa tra il 1972 ed il 1980). Sfortunatamente mancano elementi per il collegamento con la recente CTR. I ricercatori svizzeri precisano che le quote da loro determinate sono superiori mediamente di circa 12,5 m a quelle di determinazione italiana; gli incrementi di quota al Ghiacciaio del Belvedere devono quindi essere valutati tenendo conto di questa differenza.

Scarso è stato l'aiuto fornito dal pur eccellente Catasto dei Ghiacciai Italiani (CGI, 1959, 1961) – la cui completezza è unica in campo internazionale (Field, 1975) – in quanto la base cartografica per esso adottata fu quella dell'IGM e l'iconografia, specialmente per i ghiacciai dell'Ossola, fu talvolta insufficiente o mancante.

2C - GHIACCIAI DELLA VALLE ANZASCA: LAVORI PUBBLICATI E ICONOGRAFIA

Soprattutto per il Ghiacciaio del Belvedere, i lavori sperimentali pubblicati sono relativamente numerosi, rispetto a quanto disponibile per altri settori delle Alpi. I lavori del passato sono in genere dotati di abbondante iconografia. Per l'elenco commentato vedi l'apposito compendio bibliografico.

3 - DATI CLIMATICI DELL'OSSOLA

Alla testata della Valle Anzasca manca una stazione meteorologica che sia realmente rappresentativa dell'andamento climatico della zona glacializzata. Alcuni dati concernenti la stazione di Borca di Macugnaga, pubblicati sull'Annuario dell'ISTAT, sono molto frammentari. Poco utili risultano anche i dati delle precipitazioni alla stazione di Bannio-Anzino, situata in bassa valle. Si rimanda quindi ai dati genericamente validi per le valli dell'Ossola, già pubblicati da MAZZA & MERCALLI (1992).

Di qualche interesse anche per l'Ossola sono i dati riassuntivi (carte tematiche della temperatura e delle precipitazioni) pubblicati nell'annuario *Die Gletscher der Schweizer Alpen* - ora *The Swiss Glaciers* - edito congiuntamente dalla Società Svizzera di Scienze naturali e dal VAW/ETH di Zurigo. Concernono la Svizzera e le zone di confine, nel caso specifico il Vallese.

4 - LE CAMPAGNE GLACIOLOGICHE: METODI E STRUMENTI DI RILEVAMENTO

I risultati delle campagne glaciologiche del CGI per i ghiacciai della Valle Anzasca sono contenuti nel *Bollettino del CGI*, I e II serie (1925-1948 e 1950-1977) e in *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* (dal 1978 a oggi). Questi vengono richiamati soltanto quando sono disponibili valori numerici.

In passato le variazioni frontali di questi ghiacciai furono eseguite con metodi tradizionali empirici (rotella metrica, bussola e altimetro). A partire dal 1994, lo scrivente ha introdotto l'uso locale del teodolite, dove possibile o conveniente, corredato da semplici operazioni topografiche speditive (intersezione inversa e livellazione trigonometrica per i ghiacciai le cui fronti non sono agevolmente accessibili). Nel 1997 sono iniziate le misure mediante il telemetro laser (Bushnell Lightspeed, risoluzione di 1 m), con notevole incremento di precisione, sicurezza e rapidità, non dipendendo questo tipo di misura dai piccoli ostacoli sempre presenti alle fronti dei ghiacciai.

Nel 1998 è iniziata la sperimentazione con il ricevitore satellitare GPS Magellan 3000 XL, che offriva allora la possibilità, con opportuna procedura, di ricavare le coordinate di un punto di stazione (Est, Nord e quota). I valori medi erano gravati da un'approssimazione di ± 20 m circa, a causa della presenza della funzione di disturbo chiamata *Selective Availability* (vedi nota), purché fosse disponibile una buona configurazione dei satelliti visibili, controllabile con l'apposita 'finestra satellitare' di cui lo strumento è dotato³. Attualmente l'Autore impiega il ricevitore GARMIN 12 (software del 2000), con

³ come è noto, i ricevitori GPS detti *palmari*, con elaborazione del solo codice, possono determinare *pseudodistanze* (misura di *pseudorange*), con errore strumentale di 15 m RMS (scarto quadratico medio). Tuttavia il *Department of Defense* statunitense, ritenendo pericolosa per la sicurezza USA la precisione di posizionamento garantita dai costruttori dei ricevitori GPS a una frequenza (portante L1, 1575,62 MHz), nel 1991 aveva introdotto una funzione, chiamata *Selective Availability*, consistente in un messaggio errato delle effemeridi (posizione dei satelliti artificiali del GPS) e in una "vibrazione" (*dithering*) della frequenza

notevole incremento della velocità di misura e della precisione maggiore e minore oscillazione di quota ⁴. Nella determinazione delle quote, sia mediante altimetro sia con livellazione trigonometrica, si sono ottenuti risultati discreti, spesso confermati dalle nuove quote della CTR. Le principali fonti di errore dipendono dalla limitata precisione e riproducibilità degli strumenti e dalla scarsità dei punti quotati identificabili al suolo, necessari per taratura degli altimetri o come caposaldo di livellazione trigonometrica (teodolite). I risultati dei rilevamenti eseguiti vengono qui di seguito brevemente esposti nella descrizione dei singoli ghiacciai. I valori metrici sono per lo più desunti dalla CTR, salvo le quote di propria determinazione. Tutti i valori indicati devono comunque essere considerati di tipo speditivo. Per le quote, T indica determinazione topografica, A una misura con altimetro, C le quote tratte dalla cartografia, GPS i valori determinati con il ricevitore. Nella descrizione delle singole unità si è insistito maggiormente sui ghiacciai minori, scarsamente documentati in passato.



Fig. 3: schema della posizione e della numerazione dei ghiacciai delle valli Quarazza e Anzasca. In basso le unità glaciali delle testate delle valli Sesia e di Gressoney. (da *Catasto dei Ghiacciai Italiani*, vol. I, Piemonte, 1961. CGI, Torino)

Fig. 3: diagram of location and inventory numbers of the Quarazza and Anzasca valley glaciers. In the lower diagram section, numbers of the Valsesia e Gressoney valley glaciers. (from *Catasto dei Ghiacciai Italiani*, 1961, CGI, Turin).

5 - SITUAZIONE ATTUALE DEI GHIACCIAI DELLA VALLE ANZASCA

5.1 Ghiacciai della Valle Quarazza

318 - Ghiacciaio del Corno Faller

Lunghezza: 550 m
Inclinazione media: 27°

Area superficiale: 11 ha
Esposizione: NNE

Quota massima del bacino: 3160 m
Quota massima del ghiacciaio: 2900 m ca.
Quota minima: 2615 (T, 1994)

La sua esistenza ed evoluzione è documentabile soltanto in base a poche fotografie. La prima è dovuta a MONTERIN (1918), la seconda è contenuta nel volume *Monte Rosa della Guida dei Monti d'Italia* (SAGLIO & BOFFA, 1960); le successive sono dello scrivente, riprese dall'Alpe Schena, 1987 m, nelle estati del 1993 e del 1994. Ben visibile il notevole apparato morenico deposto la cui quota minima risulta di 2512 m (T); nel 1994 la quota della fronte fu determinata in 2615 m (T), riferita alla parte scoperta della lingua, in destra idrografica. In sinistra idrografica la fronte è sempre coperta da nevato dovuto alle valanghe che precipitano lungo il canale sovrastante. Data l'incertezza planimetrica delle quote determinate, queste potranno variare anche sensibilmente in future determinazioni. La cartografia IGM (1970) non è stata aggiornata rispetto all'edizione del 1934. La CTR rappresenta il ghiacciaio come tuttora esistente entro la morena storica deposta, la cui quota è in ottima concordanza con la nostra determinazione.

degli orologi atomici di bordo (al Cs¹³³, 4 per ogni satellite), tali da consentire soltanto un posizionamento con errore attorno a circa 100 m in planimetria e 150 m in quota. Con determinate configurazioni satellitari e memorizzando una serie di almeno 20/30 terne di coordinate (Est, Nord e quota), era comunque possibile ottenere un valore medio di posizione con errore non superiore a ± 20 m, valore senza interesse topografico ma utile per determinare le coordinate di stazioni topografiche e di capisaldi di misura alle fronti dei ghiacciai, con la premessa di conoscere almeno approssimativamente la quota del punto. A partire dal 1° maggio 2000 la S/A è stata sospesa, sicché, in buone condizioni di ricezione (assenza di *multipath*, satelliti non troppo vicini all'*angolo di cut-off*: esclusione dal calcolo della posizione, 15°); oggi (2003) si può affermare che la sfera entro la quale ricade il punto come coordinate piane e quota, ha un diametro generalmente inferiore a 15 m (migliore quindi del valore RMS tipico dei piccoli ricevitori GPS a una frequenza).

⁴ la presenza oggi (2003) di sistemi satellitari geostazionari [WAAS, statunitense; EGNOS, europeo, dall'aprile 2004 (dato Internet)], che trasmettono valori corretti dei segnali del sistema satellitare GPS ed eventualmente anche del sistema russo GLONASS, consentirebbe, secondo la pubblicità dei costruttori di ricevitori GPS palmari, un errore di determinazione delle coordinate non superiore a 1-3 m. Tale affermazione è oggetto di un recente studio dei ricercatori dell'Università di Trieste (CEFALO R. et alii, 2002).

319 - Ghiacciaio delle Locce Orientale

Lunghezza: 500
Inclinazione media: 32°

Area superficiale: 12 ha
Esposizione: NE

Quota massima del bacino: 3497 m
Quota massima del ghiacciaio: 3170 m
Quota minima: 2860 m (T, 1994)

Sulla stessa base topografica utilizzata per il Ghiacciaio del Corno Faller, si ricava un'estensione del ghiacciaio pari a 1/3 circa di quella rappresentata sulla cartografia IGM (1970), ma con qualche incertezza nel disegno, che riguarda anche la quota della fronte, determinata nel 1994 in 2862 m. La quota massima risulta attorno ai 3170 m, con buon accordo tra cartografia IGM e il rilievo sul campo. La rappresentazione sulla CTR, con ampia presenza di nevato a valle della fronte, è del tutto obsoleta. È peraltro possibile individuare il lobo frontale attuale, la cui posizione altimetrica risulta attendibile.



Foto 1: i ghiacciai della Valle Quarazza. (A. Mazza, 17 agosto 1994).

Foto 1: Val Quarazza glaciers. (A. Mazza, August 17th 1994).

5.2 Ghiacciai della Valle Anzasca

319.1 - Calotta del Pizzo Bianco

Non vengono indicati dati metrici poiché, del piccolo ghiacciaio che scendeva dalla vetta verso NNE (tuttora rappresentato sulla cartografia IGM e CTR), non residuano oggi che minimi frammenti, nemmeno definibili come glacionevato.

320 - Ghiacciaio del Pizzo Bianco

Lunghezza: 800 m ca.
Inclinazione media: 22°

Area superficiale: 25 ha
Esposizione: NW

Quota massima del bacino: 3215 m
Quota massima del ghiacciaio: 2760 m
Quota minima: 2440 m ca. (C)

La sua quota massima era stata determinata in 2760 m (T), riferita alla sommità del ghiacciaio sopra il grande crepaccio periferico. Mancano elementi di confronto, in relazione all'incertezza della rappresentazione su IGM, per valutare la contrazione a monte dal 1934 a oggi. La quota frontale, 2391 m IGM nel 1934, è oggi risalita a 2440 m circa, indeterminabile con esattezza in quanto il ghiacciaio, nel settore frontale, è ricoperto da detrito morenico. La rappresentazione del settore frontale, con il grande apparato morenico, è buona su CTR e ottima su CNS.

320.1 - Ghiacciaio NE della Grober

Lunghezza: 300 m
Inclinazione media: 53°

Area superficiale: 4 ha
Esposizione: N

Quota massima del bacino: 3150 m ca.
Quota massima del ghiacciaio: 3150 m ca.
Quota minima: 2940 m (C)

Piccola ma tipica massa di ghiaccio ben stratificato, con quota frontale di 2901 m nel 1994 (T), ora risalita a circa 2940 m. In precedenza questa unità non era stata presa in considerazione per le sue dimensioni; è però certamente indipendente da molto tempo. Il disegno su CTR-Piemonte è buono ma le due lingue di neve, a valle della quota minima dei ghiacciaio, spariscono a stagione avanzata. Nel 1981 l'operatore L. TETTAMANTI del CGI (in MORTARA et alii, 1995) propose il toponimo di "Ghiacciaio di quota 3051". La massa di ghiaccio sottostante alla cresta tra la P. Grober e la quota 3051 è tuttora collegata, anche se in misura minore che nel 1980, al Ghiacciaio Nord delle Locce, ma nessun ghiacciaio, in epoca storica, si è mai formato immediatamente sotto la quota 3051. Nella relazione per la campagna glaciologica 1991 (MAZZA, 1992) si è proposta la soluzione seguente: denominazioni specifiche (NE e SE) per le due masse di ghiaccio indipendenti, con crepacciatura e stratificazione evidenti; massa inferiore ritenuta ancora facente parte del Ghiacciaio Nord delle Locce, benché abbia alimentazione in gran parte propria (criterio della continuità).



Foto 2: Ghiacciaio del Pizzo Bianco. (A. Mazza, 17 agosto 1999).

Photo 2: Pizzo Bianco glacier. (A. Mazza, August 17th 1999).

Foto 3: Ghiacciai NE (a sinistra) e SW (a destra) della Grober. (A. Mazza, 28 agosto 2003).

Photo 3: NE (left) and SW (right) Grober glaciers. (A. Mazza, August 28th 2003).



320.2 - Ghiacciaio SW della Grober

Lunghezza: 700 m ca.
Inclinazione media: 33°

Area superficiale: 8 ha
Esposizione: SW

Quota massima del bacino: 3330 m
Quota massima del ghiacciaio: 3330 m
Quota minima: 2864 m (1964)

La fronte del ghiacciaio nel 1996 risultava a 2864 m (T); fino al 1980 circa questo ghiacciaio appariva collegato, tramite canalone nevoso, al sottostante settore destro del Ghiacciaio Nord delle Locce (321). Peraltro il ghiacciaio ne appare già separato in una fotografia di G. ALIVERTI (1950) del 1948.

321 - Ghiacciaio Nord delle Locce

Lunghezza: 2200 m circa*
Inclinazione media: 30°

Area superficiale: 220 ha ca.
Esposizione: N

Quota massima del bacino: 3498 m
Quota massima del ghiacciaio: 3490 m
Quote minime: 2210 m (Lago delle Locce); 2150 m ca. alla confluenza nel Gh.io del Belvedere

*(frontera Lago Locce)

È il terzo maggior ghiacciaio delle valli dell'Ossola e il secondo della Valle Anzasca. Presenta notevole interesse in relazione sia alla sua evoluzione dinamica sia al complesso apparato morenico frontale (e in parte laterale destro), dipendente dalla morfologia articolata di questa unità. Vi sono morene deposte in destra idrografica, in parte riconducibili all'espansione laterale del ghiacciaio sotto la cresta NE della Punta Grober, con alimentazione prevalentemente propria. Si noti inoltre il tipico arco morenico che rinserra il Lago delle Locce la cui quota, dopo la realizzazione dello sfioratore artificiale, è di 2210 m (IGM) o di 2224 m (VAV-ETH, 1984). La nostra determinazione trigonometrica, basata sulla q. 2265 m CTR (ex 2257 m IGM), utilizzata come caposaldo di livellazione, risulta di 2210 m, in accordo con il dato ricavabile dalla CTR. Un'altra morena laterale destra si osserva alla confluenza nel Ghiacciaio del Belvedere: la larghezza del ghiacciaio è qui di 350 m circa e contribuisce quindi all'alimentazione del Ghiacciaio di Belvedere (MAZZA, 1998). Nell'agosto del 1992 è stato possibile iniziare le misure alla fronte, grazie a un grande masso piatto, scivolato dal ghiacciaio sul quale ancora si trovava nell'estate del 1990. Interessante è la variazione della direzione di flusso del ghiacciaio, in relazione alla graduale diminuzione dell'ampiezza del margine frontale che si affaccia sul Lago delle Locce: l'unità è passata infatti da una condizione di *tide-water terminus* a quella di un ghiacciaio di terraferma (MAZZA, 1998).



Foto 4: Ghiacciaio Nord delle Locce. (A. Mazza, 25 agosto 1999).

Photo 4: Locce Nord glacier. (A. Mazza, August 25th 1999).

Negli ultimi anni, in destra idrografica è apparso un pendio roccioso e detritico, che sembra preludere, continuando le attuali condizioni climatiche, alla frammentazione verticale del ghiacciaio, ormai collegato con la parte terminale soltanto in sinistra idrografica, dove le valanghe che precipitano dai pendii rocciosi sovrastanti assicurano una costante alimentazione locale.

Distanza	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Az. 165°	10	17	21	18	25	31	34					
Az. 135°						124	129	141	146	152	152 (*)	152

Tab. 1: le variazioni frontali note del Ghiacciaio Nord delle Locce, dal segnale AM 92 (latero-frontale). Valori in metri.

Table 1: known terminal variations of Locce Nord glacier, from side-terminal reference mark AM-92; values in m.

(*) misura incerta causa crolli di ghiaccio alla fronte. / uncertain value owing to ice crashes



Foto 5: Ghiacciaio del Monte Rosa. (A. Mazza, 14 agosto 2000).

Photo 5: Monte Rosa Glacier. (A. Mazza, August 14th 2000).

322 - Ghiacciaio del Signal

Viene qui ricordato solo per l'identificazione geografica di una corrente di ghiaccio collegata in alto e in basso al Ghiacciaio del Belvedere (325) e quindi non dotata di una propria individualità, specie se la si considera nel quadro del concetto di continuità, già enunciato dal DE MARCHI (1895) e sempre riconfermato dai più recenti trattatisti (HUTTER, 1983; PATERSON, 1994; HOOKE, 1998).

323 - Ghiacciaio del Monte Rosa

Lunghezza: 1300 m
Inclinazione media: 51°

Area superficiale: 100 ha
Esposizione: ENE

Quota massima del bacino: 4618 m (Grenzgipfel)
Quota massima del ghiacciaio: 4550 m
Quota minima: 3300 m ca. (C)

Nel *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (CGI, 1959, 1961), tale unità sospesa viene chiamata *Ghiacciaio del Monte Rosa*, unitamente alle masse di ghiaccio sottostanti la Punta Gnifetti e il Colle Signal. Il ghiacciaio si estendeva tra le quote 4550 m e 3200 m; oggi è del tutto indipendente. A partire del 1997 una frana in destra idrografica, con nicchia di distacco a 3700 m, ha asportato tutto il margine destro e il lobo terminale, in precedenza stazionario a 3200 m circa. La quota attuale della fronte è di 3300 m circa.

325 - Ghiacciaio del Belvedere

Lunghezza: 5600 m
Inclinazione media: *

Area superficiale: 480 ha
Esposizione: NE

Quota massima del bacino: 4556 m
Quota massima del ghiacciaio: 4150 m ca.
Quota minima: 1785 m (A)

* settore alimentaz.: 36°; settore vallivo: 9°

È il ghiacciaio più studiato nelle valli dell'Ossola e attualmente in tutte le Alpi, in relazione alla situazione eccezionale di cui si parlerà in seguito. Per le variazioni storiche si rimanda a MAZZA (2000). Cessate nel 1974 le misure annuali di D. DEMARIA, L. TETTAMANTI nel 1976 istituì segnali ed effettuò alcune misurazioni che però non vennero più ripetute. All'inizio delle misurazioni dello scrivente, nel 1985, nessun segnale precedente risultava identificabile, sia in relazione agli spostamenti laterali del torrente di ablazione (Anza), sia per la rapida crescita della vegetazione sul terreno proglaciale, data la bassa quota della fronte (1750 circa). Non è quindi stato possibile collegare le attuali misurazioni con le precedenti. Ciò non ha consentito di quantificare la netta espansione della lingua sinistra, testimoniata dalla morena di spinta e dal livellamento del terreno, visibili in una fotografia del 1980.



Secondo le misurazioni, l'arretramento di questa porzione dal 1922, anno dell'ultima massima espansione, risulta di 975 m (MAZZA, 2000). Invece, secondo le misurazioni effettuate sulla cartografia, tale distanza risulta di 650 m, con innalzamento della fronte da 1627 m a 1785 m (2003). L'arretramento dal 1957 (data di rilevamento della carta annessa al Boll. CGI, II, n. 10) al 1991, misurato sulla CTR, è di 125 m circa. Dal 1987 le misurazioni alla fronte della lingua sinistra si effettuano dal caposaldo 5 in sinistra idrografica; poi, dal 1997, anche dalla stazione fotografica SF 87 (con telemetro laser), utilizzabile anche come caposaldo aggiuntivo nel caso in cui il 5 fosse stato sepolto dal detrito che frana dalla morena di sponda. Cosa che si è avverata nel giugno 2003, a causa di una fuoriuscita d'acqua dal Lago Effimero che ha scavato un solco in sinistra idrografica del ghiacciaio, scaricando il detrito trasportato proprio sopra detto segnale.

Foto 6: Ghiacciaio del Belvedere, settore superiore. (A. Mazza, 1 settembre 1997).

Photo 6: Belvedere glacier, upper reach. (A. Mazza, September 1st 1997).

Di grande rilievo sono le misure di velocità e di spessore, nel settore di confluenza del Ghiacciaio Nord delle Locce, e sullo stesso Ghiacciaio del Belvedere, eseguite dal VAW di Zurigo (VAW-ETH, 1985), che confermano i dati ricavati dalla prospezione geofisica del 1957 (DE VISENTINI, 1961). Le velocità determinate, in media 50 m/anno, con una punta di 100 m/anno, evidenziano come in quegli anni fosse in atto un'onda cinematica che avrebbe raggiunto la fronte tra il 1986 ed il 1991 circa. Le misure, tra il 1985 ed il 2003, sono riassunte in tab. 2.

	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Segn. 1	41,5	41	34	35	35,5	49	43	44	*										
Variatz.		+ 0,5	+ 7	- 1	- 0,5	-13,5	+ 6	- 1											
Segn. 5			70	68,5	64	61	58,5	64	68	67	69	75	71	77	80	82	77	62	(*)
Variatz.			-	+ 1,5	+ 3,5	+ 3	+ 2,5	- 5,5	- 4	+ 1	- 2	- 6	+ 4 (**)	- 6	- 3	- 5	+ 5	+ 15	
SF/02																		96	88
Variatz.																			+ 8

Tab. 2: variazioni frontali del Ghiacciaio del Belvedere: fronte della lingua di sinistra (1785 m); valori in metri.

Table 2 : terminal variations of left Belvedere glacier tongue (1785 m); values in m.

(*) misura non più effettuabile causa accumulo morenico al masso di riferimento e suo spostamento causato da erosione alla base (migrazione del torrente Anza). (**) L'avanzamento constatato è attribuibile al nuovo metodo di misura delle distanze (telemetro laser), che evita i serpeggiamenti in quota e planimetrici, tipici delle misure con rotella metrica. / (*) the measurement could no longer be carried out owing to the displacement of the reference boulder, caused by the Anza river migrations. (**) the terminus progress measured depends partly on the new measurement method and device (laser telemeter), avoiding horizontal and vertical deviations of the tape measurement.

Tentativi di misure alla fronte del ramo destro del ghiacciaio non hanno avuto esito poiché il ghiacciaio è totalmente coperto da morenico alla base dello scivolo frontale. Tuttavia, l'abbattimento di piccoli larici in sinistra idrografica, constatato a partire dal 1997, già faceva ipotizzare una certa espansione di questo lobo, sulla mezzeria del quale un accumulo di morenico superava di molto la quota della morena di sponda (anno 1820 circa). Oggi (2003) la *diffusione* dell'onda cinematica, che sta in parte ancora percorrendo il ghiacciaio, ha fatto sparire la sopraelevazione del morenico superficiale (MAZZA, 1997). A partire dal 2001, infatti, il Ghiacciaio del Belvedere è stato protagonista di un fenomeno inatteso: lo sviluppo di un'onda cinematica con innalzamento massimo della superficie di 40 m circa in corrispondenza della *Breccia Pedriola*. Il conseguente abbassamento della superficie ai piedi della parete NE del Monte Rosa, a quota 2150 m circa, ha determinato la formazione di un lago detto *Effimero*. Non si ritiene qui di approfondire l'argomento, già trattato da HAEBERLI e al. (2002), MORTARA e al. (2002), MAZZA (2003) e TAMBURINI e al. (2003).

anno	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
quota	1929 m	1935 m	1928 m	1927 m	1926 m	1938 m	1942 m	1935 m
variazione		+6 m	-7 m	-1 m	-1 m	+12 m	+4 m	-7 m

Tab. 3: variazioni di quota del Ghiacciaio del Belvedere, al dosso morenico del Belvedere (1948 m, CTR).

Table 3: elevation variations of Belvedere glacier, at the Belvedere morainic hill (1948 m, CTR)

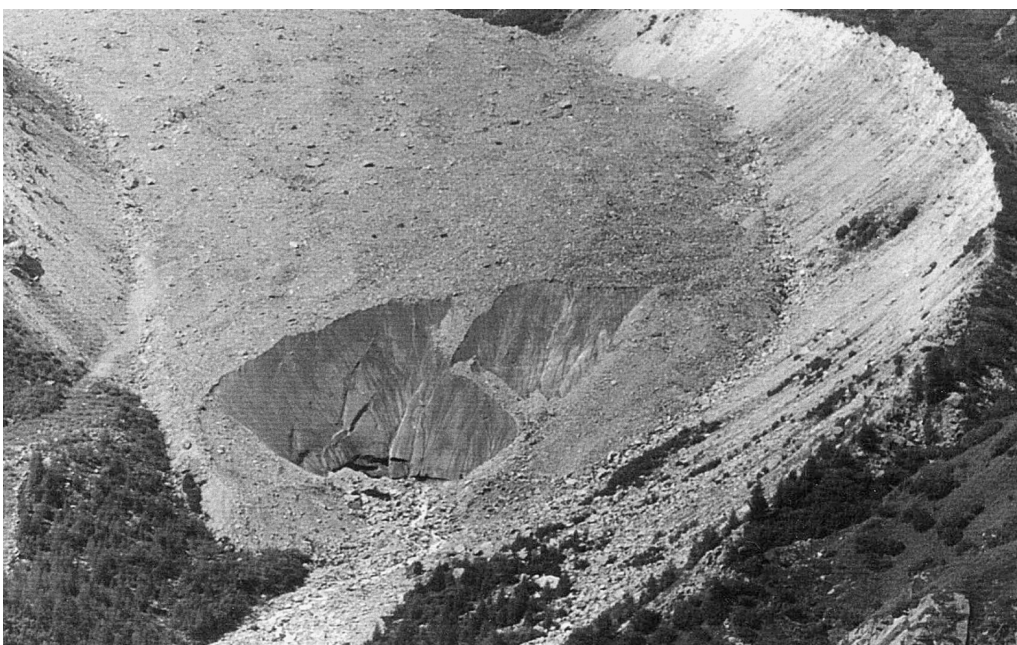


Foto 7: Ghiacciaio del Belvedere, lingua destra. (A. Mazza, 29 agosto 2002).

Photo 7: Belvedere glacier, right terminal tongue. (A. Mazza, August 29th 2002).

Foto 8: fronte della lingua sinistra del Ghiacciaio del Belvedere. (A. Mazza, 19 luglio 2000).

Photo 8: Belvedere glacier, left terminus. (A. Mazza, July 19th 2000).



324 - Ghiacciaio del Nordend

Lunghezza: 2200 m

Area superficiale: 63 ha

Quota massima del bacino: 4609 m

Inclinazione media: 33°

Esposizione: NE

Quota massima del ghiacciaio: 3550 m

Quota minima: 2120 (GPS)

Una visita alla zona frontale, nell'agosto del 1990, aveva evidenziato l'impossibilità di eseguire misure, data la notevole copertura morenica del tratto terminale del ghiacciaio e la presenza di pozze d'acqua. A partire del 1997, la fronte, sufficientemente liberatasi dal morenico, ha consentito la ripresa delle misurazioni (con telemetro laser, tab. 4). Nel quadro della contrazione del ghiacciaio, è netta anche la riduzione della quota massima a monte (oggi a circa 3500 m; CNS) con totale distacco dal Ghiacciaio del Monte Rosa (323); il fenomeno diviene chiaramente osservabile nell'agosto 2003, quando il ghiacciaio si presenta privo di nevato. A valle della fronte si osserva un breve ruscello di ablazione. Un collegamento delle misure attuale con quelle del passato, terminate nel 1974, non è comunque possibile poiché non venne mai precisata la posizione dei capisaldi allora utilizzati: nessuna traccia è mai stata reperita sul terreno proglaciale, estremamente instabile. Nell'estate 2003, in relazione alle altissime temperature estive, sulla parete del Nordend si è isolato un piccolo ghiacciaio sospeso. Successive osservazioni potranno meglio chiarire se si tratta di una formazione effettivamente indipendente. Insoluto è anche il problema dell'eventuale confluenza in profondità del Ghiacciaio del Nordend in quello del Belvedere, per i cui dettagli si rimanda a MAZZA (2002).

Anno	1997	1998	1999	2000	2003
Distanza	46	41	41	41	69
Variazione		-5	0	0	- 28 (dal 2000)

Tab. 4: variazioni frontali del Ghiacciaio del Nordend dal segnale 324-1 (centro fronte, 2120 m (A e GPS). Valori in metri.

Table 4: terminal fluctuations of Nordend Gl, from reference mark 324-1 (at the terminus center, 2120 m A and GPS); v. in m.



Foto 9 : Ghiacciaio del Nordend. (A. Mazza, 6 settembre 1999).

Photo 9: Nordend glacier. (A. Mazza, September 6th 1999).



Foto 10: il Ghiacciaio del Piccolo Fillar. (A. Mazza, 17 settembre 2003).

Photo 10: Piccolo Fillar glacier. (A. Mazza, September 17th 2003).

326 - Ghiacciaio del Piccolo Fillar

Lunghezza: 1400 m
Inclinazione media: 31°

Area superficiale: 90 ha
Esposizione: ENE

Quota massima del bacino: 3969 m
Quota massima del ghiacciaio: 3300 m
Quota minima: 2450 m (C)

Nell'agosto del 1991 è stata effettuata la prima visita alla fronte di questo piccolo ghiacciaio, apponendo un segnale. Misure erano state effettuate in passato da U. MONTERIN; poi, dopo la sua scomparsa, queste non furono più effettuate. Ovviamente, dopo tanto tempo, nessun segnale precedente è risultato reperibile nel terreno proglaciale, ripido e in veloce evoluzione morfologica. Per la cartografia e le quote della zona frontale vi sono forti discrepanze tra le varie fonti: il Monterin indicò quote frontali attorno a 2780 m, certamente troppo elevate, mentre la nostra determinazione, nell'estate del 1994, ha dato una quota di 2420 m circa (T), oggi (2003) risalita a circa 2450 m (C). L'errore possibile è legato all'incertezza della posizione planimetrica della fronte e a quella della quota del caposaldo di livellazione (*Morena 321*, 2265 m CTR). La contrazione del ghiacciaio, desumibile dallo studio delle morene storiche deposte, è di oltre 300 m (su base IGM e CNS). La nuova CTR rappresenta in modo inadeguato il settore frontale del ghiacciaio che, coperto in gran parte da morenico, non è evidentemente risultato visibile nell'interpretazione della foto aerea. Tutto il settore circostante, compresa la cresta dove sorge il Biv. Belloni, 2419 m (T), deve essere ridisegnata. Per tale edificio, la q. 2509 m IGM è errata, come pure la posizione planimetrica indicata su CTR, riferendosi essa alla sommità del salto roccioso ai piedi del quale si trova il bivacco fisso.

Anno	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998
Distanza	31,5	46,5		84	92	105	114
Variazione		- 15		- 37,5 (2 anni)	- 8	- 13	- 9

(dal 1999 le misure non sono più eseguibili a causa copertura morenica).

Tab. 5: variazioni frontali del Ghiacciaio del Piccolo Fillar. Segnale 2 (in sinistra idrografica, 2410 m (T); valori in metri.

Table 5: terminal fluctuations of Piccolo Fillar glacier; reference mark 2 (left terminus side, 2410 m, T); values in m.

327 - Ghiacciaio di Castelfranco o del Weissthor

Lunghezza: 1500 m *

Area superficiale: 50 ha ca.

Quota massima del bacino: 3570 m ca.

Inclinazione media: 34°

Esposizione: E

Quota massima del ghiacciaio: 3300 - 3500 m**

* valori incerti; ** a seconda dell'innevamento dei canaloni

Quota minima: 2350 m ca. (C)

Il ghiacciaio è ridotto attualmente a due glacionevati affiancati, separati dallo sperone roccioso denominato "Castelfranco", e convergenti attorno a q. 2900 m circa (C), dove il ghiaccio è totalmente ricoperto da morenico. Per la toponomastica si rimanda a una relazione del 1980 (MAZZA), che segnala l'identità dei Ghiacciai di Castelfranco e del Weissthor. Il toponimo Walser era usato dal MONTERIN: le due denominazioni hanno tratto in inganno gli Autori del *Catasto dei Ghiacciai Italiani* nonché l'Autore della *Bibliografia analitica dei Ghiacciai Italiani* (PANTALEO, 1973). Monterin effettuò misure che non furono più riprese dopo il 1937. Egli indicò per la fronte una quota di 2356 m; oggi la zona frontale è indefinibile, sepolta dal morenico.

328 - Ghiacciaio Inferiore della Jazzi

Lunghezza: 450 m

Area superficiale: 5 ha

Quota massima del bacino: 3800 m

Inclinazione media: 34°

Esposizione: ENE

Quota massima del ghiacciaio: 2650 m

Quota minima: 2425 m (C)

Questo piccolo apparato, non incluso nel *Catasto dei Ghiacciai Italiani*, è sempre stato osservato ma mai descritto in quanto ritenuto solo un conoide nevoso. Nell'estate 2003, in relazione alla scarsa neve residua, si è rivelata la sua vera natura di ghiacciaio. Non compare sulla prima edizione del quadrante IGM 29.I (1884), e sulle tre edizioni successive. E' invece rappresentato nella nota fotografia di V. Sella (1895), che mostra il complesso dei ghiacciai del versante NE del M. Rosa ripreso dal M. Moro: la forma è quella che comparirà sulla tavoletta IGM del 1934 e sulla edizione del 1970 (quota max.: 2750 m; quota min.: 2290 m; area: 9 ha). Esso appare inoltre sul foglio CNS 1348 del 1967 (quota max.: 2670 m; quota min.: 2380 m circa; area: 7 ha) e sulla CTR del 1991 (quota max.: 2650 m; quota min.: 2425 m circa; area: 5 ha). In una nostra fotografia del 2003, l'unità appare come un conoide dal margine frontale arrotondato. Si propone l'impiego del n. 328, in precedenza utilizzato come doppione del Ghiacciaio di Castelfranco (237, il *Ghiacciaio del Weissthor* del MONTERIN; vedi sopra).

329 - Ghiacciaio della Jazzi

Lunghezza: -

Area superficiale: 20 ha

Quota massima del bacino: 3805 m

Inclinazione media: -

Esposizione: NE

Quota massima: 3717 m (T, parte superiore, 1994)

Quota minima: 3158 m (T, parte inferiore, 1994)

Questa unità si presenta tripartita verticalmente: un elemento superiore è costituito dalla calotta glaciale della Cima Jazzi, 3805 m IGM (il deflusso del ghiaccio, salvo caduta di seracchi, avviene verso il Gornergletscher, nel Vallese, del quale fa quindi parte la calotta). Il corpo centrale è la maggior massa residua di ghiaccio, da considerarsi il vero ghiacciaio, sempre in base al *criterio della continuità*. Esso è collocato tra 3700 m e 3300 m circa (CNS). L'elemento inferiore è attualmente in fase di estinzione.

329.1 - Ghiacciaio del Nuovo Weissthor

Lunghezza: 700 m *

Area superficiale: 5 ha

Quota massima del bacino: 3638 m

Inclinazione media: 24°

Esposizione: SE

Quota massima del ghiacciaio: 3000 ca.

Quota minima: 2850 m ca. (C, molto variabile, ±

30 m, in funzione dell'innevamento)

*variabile, ± 50 m, in funzione dell'innevamento residuo

Il piccolo apparato, un glacionevato derivante dalla frammentazione del Ghiacciaio della Jazzi, è segnalato come ghiacciaio indipendente da MORTARA et al. (1995). La rappresentazione su CTR è già

superata, avendo l'unità subito un'ulteriore contrazione. Nell'estate 2003, con innevamento residuo nullo, il ghiaccio è ben visibile, mentre risultano difficilmente quantificabili le effettive dimensioni.

330 - Ghiacciaio Occidentale di Roffel

Lunghezza: 1050 m
Inclinazione media: 26°

Area superficiale: 70 ha
Esposizione: SE

Quota massima del bacino: 3609 m
Quota massima del ghiacciaio: 3350 m
Quota minima: 2847 m (T, 2003)

Nell'estate del 1990 si era notato il distacco del settore di alimentazione di NW, che si presentava con propria fronte sospesa sul corpo principale del ghiacciaio. Nel 1991 il collegamento sembrava ristabilito, almeno via nevato. Oggi (2003) appare però totalmente staccato il settore di alimentazione di NE, dotato di un proprio torrente di ablazione. La fronte, in base a livellazione trigonometrica, risulta a 2847 m (2003), ben più in alto delle rappresentazioni cartografiche CSN e IGM, e anche CTR.

anno	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
quota	2813 m	2811 m	2796 m	2815 m	2817 m	2816 m	2823 m	2847 m

Tab. 6: altitudine frontale e relative variazioni del Ghiacciaio di Roffel occidentale, in base a livellazione trigonometrica. Caposaldo di livellazione: al parcheggio del Bar Eden, Borca di Macugnaga, 1199 m (CTR).

Table 6: terminus elevations and their variations of West Roffel glacier, measured by trigonometric leveling from the benchmark at the Bar Eden parking, Borca of Macugnaga, 1199 m (CTR).



Foto 11: Ghiacciai della Jazzi, Inferiore della Jazzi e Neuweisstbor. (A. Mazza, 27 agosto 1992).

Photo 11: Jazzi, Lower Jazzi and Neuweisstbor glaciers. (A. Mazza, August 27th 1992).

331 - Ghiacciaio di Roffel Orientale

Lunghezza: 450 m
Inclinazione media: 29°

Area superficiale: 10 ha
Esposizione: SE

Quota massima del bacino: 3550 m
Quota massima del ghiacciaio: 3050
Quota minima: 2800 m ca. (C)

Si tratta di una distesa quasi sempre nevosa, senza crepacci, con notevole deposito morenico frontale da attribuire più alle frane dalla parete sovrastante che al trasporto glaciale. Quota della fronte: 2769 m (T, 1994, oggi risalita a circa 2800 m). E' corretto il disegno sulla CTR, ma le curve di livello, tracciate ogni 50 m, non consentono valutazioni di quota. La tavoletta IGM 29 I NE del 1970, attribuisce questo nome ai residui del Ghiacciaio di Seewinen (332), a sua volta pressoché esistito.



Foto 12: Ghiacciaio Occidentale di Roffel. (A. Mazza, 25 agosto 1999).

Photo 12: West Roffel Glacier. (A. Mazza, August 25th 1999).

331.1 - Ghiacciaio di Stenigalchi

Lunghezza: 300 m
Inclinazione media: 31°

Area superficiale: 5 ha
Esposizione: S

Quota massima del bacino: 3344 m
Quota massima del ghiacciaio: 2970 m
Quota minima: 2790 m (C)

La piccola unità è stata segnalata da L. TETTAMANTI (1981), senza attribuirvi un nome. Attualmente si presenta come uno scivolo di ghiaccio nero; esso, unitamente al Ghiacciaio di Seewinen (332), faceva parte dei *Glacionevati del Rothhorn* di U. MONTERIN (1918).

332 - Ghiacciaio di Seewinen

Lunghezza: -
Inclinazione media: indet.

Area superficiale: 6 ha ca.*
Esposizione: S

Quota massima del bacino: 3240 m
Quota massima del ghiacciaio: 3000 ca.
Quota minima: 2900 m ca. (C)

* 2-3 glacionevati, secondo l'innevamento residuo

Indicato come *Sevinen* nel *Catasto dei Ghiacciai Italiani*, sembra attualmente estinto. Eventuali piccole masse di ghiaccio residuo sono sepolte sotto il morenico. Un valloncetto morenico ben definito indica la condizione di ghiacciaio nel passato, con tanto di linguetta di ablazione. Come già detto per il 331, sulla tavoletta IGM 29 I NE del 1970, in luogo dei glacionevati di Seewinen e del Faderhorn compare un *Ghiacciaio di Roffel Orientale* qui inesistente e mai esistito. E' inoltre sparita dal disegno la marcata cresta che divide i due piccoli bacini glaciali. Il toponimo corretto di questo ghiacciaio è *Seewinen* (vocabolo dialettale Walser - riconducibile all'*Althochdeutsch* - che significa "laghetti"). La proposta etimologica del PANTALEO (1973), come alternativa di *cervino*, è ovviamente errata, non essendo lecito riferire il toponimo al franco-provenzale, assente in questa zona.

332.1 - Ghiacciaio del Faderhorn

Lunghezza: 150 m ca.
Inclinazione media: 26°

Area superficiale: 3 ha *
Esposizione: SE

Quota massima del bacino: 3205 m
Quota massima del ghiacciaio: 3000 m
Quota minima: 2925 m (C)

* variabile a seconda dell'innevamento residuo

La piccola formazione, con superficie di circa 3 ha, era ben cartografata sulla tavoletta IGM del 1934. Sparisce invece sulla nuova edizione di tale foglio. Ancora una volta, il glacionevato è cartografato con precisione sul foglio 1249 della CNS (1982), nel vallone a SE del Faderhorn; corretto, ma troppo generico, il disegno sulla CTR.



Foto 13: Ghiacciai Roffel Orientale, Stenigalchi e Seewinen. (A. Mazza, 18 agosto 1994).
Photo 13: East Roffel, Stenigalchi and Seewinen glaciers. (A. Mazza, August 18th 1994).

6 - CONCLUSIONI

La ricostruzione dell'evoluzione recente dei ghiacciai, in questo caso della Valle Anzasca, su basi cartografiche e iconografiche, unitamente al rilevamento dei depositi morenici, presenta molte lacune ma è la sola fattibile ai fini di una valutazione della situazione attuale. Qualche conclusione può comunque essere tratta: infatti, esaminando i dati sopra esposti, si nota che il glacialismo della valle è caratterizzato da una collocazione altitudinale molto differenziata, tra i 4550 m e i 1785 m. I valori medi ricavabili dalla cartografia ufficiale (CTR e CNS), arrotondati a 5 m e completati dalle nostre misurazioni, sono i seguenti:

- quota massima: 4560 m (Ghiacciaio del Monte Rosa)
- quota minima: 1785 m (Ghiacciaio del Belvedere)¹
- media delle quote massime: 3305 m
- media delle quote minime: 2665 m
- media delle quote medie dei ghiacciai: 2980 m
- sviluppo altitudinale massimo: 2365 m
- sviluppo altitudinale medio: 630 m
- lunghezza media dei ghiacciai: 1115 m
- inclinazione media: 29°

Il limite delle nevi residue, specialmente il suo valore medio, sui ghiacciai della Valle Anzasca ha sempre presentato notevole difficoltà di determinazione, data l'esposizione molto diversa dei singoli apparati: a N per il Ghiacciaio Nord delle Locce, a NE per il Ghiacciaio del Belvedere, a E per i ghiacciai del Castelfranco e del Faderhorn. Nell'estate 2003, particolarmente calda e successiva a un inverno avaro di precipitazioni, il limite delle nevi si attestava in agosto al di sopra dei 4000 m. Tutti i ghiacciai, escluso quello del Monte Rosa (323), erano privi di nevato.

¹ questo valore, insolito ed eccezionale, è dovuto alla quota massima del ghiacciaio, all'esposizione (NE), alla copertura morenica degli ultimi 2,8 km della lingua di ablazione del ghiacciaio e alla modesta inclinazione della stessa, 9°.

7 - BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- CEFALO R., SLUGA T., GATTI M. (2002) - *EGNOS ESTB field tests in static and kinematic modes*. Boll. Geodesia e SS. AA., 61, 4, 227-245.
- DONATELLI D., MASEROLI R., PIEROZZI M. (2002) - *La trasformazione tra i sistemi di riferimento utilizzati in Italia*. Boll. Geodesia SS. AA., 59, 4, 247-310.
- FIELD W. O. (1975) - *Mountain glaciers of the Northern Hemisphere*. C.R.R.E.L., Hanover, N.H., U.S.A.
- HAEBERLI W. (1984) - *Gletschervorstoss am Ghiacciaio del Belvedere (Macugnaga, Italien) und seine Auswirkungen*. Wasser, Energie, Luft, 776, n. 11/12, 262.
- KASSER P. et al. (1986) - *Les variations des glaciers suisses 1977/78 et 1978/79*. 99° e 100° rapporto.
- MAZZA A. (1980-2002) - *Relazioni delle Campagne Glaciologiche. Gruppo del M. Rosa. Ghiacciaio del Belvedere*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 9 (1986), 10 (1987), 11 (1988), 12 (1989), 13 (1990), 14 (1991); 16 (1993); 17 (1994); 18 (1995); 19 (1996); 20 (1997); 21 (1998); 22 (1999); 23 (2000); 24 (2001); 25 (2002).
- MAZZA A., MERCALLI L. (1992) - *Il Ghiacciaio Meridionale dell'Hobsand (Alta Valle Formazza): un secolo di evoluzione climatica e rapporti con la produzione idroelettrica*. Oscellana, XXII, n., 30-44.
- MORTARA G., MERCALLI L. (2002) - *Il lago epiglaciale «effimero» sul Ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Monte Rosa*. Nimbus, 23/24, 10-16.
- MORTARA G., MERCALLI L., DUTTO F., CASAGRANDE A. (1995) - *Aggiornamento della Bibliografia analitica dei ghiacciai italiani nelle pubblicazioni del CGI di M. Pantaleo*. Archivio del CGI, n. 1.
- MOTTA L. (1996) - *L'archivio fotografico del Comitato Glaciologico Italiano. Parte I: Ghiacciai delle Alpi Occidentali*. Archivio del CGI, Torino, n. 2.
- PANTALEO M. (1973) - *Bibliografia dei ghiacciai italiani nelle pubblicazioni del CGI*, Suppl. al Boll. CGI, II serie, 21.
- SAGLIO S., BOFFA F. (1960) - *Monte Rosa. Guida dei Monti d'Italia*. Edt. CAI-TCI, Milano.
- TAMBURINI A., MORTARA G., BELOTTI M., FEDERICI P. (2003) - *L'emergenza del Lago Effimero sul Ghiacciaio del Belvedere nell'estate 2002 (Macugnaga, Monte Rosa, Italia. Studi eseguiti, tecniche di indagine utilizzate e principali risultati ottenuti)*. Terra glaciális, 6, 37-54.
- WELDEN (VON) F. L. (1991) - *Il Monte Rosa. Schizzo topografico e naturalistico*. Fond. Arch. Enrico Monti, Anzola d'Ossola, p. 151.

8 (2C) - COMPENDIO BILIOGRAFICO COMMENTATO

- MONTERIN U. (1918) - *Introduzione allo studio dei ghiacciai italiani del Monte Rosa*. Boll. CGI, I serie, 3, 104-164.
È un'ampia panoramica di carattere geografico-descrittivo che illustra quasi tutti i ghiacciai dei versanti meridionale e orientale del Monte Rosa, ad opera dello studioso che maggiormente contribuì alla conoscenza di questi apparati. Descrive anche i segnali utilizzati per le prime misure. Preziosa è la documentazione fotografica che completa lo studio.
- MONTERIN U. (1925) - *Il Ghiacciaio di Macugnaga dal 1780 al 1922*. Boll. CGI, I serie, 5, 12-40.
Viene tratteggiata la storia del Ghiacciaio del Belvedere (chiamato *Ghiacciaio di Macugnaga*, toponimo che risulta anche dalla vecchia cartografia, partendo dai primi dati scarsi del De Saussure) e ricostruendo l'evoluzione dello stesso fino alla sua ultima massima espansione, culminata nel 1922. Il lavoro ha carattere storico-geografico.
- SACCO F. (1930) - *Il glacialismo nelle valli Sesia, Strona, Anza e nell'Ossola*.
Questa notevole monografia concerne le conoscenze sia di geologia glaciale sia del glacialismo alla data della pubblicazione, nelle regioni in titolo (Val Sesia e attuale provincia Verbano-Cusio-Ossola). Molto esauriente sul glacialismo delle valli Sesia ed Anzasca, costituisce un documento fondamentale di studio, il primo del genere per l'intera Ossola. Alla monografia sono allegate tre carte topografiche. Due, in scala 1:100000, illustrano la distribuzione del morenico antico e recente nella zona in studio e nel resto dell'Ossola; la terza è uno spezzone del quadrante 29 I, rilevato nel 1884, pubblicato alla scala 1:50000, con gli aggiornamenti del 1906 (che non riguardano però l'estensione dei ghiacciai, ma solo la loro toponomastica). In quest'ultimo il noto geologo ha tinteggiato in blu le aree glaciali e in rosso i depositi glaciali; il foglio ha interesse per la ricostruzione dell'estensione passata dei ghiacciai della Valle Anzasca anche se la scala troppo piccola, l'incerta definizione del disegno e la mancanza di riferimenti geodetici (coordinate) ne rendono poco chiara la lettura. Fondamentale in questo studio è la documentazione fotografica allegata.
- ALIVERTI G. (1950) - *Relazione su una visita ai ghiacciai del Monte Rosa, versante nord-ovest* (n.d.r. da leggersi NE). Boll. CGI, II serie, n. 1, 31-38.
Relazione di un'escursione effettuata dall'Autrice nell'estate del 1948; è molto interessante la fotografia della fronte del Ghiacciaio Nord delle Locce.
- VANNI M. (1958) - *Il glacialismo attuale nelle Alpi piemontesi nei rapporti col regime dei corsi d'acqua*. Boll. CGI, II, 8, 43-124.
Per quanto concerne l'Ossola e la Valle Anzasca in particolare, il lavoro si limita a una elencazione dei ghiacciai con il solo dato di superficie, dando per scomparsi ghiacciai che, pur di minima estensione, sono ancora esistenti.

- CGI/CNR (1959, 1961) - *Catasto dei ghiacciai italiani.- Ghiacciai del Piemonte*, Vol. I (1959) - *Elenco generale e bibliografia dei ghiacciai italiani.* - Vol. II (1961) - *Ghiacciai del Piemonte*. CGI, Torino.
- Opera fondamentale del Comitato Glaciologico Italiano, elencante i dati di ogni ghiacciaio, completati da spezzoni della carta topografica IGM e da fotografia.
- DE VISENTINI G. (1961) - *Rilievo sismico a riflessione sul Ghiacciaio del Belvedere (Monte Rosa)*. Boll. CGI, II serie, 10, parte I, 65-70.
- Descrizione delle operazioni di campagna e dei risultati conseguiti, con carta batimetrica e profili degli spessori. Di grande interesse per il confronto dei risultati con analoga prospezione del 1984 (Politecnico Federale di Zurigo, Dipartimento VAW).
- E.I.R.A. (1961) - *Il rilievo topografico*. Boll. CGI, II serie, 10, Parte I, 58-64.
- Schema dei vertici di inquadramento del rilievo stereofotogrammetrico terrestre del settore di ablazione del Ghiacciaio del Belvedere e monografie dei vertici stessi.
- GILI-BORGHET A. (1961) - *Il Ghiacciaio del Belvedere e gli studi compiuti sino all'anno 1957*. Boll. CGI, II, 10, I, 37-57.
- La memoria riassume quanto già scritto da MONTERIN (1925), completando la storia del ghiacciaio fino alla data della pubblicazione. Ottima e completa è la bibliografia che riguarda anche la cartografia esistente al 1957. Viene citata anche la carta topografica del Von Welden, sopra accennata, allora introvabile in commercio.
- VAW-ETH (1984, relazione inedita) - *Ricerche glaciologiche al Lago delle Locce, Macugnaga, Italia.* Politecnico Federale di Zurigo, Relazione n. 97.2.
- Indagine del Politecnico Federale di Zurigo, Dip. VAW, eseguita a seguito della rotta del Lago delle Locce (19.07.1979).
- VAW/ETH (1985, relazione inedita) - *Studi sul comportamento del Ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Italia.* Politecnico Federale di Zurigo, Relazione n. 97.3.
- Notevole e completo studio sul Ghiacciaio del Belvedere, compiuto dopo la rotta del Lago delle Locce (19 luglio 1979), che causò lo sfondamento della morena laterale destra del ghiacciaio all'altezza dell'Alpe Pedriola (fenomeno che si era ripetuto più volte nel passato) e il danneggiamento dell'impianto seggioviario del Belvedere.
- HAEBERLI W., EPIFANI F. (1986) - *Mapping the distribution of buried glacier ice - An example from Lago delle Locce, Monte Rosa, Italian Alps*. Annals of Glaciology, 8, 78-81.
- Descrive i sondaggi effettuati sulla morena latero-frontale del Ghiacciaio Nord delle Locce ai fini di stabilire la presenza di ghiaccio sepolto e di individuare un punto ove effettuare il taglio della morena frontale, operazione necessaria per fissare il livello del Lago delle Locce dopo la rotta del luglio 1979.
- MAZZA A. (1998) - *Evolution and dynamics of Ghiacciaio Nord delle Locce (Valle Anzasca, Western Alps) from 1954 to the present*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 22 (2) 233-243.
- Sulla base di fonti cartografiche e iconografiche, sottoposte ad analisi critica, in questo lavoro vengono ricostruite le variazioni del ghiacciaio in titolo. L'Autore osserva come la ricostruzione dell'evoluzione dei ghiacciai debba essere completata con una interpretazione nel quadro della meccanica dei ghiacciai.
- MAZZA A. (2000) - *Some results of recent investigations on Ghiacciaio del Belvedere (Anzasca Valley, Western Alps), taking into account the glacier mechanics*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 23 (1) 59-71.
- In questo lavoro vengono esposti i risultati delle recenti indagini del WAW/ETH e dell'Autore sul più importante ghiacciaio della Valle Anzasca, evidenziando possibilità e limiti dei mezzi a disposizione (cartografia, iconografie, ricerca di metodi più moderni per l'effettuazione delle Campagne Glaciologiche organizzate dal CGI).
- MAZZA A. (2001) - *Response time of Ghiacciaio del Nordend (Valle Anzasca, Western Alps) to the climatic fluctuations*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., Suppl. V, 113-120.
- Ricostruzione dell'evoluzione del Ghiacciaio del Nordend, tenendo conto della sua particolare meccanica, considerata la notevole inclinazione (33° in media; 40° nella parte alta). Si evidenzia ancora una volta l'insufficienza della cartografia di zona.
- HAEBERLI W., KÄÄB A., PAUL F., CHIARLE M., MORTARA G., MAZZA A., DELINE PH., RICHARDSON S. H. (2002) - *A surge-type movement at Ghiacciaio del Belvedere and a developing slope instability in the east face of Monte Rosa, Macugnaga, Italian Alps*. Norsk Geografisk Tidsskrift, 56, 104-111.
- Analisi preliminare dei fenomeni in atto (2003), a partire dal 2000, sulla parete NE del Monte Rosa e al Ghiacciaio del Belvedere.
- MAZZA A. (2003) - *La teoria delle onde cinematiche: possibile applicazione al Ghiacciaio del Belvedere (Valle Anzasca, Alpi Italiane). Ipotesi preliminari*.
- Viene descritta la più recente evoluzione del Ghiacciaio del Belvedere che l'Autore ritiene di poter inquadrare nella teoria delle onde cinematiche del DE MARCHI (1895).

ABSTRACT

Per la ricostruzione del passato recente dei ghiacciai della Valle Anzasca esiste una buona, ma non ottima, documentazione sia cartografica sia iconografica. La mancata indicazione di elementi geodetici di riferimento sulla cartografia del passato rende però alquanto incerto il lavoro di confronto e ricostruzione e una valutazione rigorosa dell'evoluzione areale e altitudinale dei ghiacciai, nonostante alcune carte speciali aiutino in questa operazione. Anche il disegno del morenico deposto, essenziale per un confronto tra cartografia e realtà fisica, non è in genere soddisfacente. Nel complesso, al fenomeno glaciale, potenziale fonte di pericolo, non è mai stata dedicata sufficiente attenzione nella rappresentazione cartografica. Non sono noti dati climatici locali: si deve quindi fare riferimento a fonti non direttamente interessanti la testata della Valle Anzasca. Buona e recente è invece la documentazione per principali ghiacciai in esame (Belvedere, Locce Nord, Nordend) a partire dal 1918. Vengono infine descritti i ghiacciai attualmente esistenti in Valle Anzasca, basandosi sulla cartografia e su rilevamenti speditivi, effettuato nel quadro delle campagne glaciologiche del Comitato Glaciologico Italiano.

Parole chiave: *ghiacciai, variazioni glaciali, fisica dei ghiacciai, rilevamento, cartografia*

The reconstruction of the recent evolution of Valle Anzasca's glaciers is made easier by a good, though not perfect, set of maps and documents. The lack of geodetic references on the old maps hinders a precise comparison of size and elevation data, though some specific maps make this task easier. The drawing of morains, necessary to compare the maps with the terrain, is also unsatisfactory. The glacialized areas, though potential sources of hazards, were never recorded with due accuracy on the official maps. Climatic data for the upper reaches of valle Anzasca are also not available and have to be inferred from data collected by surrounding weather stations. The most recent documentation for the main glacial bodies (Belvedere, Locce Nord, Nordend), from 1918 onward, is satisfactory. All existing Valle Anzasca's glaciers are monitored by the Comitato Glaciologico Italiano through cartographic and on-site surveys.

Key words: *glaciers, glaciers' variations, physics of glaciers, survey, cartography*

Pour étudier le passé récent des glaciers de la Vallée Anzasca, on peut utiliser des documents cartographiques et iconographiques. Car la cartographie du passé n'a pas des indications géodésiques, il est très difficile et assez imprécis de comparer et évaluer l'évolution d'aire et d'altitude des glaciers, même si des cartes spéciales offrent des données plus précises. Même l'étude des moraines, très important lorsqu'on doit rapprocher la cartographie et le territoire réel, n'est pas satisfaisant. En général la cartographie n'a pas considéré le phénomène glaciaire comme important et potentiellement dangereux. On n'a pas des données du climat local : on doit donc utiliser des sources qui n'intéressent directement la Vallée Anzasca. La documentation relative aux glaciers étudiés (Belvedere, Locce Nord, Nordend) est plus complète depuis 1918. Enfin on décrit les glaciers existants aujourd'hui dans la Vallée Anzasca, sur la base de la cartographie et des relèvements directs du Comitato Glaciologico Italiano.

Mots clés: *glaciers, variations glaciaires, physique des glaciers, relèvement, cartographie*

Alvaro MAZZA *

THE GLACIERS OF VALLE ANZASCA: RECENT EVOLUTION AND CURRENT CONDITIONS

1 - FOREWORD

This paper aims at providing updated information of Valle Anzasca's glaciers, including, when possible, their evolution going back to the end of the 19th century. Bibliographic, iconographic as well as cartographic sources have been duly examined; data gathered on-site, mapping the glacier's history of the last twenty years, are also available. This paper is a summary of an essay published in the magazine *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* edited by the *Comitato Glaciologico Italiano*, which sheds remarkable light on the glacial phenomena of the upper Valle Anzasca.

2 - BIBLIOGRAPHICAL SOURCES

2A - OFFICIAL MAPS

The study of past glacial evolutions is based on the survey of the glaciers' deposits (moraines) left behind by recent retreats, as recorded in pictures and maps (c.f. bibliography); special reference is made to Italian maps from IGM (*Istituto Geografico Militare*) and the LK map from the Swiss Topographic Survey. As this paper aims at giving an up-to-date inventory of Valle Anzasca's glaciers, only currently available maps will be mentioned, such as Gili-Borghet (1961) and Mazza (1998; 2000; 2001; 2003). Von Welden's map (1824), an historical map showing the first accurate recording of the upper Valle Anzasca's glaciers at their Little Ice Age maximum, has been referred to in this work because it was reprinted in 1991 and is available in bookshops.

a) *Carta d'Italia dell'Istituto Geografico Militare Italiano* (thereafter: IGM):

1:25000 maps (the first date refers to the year of the survey; the second to the year of its updating): 29 I NE - Monte Rosa, 1934 (1970); 30 I NO - Macugnaga, 1934 (1970). The IGM maps of the upper Valle Anzasca, based on plane-table surveys and on aerial photogrammetry for the NE wall of Monte Rosa, look quite old and hardly suitable for use here. This is also because the official Italian cartography (IGM) was laid in a polycentric aphyllactic Sanson-Flamstead projection, referred to the Bessel ellipsoid, with geographical squaring while the 1970 release of the above maps, based upon photogrammetric surveys, is referred to the Bessel ellipsoid for geographic coordinates and to the international Hayford ellipsoid for the kilometeric grid. Its datum is ED50 which, in Italy, has only cartographic applications. The two Italian datasets are ROMA40 and IGM95, the latter based upon GPS surveys (Donatelli D. et alii, 2002)

b) *Technical map of Regione Piemonte (CTR-Piemonte)*

Scale 1:10000, sheet 071030, *Cima di Jazzi*; 071040, *Macugnaga*; 071070, *Monte Rosa*; 071080, *P.ta delle Locce*. The 1991 CTR was derived from aerial photogrammetry: the rather large scale and the year of the survey make this map very interesting for local glaciology; however the dashed drawing of glaciers' contours, sometimes with a 50 m interval, and the use of the same pattern for both snow-patches and glaciers, probably due to the early timing of the aerial photogrammetry, partly invalidate the maps' reliability. Probably no attention was paid to the data published in the *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano* and in *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, available since 1927 for the main Valle Anzasca's glaciers. The map's squaring is geographic; the margin shows the kilometeric Gauss-Boaga grid values and the references to the UTM grid; the cartographic datum is ED50. The lack of full drawing for the kilometeric grid prevents from locating the useful spots for glaciological surveys (e.g. location of photographic stations and reference marks at the glaciers' front).

Fig. 1 and 2: see pages 86 and 87

c) *National Swiss map (LK, Landeskarte der Schweiz)*

Surveyed and published by the Swiss Federal Topographic Survey (thereafter quoted as LK) this 1:25000 map has sheets covering Valle Anzasca's glaciers: 1348 - Zermatt, ed. 1977 plus updates; 1349 - M. Moro, ed. 1982 plus updates. The maps, derived from aerial photogrammetry, cover the Italian-Swiss border from Monte Rosa to Basodino and, with minor exceptions, accurately reproduce the whole glacial area of Valle Anzasca. (only the Swiss side of the map undergoes regular updates every 7-8 years). Maps are based on a cylindrical oblique projection, with the Swiss-system kilometeric grid; the datum point is referred to the "Pierre au Niton", a rock protruding out of Lake Geneva whose altitude is 373,6 m. The map can be easily magnified without loosing

* Comitato Glaciologico Italiano, e-mail: mazzaglacies@libero.it

clarity, thanks to its excellent graphic resolution. In spite of the more recent CTR-Piemonte, the LK still remains the best map both for Valle Anzasca's glaciers and Val d'Ossola's glaciers.

2B - HISTORICAL AND PRIVATE MAPS

a) Von Welden map, 1824

The only historical document mentioned in this paper is the recently reprinted and exceptionally interesting map accompanying the 1991 Italian edition of Von Welden's book *Der Monte Rosa*, 1824. The survey method is unknown; the Locce East and North glaciers, the Monte Rosa-Belvedere complex, the Nordend glacier with its terminal moraine setting it apart from Ghiacciaio del Belvedere, the Piccolo Fillar, Jazzi and Roffel Occidentale glaciers are all clearly shown. Its scale is estimated to be 1:80000.

b) Ghiacciaio del Belvedere map, surveyed by *Comitato Glaciologico Italiano*

Based on the terrestrial stereophotogrammetric survey of Ghiacciaio del Belvedere's terminal tongue carried out by the *Comitato Glaciologico Italiano* for the *International Geophysical Year 1957-1958*, this 1:5000 map is an important document for studying the Ghiacciaio del Belvedere's evolution. Some of its reference marks can still be identified on IGM and CTR maps. The map is enclosed to the *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, 2nd series, No. 10 (1961)*. Its only blunder is the drawing of a confluence of Ghiacciaio del Nordend into Ghiacciaio del Belvedere, which was no longer the case at the time of the last survey (Mazza, 2002).

c) Il Cervino e il Monte Rosa map from TCI (*Touring Club Italiano*)

This 1:50000 coloured map has been available from TCI for many decades but it is useful for a panoramic view of the Monte Rosa NE wall's glaciers only. Its interest stems from the fact that the map was never updated, which makes it the only reproduction of Valle Anzasca's glaciers at their last maximum (1921-1922). The four releases (1884, 1906, 1914, 1925) of the 1:50000 IGM-M. Rosa sheet, always show the same outline.

d) Topographic sketches of VAW/ETH in scale 1:10 000

Derived from surveys carried out in 1983 and 1984 by the VAW/ETH², the sketches show the terminal tongues of Belvedere and Nordend glaciers. They are based on photogrammetric surveys and on the basal winter-snow temperature (BST method) and describe the actual size of the ablation area of the two glaciers, mostly covered by debris. The sketches show the bottom and the surface of the Belvedere glacier, their topography being determined by radar sounding, as well as the increased elevation of the glaciers' surface after a period of substantial snow falls (between 1972 and 1980). Unfortunately there are no references permitting a comparison with the recent (1991) CTR-Piemonte. The Swiss researchers point out that elevations in their maps are higher (12,5 m) than the corresponding Italian measurements. Any evaluation of Ghiacciaio del Belvedere's elevation increases, with reference to the Italian maps, must take the above into consideration.

The *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (CGI, 1959, 1961), whose completeness is unique by international standard (Field, 1975), offers no additional information because of its IGM-base and the iconography of Val d'Ossola's glaciers is sometimes too scanty or insufficient.

2C - VALLE ANZASCA'S GLACIERS: PAPERS AND ICONOGRAPHY PUBLISHED

The Valle Anzasca's glaciers, especially Ghiacciaio del Belvedere, have been the subject of several papers; a positive factor in comparison with the scant documentation available for other glacial areas of the Italian Alps. Most papers include quite a few pictures.

3 - CLIMATIC DATA OF THE ANZASCA VALLEY

Upper Valle Anzasca does not have a meteorologic station monitoring the higher glacial area or collecting precipitation and temperature data. The records concerning the Borca station (a village in the Municipality of Macugnaga), published in the ISTAT annual reports, are rather incomplete. Precipitation and temperature data from the Bannio-Anzino station, in the lower Valle Anzasca, are not representative of Monte Rosa's glacial area. For the general climatic trend of Ossola's valleys, the reader is kindly requested to refer to a previous paper of Mazza and Mercalli (1992). Some summary figures of temperatures and precipitations, referring to Switzerland and its surrounding areas, (published in the yearly book *Die Gletscher der Schweizer Alpen* - now *The Swiss Glaciers* edited by the Glaciological Commission of the Swiss Academy of Sciences and by the VAW/ETH of Zurich) also cover the whole Ossola valleys.

² Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at the Federal Institute of Technology, Zürich, Switzerland.

4 - THE YEARLY GLACIOLOGICAL INVESTIGATIONS: SURVEYING METHODS AND FACILITIES

The results of the yearly surveys of glaciers, organized by the *Comitato Glaciologico Italiano* and related to Valle Anzasca's glaciers, are published in the *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, I and II series (1925-1948 e 1950-1977)* and in *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria (from 1978 to 2002)*. They are quoted only when numerical data are available. In the past, fluctuations of glacial fronts were measured according to the traditional, empirical method (tape, compass and altimeter); in 1994, where possible and convenient for difficult or unsafe glaciers, the Author started to survey the variations of the glaciers by means of a theodolite and the use of simple topographic procedures (like inverse intersection and trigonometric leveling). In 1997, the surveys adopted laser telemetry (Bushnell Lightspeed, resolution 1 m) thus increasing accuracy, safety and speed as this measurement is not influenced by the small obstacles in the proglacial area. In 1998, the Author began GPS (Global Positioning System) measurements with a Magellan 3000 XL receiver, C/A code. At that time, a distortion factor called *Selective Availability* limited accuracy to ± 20 m, provided that a good satellite configuration was received by the GPS ³ (the Author is presently using a GARMIN 12 GPS receiver, with better measurement speed, accuracy and elevation determination ⁴). Elevation measurements, either by altimetric reading or by trigonometric leveling, have provided good results and usually match readings from the CTR-Piemonte. The main discrepancies depend on the limits in accuracy/reproducibility of the instruments and the minimal number of quoted points for the setting of altimetric and trigonometric levellings. The results of the surveys are mentioned in the description of each glacier. Unless measured by the Author, the elevation values were mostly taken from the CTR-Piemonte map. All figures must be considered as tentative data. The symbols following the elevation have the following meanings: T = topographic determination; A = altimeter; C = mean value taken from the map; GPS = Global Positioning System. The description of the various units privileges the small glaciers, which were somehow neglected in the past.

Fig. 3: see page 89

5 - CURRENT CONDITIONS OF VALLE ANZASCA'S GLACIERS

5.1 - Glaciers of Valle Quarazza

318 - Ghiacciaio del Corno Faller

Length: 550 m
Average slope: 27°

Surface area: 11 ha
Exposure: NNE

Maximum elevation of the catchment area: 3160 m
Maximum glacier's elevation: 2900 m ca.
Terminus' elevation: 2615 (T, 1994)

Its presence and evolution is supported only by a few pictures. The first was taken by Monterin (1918); the second was published in the "Monte Rosa" volume of the *Guida dei Monti d'Italia* (Saglio & Boffa, 1960); more recent pictures were taken by the Author in the summer of 1993 and 1994 from Alpe Schena, 1987 m (IGM). The morainic deposits, whose lowest elevation is 2512 m (T), are quite large; in 1994 the minimum elevation of the glacier's front was measured as 2615 m (T) at the rim of the ice on the hydrographic right, being the left side of the tongue always covered by avalanches from the gully above. Considering the uncertainty of the planimetric coordinates of the target points, their elevations may well vary in future measurements. The IGM map 29 I N.E., Monte Rosa (1970) has received no further updates from 1934. The CTR-Piemonte shows the glacier as still confined within its Little Ice Age deposits, whose lowest elevation matches our measurements.

³ the hand-held GPS receivers processing C/A code only, can determine "pseudoranges" with an approximation of ± 15 m RMS (root mean square). In 1991 the USA *Department of Defense*, believing that the accuracy granted by the manufacturers of single-frequency (L1, 1575,62 MHz) GPS receivers would impair USA security, introduced a function called *Selective Availability* (inaccurate satellite ephemeris) and a *dithering* of the satellite-based Cs¹³³ clocks (four clocks per satellite), thus reducing the accuracy to about 100 m over plane coordinates and 150 m in elevation. However, with optimum satellite configurations and a series of about 20 - 30 measurements (East, North, elevation) it was possible to reach an accuracy of ± 20 m. This value had no topographic interest, though it provided the approximate position of photographic stations and reference marks. On May 1, 2000, the S/A function was removed and with good satellite reception (no *multipath* and satellites above the *cut-off* angle of 15°) it is safe to assume that any measurement should fall within a sphere of 15 m or less, i.e. better than the ± 15 m RMS granted by the manufacturers.

⁴ today's presence (2003) of multiple geostationary satellite systems [WAAS in USA; EGNOS in Europe (beginning April 2004, as per ESA Internet site)] which transmit correct GPS values and the further addition of the Russian GLONASS satellite system should pinpoint a position with an accuracy of 3 m or less (manufacturers' statements); however this claim is being questioned by a recent paper from the University of Trieste (CEFALO R. et alii, 2002).

319 - Ghiacciaio delle Locce Orientale

Length: 500 m
Average slope: 32°

Surface area: 12 ha
Exposure: NE

Maximum elevation of the catchment area: 3497 m
Maximum glacier's elevation: 3170 m
Terminus' elevation: 2862 m (T, 1994)

Using the same topographic base of the previous Corno Faller glacier (318), the areal extent of the glacier is about 1/3 of that shown in the IGM map updated in 1970; some inaccuracy in the drawing affects the terminus, which was measured as 2862 m in 1994. The maximum elevation was about 3170 m, in good agreement with the IGM map. The drawing of the CTR-Piemonte, showing a lot of snow below the terminal margin, is absolutely out-of-date. It is however possible to identify the present terminus, whose elevation is in agreement with our determination.

Photo 1: see page 90

5.2 - Glaciers of Valle Anzasca**319.1 - Calotta del Pizzo Bianco**

The small summit glacier, which flew toward NNE and is still present on the official maps (IGM and CTR), has disappeared. No elevation values can be mentioned because the small remaining patches would not even qualify as glacierets.

320 - Ghiacciaio del Pizzo Bianco

Length: 800 m
Average slope: 22°

Surface area: 25 ha
Exposure: NW

Maximum elevation of the catchment area: 3215 m
Maximum glacier's elevation: 2760 m
Terminus' elevation: 2440 m ca. (C)

Its maximum elevation was measured as 2760 m (T), pointing at the top of the glacier above the big crevasse. Owing to the uncertainty of the IGM drawing, no comparison can possibly be made with the past (1934). The terminus' elevation, 2391 m IGM in 1934, is now close to 2440 m but the morainic cover baffles any exact measurement. The drawing of the terminal area (ice and glacial deposits) area is good on CTR-Piemonte and very good on LK (Swiss) map.

320.1 - Ghiacciaio NE della Grober

Length: 300 m
Average slope: 53°

Surface area: 4 ha
Exposure: NE

Maximum elevation of the catchment area: 3150 m
Maximum glacier's elevation: 3150 m ca.
Terminus' elevation: 2940 m (C)

This small but typical, stratified ice mass with a lowest elevation of 2901 m in 1994 (T) has now withdrawn to about 2940 m. Though this glacial unit was not taken into consideration owing to its small size, nevertheless it must have been an independent body for a long time. The drawing on CTR-Piemonte is good, though the two snow-fields below the glacier's minimum elevation usually melt by late summer. In 1981, L. Tettamanti from CGI proposed the name *Ghiacciaio di quota 3051* (Mortara et alii, 1995). The ice mass below the ridge between P. Grober and elevation 3051 m is still connected to the Ghiacciaio Nord delle Locce, though to a lesser extent than in 1980, but no ice has ever formed below 3051 m. The 1991 survey report (Mazza, 1992) proposed the following solution: different names (NE and SW) for the two independent ice masses with clear layering and crevassing while the lower ice mass, though largely self-fed, has to be considered a portion of Ghiacciaio Nord delle Locce (continuity criterium).

Photo 2 and 3: see page 91

320.2 - Ghiacciaio SW della Grober

Length: 700 m ca.
Average slope: 33°

Surface area: 8 ha
Exposure: SW

Maximum elevation of the catchment area: 3330 m
Maximum glacier's elevation: 3330 m
Terminus' elevation: 2864 m (1964)

In 1996 the lower end of this small glacier was set at 2864 m (T); up until 1980, a snow field set in a gully was connecting the glacier to the right sector of Ghiacciaio Nord delle Locce (321). However, a 1948 picture by G. Aliverti (1950) shows this glacieret as already separated from Ghiacciaio Nord delle Locce.

321 - Ghiacciaio Nord delle Locce

Length: 2200 m (Locce Lake)
Average slope: 30°

Surface area: 220 ha ca.
Exposure: N

Maximum elevation of the catchment area: 3498 m
Maximum glacier's elevation: 3490 m
Terminus' elevations: 2210 (Locce Lake); 2150 m ca.
at the confluence into Ghiacciaio del Belvedere

This is the third largest glacier of the Ossola valleys and the second largest in Valle Anzasca; it is of remarkable interest, both for its dynamic evolution and its complex frontal morainic deposits (also, in part, at its right side) affecting the morphology of this glacier. The moraines on the hydrographic right, partly deposited during the side expansion of the glacier under the NE ridge of Punta Grober, show an independent feed. Please note the typical morainic arc encompassing the Lago delle Locce, whose surface, after the cutting of the moraine, is now set at 2210 m (IGM and CTR maps) or 2224 m if reference is made to the Swiss LK (VAV-ETH, 1984). Our trigonometric levelling based on the 2265 m point of the CTR-Piemonte (formerly 2257 m IGM) also provided 2210 m. Another right lateral moraine can be seen at its confluence with the Ghiacciaio del Belvedere, where the glacier's width is about 350 m (Mazza, 1998). Terminus measurements were initiated in August 1992, thanks to a large, stable boulder that was still riding the glacier in the summer of 1990. A remarkable variation of the flow direction is to be inputed to the continuous reduction of the ice-flow entering the Lago delle Locce waters: the glacier is still undergoing a transition from a tide-water terminus to a ground glacier (Mazza, 1998).

Photo 4: see page 92

Table 1 and photo 5: see page 93

Over the last few years, a rocky/debris-covered layer has surfaced on the glacier's right side; should the present meteorological trend continue, this may lead to a future vertical break-up of the glacier, whose terminal tongue is connected to the glacial flow only on the left side, where the feeding is ensured by avalanches dropping from the steep rocky slopes above.

322 - Ghiacciaio del Signal

No metric data can be given. This glacier is only the geographical identification of a strong ice stream whose ends are connected with the Ghiacciaio del Belvedere, hence without independent feeding area and terminus; based on the 1895 De Marchi's *continuity criterium*, still supported by the most recent glaciological works (Hutter, 1983; Paterson, 1994; Hooke, 1998), this cannot be classified as an independent glacier.

323 - Ghiacciaio del Monte Rosa

Length: 1300 m
Average slope: 51°

Surface area: 100 ha
Exposure: ENE

Max. elevation of catchment area: 4618 m (Grenzgipfel)
Maximum glacier's elevation: 4550 m
Terminus' elevation: 3300 m ca. (C)

The *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (CGI, 1959, 1961) called this unit and the ice-masses below Punta Gnifetti and Colle Signal *Ghiacciaio del Monte Rosa*. Its vertical extent was between 4550 m e 3200 m; now the unit is completely independent. Since 1997, a land slide on the hydrographic right, at an altitude of about 3700 m, has removed the right portion and the terminal lobe, formerly in steady-state at 3200 m. Present terminus is set at about 3300 m.

325 - Ghiacciaio del Belvedere

Length: 5600 m
Average slope:
upper sector: 36°; valley tongue: 9°

Surface area: 480 ha
Exposure: NE

Maximum elevation of the catchment area: 4556 m
Maximum glacier's elevation: 4150 m ca.
Terminus' elevation: 1785 m (A)

This is by far the most studied glacier of the Ossola valleys and presently, of the whole Alps owing to the exceptional situation which will be described later. For historical changes, readers should refer to Mazza (2000). At the end of the yearly measurements by D. Demaria (1974), the glacier was monitored by L. Tettamanti who, in 1976, established new reference marks at the tongue and carried out measurements which, unfortunately, were no longer repeated. At the beginning of the Author's measurements, no reference marks could be identified, both for the continuous lateral shifts of the Anza river and the rapid growth of vegetation (*Larix decidua*) on glacial deposits favoured by the low elevation of the proglacial area (about 1750 - 1780 m). Hence no connection was possible between present measurements and previous ones. This has prevented an evaluation of the remarkable expansion of the left glacial tongue, demonstrated by some levelling and by the formation a small push moraine quite visible in a 1980 picture. The overall glacier's retreat of the left tongue between 1922 (last maximum expansion) and 2000 should be 975 m (Mazza, 2000) while cartographic measurements from available maps indicate a retreat of only 650 m, accompanied by an elevation increase from 1627 m to 1785 m (2003). The retreat from 1957 (date of the glaciological map attached to Boll. CGI, II, n. 10) to 1991 should be about 125 m when measured on the CTR-Piemonte. Since 1987, tongue measurements have been carried out from position N° 5, on the left bank of the Anza river and, since 1997 and thanks to laser telemetry, also from photographic station SF 87. The latter was meant as a back-up alternative if mark N° 5 were to be covered by debris from the historical left glacial moraine. The burial of

No. 5 mark took place in June 2003, following a water runoff from *Lago Effimero*: the water cut a gully on the hydrographic left and discharged a layer of debris exactly on top of mark N° 5. Highly interesting are the surface speed and thickness measurements at the confluence of Ghiacciaio Nord delle Locce and on Ghiacciaio del Belvedere itself by VAW/ETH (1985). These data confirm the outcome of the geophysical prospection of 1957 (De Visentini, 1961). The measured flow-speed, showing an average value of 50 m per annum, with a top speed of 100 m p.a., prove that a kinematic wave, which reached the front between 1986 and 1991, was travelling along the glacier at that time.

Photo 6 and table 2: see page 94

Some tentative measurements of the right glacier's tongue never gave any results, owing to the thick debris cover of the snout. The toppling of a few small larches and bushes on the left bank, from 1997 onward, hinted to an expansion of this tongue which, in its mid-section was carrying a load of debris higher than the right side historical moraine (dated approx. 1820). Today (2003) the *diffusion* of a new kinematic wave, still travelling along the glacier, has removed the morainic bulge. In 2001 the Ghiacciaio del Belvedere produced an unexpected event: the development of a strong kinematic wave which raised the glacial surface by a maximum of about 40 m at the Breccia Pedriola site. The subsequent lowering of the ice surface upstream, at the base of Monte Rosa NE wall, produced a large depression which was filled by water, thus creating the *lago Effimero* (short-lived lake). This event, widely analyzed by Haerberli et alii (2002), Mortara et alii (2002), Mazza (2003) and Tamburini et alii (2003), needs no further consideration here.

Table 3 and photos 7 and 8: see page 95

324 - Ghiacciaio del Nordend

<i>Length: 2200 m</i>	<i>Surface area: 63 ha</i>	<i>Maximum elevation of the catchment area: 4609 m</i>
<i>Average slope: 33°</i>	<i>Exposure: NE</i>	<i>Maximum glacier's elevation: 3550 m</i>
		<i>Terminus' elevation: 2120 (GPS)</i>

In August 1990, a survey of the proglacial area proved that it was impossible to carry out any measurement, owing to the thick morainic cover of the lower terminus and the presence of water pools. Starting from 1997, the reduced load of debris and the availability of laser telemetry has permitted new measurements at the front. The glacier's contraction has also lowered its upper elevation (today about 3500 m, LK), with a complete detachment from the Ghiacciaio del Monte Rosa (323); this was quite evident in the summer of 2003 when the whole glacier had no snow cover. Below the snout, a short river reaches the left bank of Ghiacciaio del Belvedere and disappears under it. A comparison with previous De Maria's measurements, ended in 1974, is no longer possible; the position of his reference marks was never recorded and no traces were found around the rough and unstable proglacial area. The exceptionally high temperatures of the 2003 summer isolated a small suspended glacier on the Nordend wall; future observations should confirm whether the small unit is actually independent. A possible deep confluence of Ghiacciaio del Nordend into Ghiacciaio del Belvedere, as highlighted by Mazza (2002), is still an unresolved matter.

Table 4 and photo 9: see page 96

Photo 10: see page 97

326 - Ghiacciaio del Piccolo Fillar

<i>Length: 1400 m</i>	<i>Surface area: 90 ha</i>	<i>Maximum elevation of the catchment area: 3969 m</i>
<i>Average slope: 31°</i>	<i>Exposure: ENE</i>	<i>Maximum glacier's elevation: 3300 m</i>
		<i>Terminus' elevation: 2450 m (C)</i>

In August 1991, an initial survey of the terminus of this small glacier was aimed at setting a new reference mark; some measurements had been carried out by U. Monterin but, since his untimely death, no further surveys were made. Of course, due to the steep, unstable proglacial area constantly washed by the meltwaters, no reference mark could possibly be found. Strong differences in elevation and snout position exist between the various sources; Monterin reported the front to be at about 2780 m, a much too high figure; our summer 1994 measurements produced an elevation of 2420 m (T); today (2003), the elevation is around 2450 m (C). The accuracy of this value is questionable, both for the uncertain planimetric position of a terminus largely covered by morainic debris and the reported elevation (*Morena 321*, 2265 m CTR) of the 1994 trigonometric base. On the whole, the glacier's retreat from its historical moraines exceeds 300 m (IGM and LK maps). The new CTR - sezione 071030, Cima di Jazzi, shows an inadequate representation of the terminal area which, being totally covered by morainic debris, must have been difficult to interpret on the aerial pictures. All the area around the glacial tongue, including the ridge above the *Binacco Belloni* (2419 m (T)), should be redrawn. The IGM elevation (2509 m) of the small shelter is inaccurate as well as its reported position on CTR-Piemonte: this map shows the *Binacco* above the ridge rather than at its base.

Table 5: see page 98

327 - Ghiacciaio di Castelfranco or Weissthorgletscher

<i>Length: 1500 m</i>	<i>Surface area: 50 ha ca.</i>	<i>Maximum elevation of the catchment area: 3570 m ca.</i>
<i>Average slope: 34°</i>	<i>Exposure: S</i>	<i>Maximum glacier's elevation: 3300 - 3500 m</i>
		<i>Terminus' elevation: 2350 m. (C)</i>

(The metric values for this glacier are difficult to estimate, its extent being a function of the residual snow)

The glacier is currently formed by two parallel snow-ice masses, split by an elongated rock buttress called *Castelfranco*, merging at about 2900 m where the ice is completely covered by morainic debris. As to the glacier's name, readers can refer to a 1980 report by Mazza. The name assigned by U. Monterin was taken from the local speech (*Walser*) but the two names confused the authors of *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (CGI, 1959, 1996) and of *Bibliografia analitica dei Ghiacciai Italiani* (Pantaleo, 1973) who attributed them to two different glaciers. Monterin's measurements ended in 1937 and were never resumed. He quoted 2365 m for the front; the current elevation can only be estimated, as the ice is completely covered by morainic debris.

328 - Ghiacciaio Inferiore della Jazzi

<i>Length: 450 m</i>	<i>Surface area: 5 ha</i>	<i>Maximum elevation of the catchment area: 3800 m</i>
<i>Average slope: 34°</i>	<i>Exposure: ENE</i>	<i>Maximum glacier's elevation: 2650 m</i>
		<i>Terminus' elevation: 2425 m (C)</i>

This tiny glacier, not included in the *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (1961), has always been observed but, being deemed a snow heap, it was never reported as a glacier. The summer of 2003, with its high temperatures and scant snow-cover, revealed the true nature of this ice mass. This unit was missing in the first edition (1884) of the IGM sheet 29.I Monte Rosa (1:50000) and in its three successive releases, but could be seen in the well-known picture by V. Sella (1895) taken from Monte Moro showing the whole Monte Rosa's NE wall: the shape of the glacier is the same of the 1934 IGM map and its 1970 update (max. elevation: 2750 m; min. elevation 2290 m; total area 5 ha). It is also shown in the 1967 LK sheet No. 1348 (max. elevation 2670 m; min. elevation 2380 m; total area 7 ha) and in the 1991 CTR map (max. elevation 2650 m; min. elevation 2425 m; total area 5 ha). A picture taken in 2003 by the Author shows this unit as a snow fan with a rounded front. For this glacier, the Author is proposing inventory number 328 (previously used for the Weissthorgletscher; see entry No. 327).

329 - Ghiacciaio della Jazzi

<i>Length: -</i>	<i>Surface area: 20 ha</i>	<i>Maximum elevation of the catchment area: 3805 m</i>
<i>Average slope: -</i>	<i>Exposure: NE</i>	<i>Max. glacier's elev.: 3717 m (T, upper section, 1994)</i>
		<i>Terminus' elev.: 3158 m (T, lower section, 1994)</i>

This glacier is vertically split into three ice masses, the upper section belonging to the ice cap of Cima di Jazzi, 3805 m IGM; the ice flow, with the exception of some crumbling seracs, feeds the Gornergletscher (Wallis, Switzerland), to which it belongs on the base of continuity. The central unit is the largest residual ice mass and the true Ghiacciaio della Jazzi. It is set between 3700 m and 3300 m approx. (LK). Presently (2003), the lower ice mass is about to disappear.

329.1 - Ghiacciaio del Nuovo Weissthor

<i>Length: 700 m *</i>	<i>Surface area: 5 ha</i>	<i>Maximum elevation of the catchment area: 3638 m</i>
<i>Average slope: 24°</i>	<i>Exposure: SE</i>	<i>Maximum glacier's elevation: 3000 m approx.</i>
		<i>Terminus' elevation: 2850 m approx. (C, ±30 m, with ample variations, depending on the residual snow).</i>

** (±50 m, depending on residual snow)*

This glacieret, deriving from the fragmentation of Ghiacciaio della Jazzi (329), has been mentioned as an independent unit by Mortara et alii (1995). The drawing in CTR-Piemonte map is no longer valid, as the unit has undergone a further retreat. In the summer of 2003, with no residual snow, the bare ice was quite visible but its size was not clear, because of the debris covering its mass.

330 - Ghiacciaio Occidentale di Roffel

<i>Length: 1050 m</i>	<i>Surface area: 70 ha</i>	<i>Maximum elevation of the catchment area: 3609 m</i>
<i>Average slope: 26°</i>	<i>Exposure: SE</i>	<i>Maximum glacier's elevation: 3350 m</i>
		<i>Terminus' elevation: 2847 m (T, 2003)</i>

In the summer of 1990, the NW feeding sector, with its terminus above the main glacier, detached from the main body and seemed to be independent. In 1991 the connection was reestablished, at least via a snow bridge. Currently (2003), it is the NE area which looks totally independent, with its own meltwater outlet. Trigonometric levelling of the front gave an elevation of 2847 m (2003), much higher than the figures in the various maps (IGM, LK, and CTR).

Table 6 and photo 11: see page 99

331 - Ghiacciaio di Roffel Orientale

Length: 450 m	Surface area: 10 ha	Maximum elevation of the catchment area: 3550 m
Average slope: 29°	Exposure: SE	Maximum glacier's elevation: 3050m
		Terminus' elevation: 2800 m approx. (C)

This unit is a snow mass without crevasses and with remarkable morainic deposits at its front, probably more dependent on debris falling from the encompassing walls than on glacial transport. Elevation at the front: 2769 m (T) in 1994 but raising to approx. 2800 m in 2003. The CTR drawing is correct but the contour lines, 50 m apart, do not permit a correct reading. The 1970 IGM map 29 I N.E., Monte Rosa, uses this name for some ice-residuals from the now melted, former Ghiacciaio di Seewinen (see No. 332).

Photo 12: see page 100

331.1 - Ghiacciaio di Stenigalchi

Length: 300 m	Surface area: 5 ha	Maximum elevation of the catchment area: 3344 m
Average slope: 31°	Exposure: S	Maximum glacier's elevation: 2970 m
		Terminus' elevation: 2790 m (C)

This small unit was reported by L. Tettamanti (1981) without a name. It now looks like a black ice couloir; Monterin (1918) called all the glacial units between 331 and 332.1 the "Rothhorn glacierets".

332 - Ghiacciaio di Seewinen

Length: -	Surface area: 6 ha *	Maximum elevation of the catchment area: 3240 m
Average slope: cannot be stated	Aspect: SW	Maximum glacier's elevation: 3000 m approx.
* split into 2-3 snow patches, depending upon the amount of residual snow.		Terminus' elevation: 2900 m approx. (C)

Called *Seewinen* in the Catasto dei Ghiacciai Italiani (1961), this unit has at present completely melted. A small quantity of ice is possibly buried under the morainic debris. A small but well developed intermorainic gully shows the past extent of the glacier and of its short tongue. As already reported for glacier No. 331, the 1970 IGM map 29 I N.E. - Monte Rosa - showed the non existent *Ghiacciaio di Roffel Orientale* instead of the two glacierettes called *Seewinen* and *Faderhorn*. The drawing also overlooked the ridge which separates the two small catchment areas. The correct name is *Seewinen* (a *Walsler* name meaning "small lakes"). A proposed etymology from *Cervino* (Pantaleo, 1973) is to be rejected, as the local language is derived from the *Althochdeutsch* and has nothing to do with the French dialects of Valle d'Aosta.

Photo 13: see page 101

332.1 - Ghiacciaio del Faderhorn

Length: 150 m	Surface area: 3 ha *	Maximum elevation of the catchment area: m
Average slope: 26°	Exposure: SE	Maximum glacier's elevation: 3205 m
* variable according to the residual snow		Terminus elevation: 2925 m (C)

This glacieret, with a surface area of about 3 ha, was correctly sketched in the 1934 IGM map while it disappeared in the 1970 release. Once again, the glacieret is correctly drawn in the LK (1982) in a gully SE from the Faderhorn. The CTR map is correct, though somewhat more uncertain.

6 - CONCLUSIONS

The reconstruction of the glaciers' evolution based on maps, pictures and surveys of glacial deposits is not exempt from errors or approximations but such reconstruction is the only way to understand the current situation of Valle Anzasca's glaciers. Some conclusions can be drawn by examining the data provided. Valle Anzasca's glaciers are characterized by a very scattered altitudinal distribution, between 4550 m and 1785 m. The average values taken from the official maps (CTR and LK), rounded off to 5 m and completed by our measurements, are as follows:

maximum elevation of the catchment area: 4560 m	mean glaciers' elevation: 2980 m	maximum elevation differential: 2365 m
minimum glaciers' elevation (snout): 1785 m ⁵	average maximum elevation: 3305 m	Mean elevation differential: 630 m
	average minimum elevation: 2665 m	average glaciers' length: 1115 m
		average slope: 29°

⁵ (Ghiacciaio del Belvedere) this exceptional value is related to the following factors: high maximum elevation of the catchment area; NE exposure; debris covering the last 2800 m; gentle slope of its lower tongue (<5°).

The snow-line altitude, and especially an average value for all Valle Anzasca's glaciers, has always been difficult to assess, owing to the different exposures of the various glaciers: North for Ghiacciaio Nord delle Locce, NE for Ghiacciaio del Belvedere, East for the Castelfranco (327) and Faderhorn (332.1) glaciers. The 2003 snow line, after an unusually hot summer and a prior winter with scarce snow-falls, could be observed only on Ghiacciaio del Belvedere, at about 4000 m. All other glaciers showed no snow-line.

7 - REFERENCES TO ESSENTIAL BIBLIOGRAPHY (see page 102)

8 (2 C) - COMMENTED BIBLIOGRAPHY

MONTERIN U. (1918) - *Introduzione allo studio dei ghiacciai italiani del Monte Rosa.*

This work provides a descriptive, geographical outline of most glaciers of the South and East sides of Monte Rosa, written by the geologist who mostly contributed to their knowledge. He set some reference marks and carried out the first measurements at many glacier's terminus. The work is complemented by a number of unique pictures.

MONTERIN U. (1925) - *Il Ghiacciaio di Macugnaga dal 1780 al 1922.*

The history and the evolution of Ghiacciaio del Belvedere (called *Ghiacciaio di Macugnaga*, a name used on early maps, starting from De Saussure's first report) are traced from the last maximum extent (about 1820) to the most recent expansion of 1922. The paper is of historical-geographic value.

SACCO F. (1930) - *Il glacialismo nelle valli Sesia, Strona, Anza e nell'Ossola.*

This extensive work deals both with glacial geology and glacialism of the above areas up to 1930, its release date. Very exhaustive for the Sesia and Anzasca's valleys, this fundamental document is the first of its kind for the entire Ossola region. Three thematic maps are enclosed: two, scale 1:100 000, show the distribution of old and recent morainic deposits; the third is a section of the 1:50 000 1884 IGM sheet 29.I, with updating of 1906 (which however does not show the glaciers' extent but only their names). In this map the glaciated areas are painted blue and the glacial deposits red; the map has an intrinsic value for the investigation of the past extent of Valle Anzasca's glaciers, but the small scale, the fuzzy drawing and the lack of geodetic reference data (geographic coordinates), make its reading a little difficult. The attached photographic documentation is excellent.

ALIVERTI G. (1950) - *Relazione su una visita ai ghiacciai del Monte Rosa, versante nord-ovest.*

Report of a trip made by the author in the summer of 1948; especially interesting is a picture of the terminus of Ghiacciaio Nord delle Locce plunging into the Locce Lake. *Nord-ovest* is of course mistaken for NE.

VANNI M. (1958) - *Il glacialismo attuale nelle Alpi piemontesi nei rapporti col regime dei corsi d'acqua.*

For the Ossola and Anzasca region, this work is but a list of glaciers with their surface extension; some small glaciers reported as disappeared have managed survived to this day.

CGI/CNR (1959, 1961) - *Catasto dei ghiacciai italiani* - Vol. II, *Ghiacciai del Piemonte.*

This fundamental work by Comitato Glaciologico Italiano has a set of data for each glacier and is completed by IGM maps and pictures.

DE VISENTINI G. (1961) - *Rilievo sismico a riflessione sul Ghiacciaio del Belvedere (Monte Rosa)*

Description of surveys and results, completed by a bathymetric map and some thickness profiles. It allows an interesting comparison with similar investigations carried out in 1984 by the VAW/ETH (Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at the Federal Institute of Technology, Zürich, Switzerland)

E.I.R.A. (1961) - *Il rilievo topografico*

Diagram of the benchmarks used for the terrestrial stereophotogrammetric survey of the Ghiacciaio del Belvedere's tongue.

GILI-BORGHET A. (1961) - *Il Ghiacciaio del Belvedere e gli studi compiuti sino all'anno 1957.*

The paper summarizes Monterin's data (1925), completing the history of Ghiacciaio del Belvedere up to its release date. Very good and complete bibliography, which also includes maps concerning the Ghiacciaio del Belvedere, starting from the Von Welden's map (see above) not available at that time.

VAW-ETH (1984, unpublished report) - *Ricerche glaciologiche al Lago delle Locce, Macugnaga, Italia.*

Report of the investigation by VAW/ETH (Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at the Federal Institute of Technology, Zürich, Switzerland), carried out after the outburst of Lago delle Locce, in July 19, 1979.

VAW/ETH (1985, unpublished report) - *Studi sul comportamento del Ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Italia.*

Remarkable and complete investigation of Ghiacciaio del Belvedere, following the outburst of Ghiacciaio delle Locce which caused the collapse of the right side moraine above Alpe Pedriola (an event which had taken place many times in the past) and damages to the Belvedere chair-lift.

HAEBERLI W., EPIFANI F. (1986) - *Mapping the distribution of buried glacier ice - An example from Lago delle Locce, Monte Rosa, Italian Alps.*

The paper outlines the geophysical soundings of the terminal moraine of Ghiacciaio Nord delle Locce; they were aimed at pinpointing any buried ice and at locating the most suitable area for cutting the moraine, in order to lower the level of Lago delle Locce and prevent a possible overflow such as the one of 1979.

MAZZA A. (1998) - *Evolution and dynamics of Ghiacciaio Nord delle Locce (Valle Anzasca, Western Alps) from 1854 to the present.*

Based on cartographic and iconographic sources, the paper reconstructs the evolution of the glacier. Starting from a critical analysis of the available sources, the Author points out that the reconstruction of a glacier's evolution should be accompanied by an interpretation based on the theory of glaciers' mechanics.

MAZZA A. (2000) - *Some results of recent investigations on Ghiacciaio del Belvedere (Anzasca Valley, Western Alps).*

The work outlines the results of recent investigations by WAV/ETH and by the Author on the main glacier of valle Anzasca, pointing out pros and cons of available means (maps, pictures and more refined techniques for the yearly surveys organised by Comitato Glaciologico Italiano)

MAZZA A. (2001) - *Response time of Ghiacciaio del Nordend (Valle Anzasca, Western Alps) to the climatic fluctuations.*

Reconstruction of the fluctuation of Ghiacciaio del Nordend; its peculiar mechanics is a factor of the steep slope (33° on average, 40° in the upper basin). The poor reliability of local maps is stressed out once more.

HAEBERLI W. ET ALII (2002) - *A surge-type movement at Ghiacciaio del Belvedere and a developing slope instability in the east face of Monte Rosa, Macugnaga, Italian Alps.* Norsk Geografisk Tidsskrift, 56, 104/111.

A preliminary analysis of the present events (2003) affecting the Monte Rosa NE slope since 2000.

MAZZA A. (2003) - *La teoria delle onde cinematiche: possibile applicazione al Ghiacciaio del Belvedere (Valle Anzasca, Alpi Italiane). Ipotesi preliminari.*

The most recent evolution of Ghiacciaio del Belvedere is analyzed; the Author hints that the event should be interpreted according to the kinematic wave theory (De Marchi, 1895 and 1911).

ABSTRACT (see page 104)

Paolo Piccini (* °) e Michele Freppaz (**)

GHIACCIAIO DI INDREN: EVOLUZIONE DELLA COPERTURA NIVOGLACIALE E DEI REGIMI TERMICI. INFLUENZA E RISCHI CONNESSI DELLA ATTIVITÀ ANTROPICA (Monte Rosa, Italia)

Nel presente lavoro vengono riportati i principali risultati della ricerca già illustrata nelle sue linee guida sul n. 6 di Terra glacialis (PICCINI, FREPPAZ, 2003) ².

1 - MATERIALI E METODI

I rilievi nivologici sulla superficie del Ghiacciaio di Indren sono stati distribuiti con frequenza mensile nel periodo di apertura degli impianti di Alagna-Punta Indren per la stagione invernale 2002-2003 (17.01, 15.02, 24.03, 25.04). Nel periodo estivo l'unico rilievo è stato effettuato il 12 luglio: ciò è stato dovuto alla precoce fusione della copertura nevosa che ha impedito misure successive e costretto a ridurre i tempi di studio previsti. Ad eccezione del rilievo di gennaio, per ogni controllo sono stati effettuati due distinti profili, in zona indisturbata e in zona soggetta alla battitura meccanica dei mezzi della MonterosaSki (foto 1). Le trincee sono state realizzate a perdere, e comunque sempre nei pressi delle paline di riferimento, a 3342 m (zona indisturbata) e a 3335 m (zona battuta). Per la determinazione della temperatura all'interfaccia ghiaccio-neve si è provveduto al seppellimento di due coppie di *data-loggers* (centraline di acquisizione dati), una in zona indisturbata e una in zona soggetta a battitura meccanica.

I data-loggers sono stati impostati per l'acquisizione della temperatura con frequenza oraria e i dati raccolti comprendono 175 giorni, fino al 12 luglio 2004 giorno di riesumazione di tutti gli strumenti. I data-loggers sono stati fissati a paline pieghevoli di 2+2 m, in modo da favorirne la localizzazione ed evitarne la perdita; all'apice delle paline sono state poste piastre riceventi Recco, per l'eventuale ricerca in caso di seppellimento delle stesse. I passaggi del mezzo battipista e la conseguente compressione meccanica nella parcella predisposta sono stati ripetuti 6 volte, una frequenza ritenuta significativa ma sicuramente inferiore ai passaggi che si avrebbero in caso di preparazione di un tracciato sciistico.



Foto 1: operazioni di recupero dei data-loggers nel sito soggetto a battitura meccanica. Si noti il residuo nevoso dell'anno, limitato all'area dove è stata effettuata la battitura meccanica. (P. Piccini, 12 luglio 2003).

Photo 1: recovery operation of the data-loggers at the site subject to mechanical compression. The yearly residual snow can be seen in the limited area where the grooming took place. (P. Piccini, 12th July 2003).

(* Servizio Glaciologico Lombardo; (**) DI.VA.P.R.A. - Laboratorio Centro di saggio della Neve e dei Suoli Alpini, Gressoney la Trinitè (AO): www.lnsa.unito.it; (°) Commissione Scientifica C.A.I. Varallo.

² il cui "obiettivo principale è quello di quantificare la differente evoluzione e resistenza all'ablazione del manto nevoso indisturbato rispetto a quello soggetto a battitura meccanica. La neve compressa aumenta di densità, diminuendo quindi il proprio potere isolante tra lo strato basale e la superficie. Si cercherà di quantificare in che misura tale riduzione possa influire sul gradiente termico e sulla conservazione del manto nevoso nella stagione estiva. Si intende inoltre valutare l'influenza delle caratteristiche fisiche del manto nevoso sulla temperatura all'interfaccia ghiaccio-neve e i metamorfismi in atto nei vari periodi dell'anno."

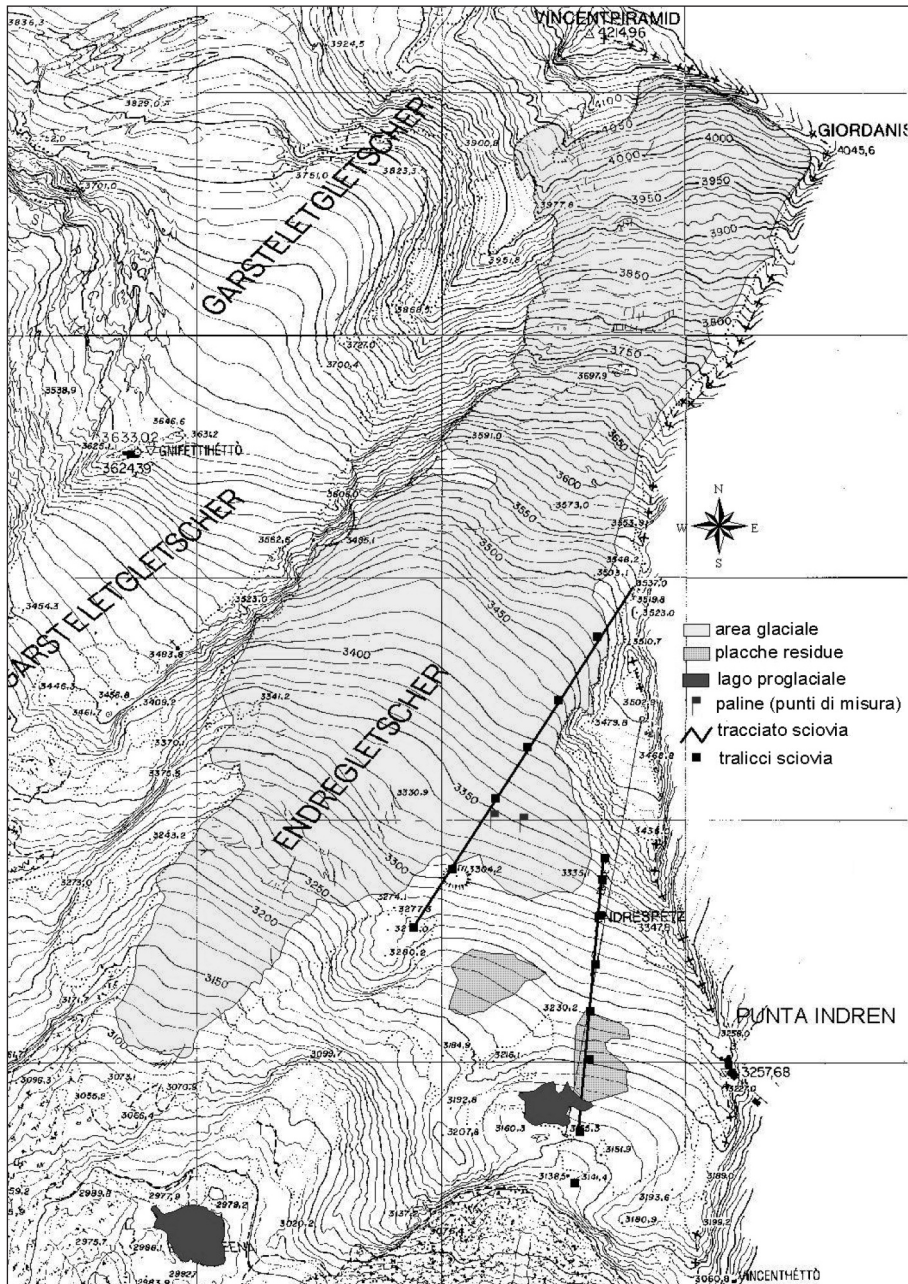


Fig. 1: il Ghiacciaio di Indren rilevato nei suoi margini frontali nel corso dell'estate 2003.

Fig. 1: the survey of the Indren Glacier's front during the summer of 2003.

I passaggi sono stati effettuati fino al mese di maggio, in quanto nei mesi successivi l'affioramento di numerosi banchi rocciosi nel tratto Punta Indren-paline ha reso impossibili ulteriori interventi. I dati registrati dai data-loggers sono stati successivamente scaricati tramite software BoxCar for windows Version 3.6.0.6. Le serie riguardanti le temperature giornaliere in aria libera sono state desunte dai dati raccolti dalla MonterosaSki presso la stazione di Punta Indren (3260 m), posta a poche centinaia di metri di distanza dai campi sperimentali.

I rilievi topografici sono stati svolti tramite ricevitore GPS Garmin e Trex Vista a 12 canali paralleli, con precisione DGPS terrestre di 3-5 m e ritmo di aggiornamento di 1 sec. in continuo. Successivamente i dati sono stati elaborati con i software MapSource v.4.06 e ArcView v.3.1. Rilievi parziali sono stati svolti contestualmente ai giorni delle misure nivologiche, riguardanti i percorsi dei mezzi battipista; oltre a questi, in data 14 febbraio e 24 aprile si è provveduto a completare il rilievo dei tralicci delle sciovie e di alcuni crolli glaciali.

Il 14 luglio sono stati rilevati il perimetro del lago proglaciale di neoformazione e i limiti dell'area priva di crepacci; nei giorni 20-22 agosto è stato effettuato il rilievo dei limiti frontali e laterali dell'intera unità glaciale oltre a un aggiornamento dei dati relativi al controllo del mese precedente. Le misure sono state svolte da operatore solitario a piedi, con l'eccezione del rilievo del 25 aprile, svolto a bordo di un mezzo battipista e riguardante la battitura dell'area di partenza di una manche della gara di *freeride* effettuata il 26 aprile.

2 - CRONACA NIVO-METEOROLOGICA DELL'ANNO IDROLOGICO 2002-2003

L'accumulo nevoso invernale è stato modesto seppur di notevole qualità (399 kg/m³ di densità media e un peso complessivo di 987 kg/m², registrati nel mese di gennaio), concentrato in un unico evento nel Novembre 2002, con un massimo di neve al suolo, nel periodo di apertura degli impianti, di 324 cm il 17 gennaio a 3350 m, di cui 77 cm relativi a firn delle stagioni precedenti e 247 cm di nevicate stagionali. La sommatoria delle precipitazioni nel periodo di apertura invernale degli impianti del comprensorio MonterosaSki, dal 22 dicembre 2002 al 4 maggio 2003, ammonta a soli 211 cm ed è quindi già deficitaria per il bilancio nivo-glaciale stagionale.

	precipitazioni (mm)		temperature medie (°C)	
	2002	2003	2002	2003
Maggio	295,3	56,5	6,5	8,7
Giugno	101,4	76,5	13,5	15,1
Luglio	120,2	60,2	12,5	14,8
Agosto	117,9	79,9	11,5	16,0
Settembre	84,5	27,9	7,6	9,7
TOTALI	719,3	301,0		

Tab. 1: i dati dell'osservatorio meteorologico di Gressoney D'Ejola (AO, 1837 m). Si ringrazia Willy Monterin per la gentile concessione.

Tab. 1: meteorological data supplied by Gressoney D'Ejola Observatory (AO, 1837 m). Thanks to Willy Monterin for his kind assistance.

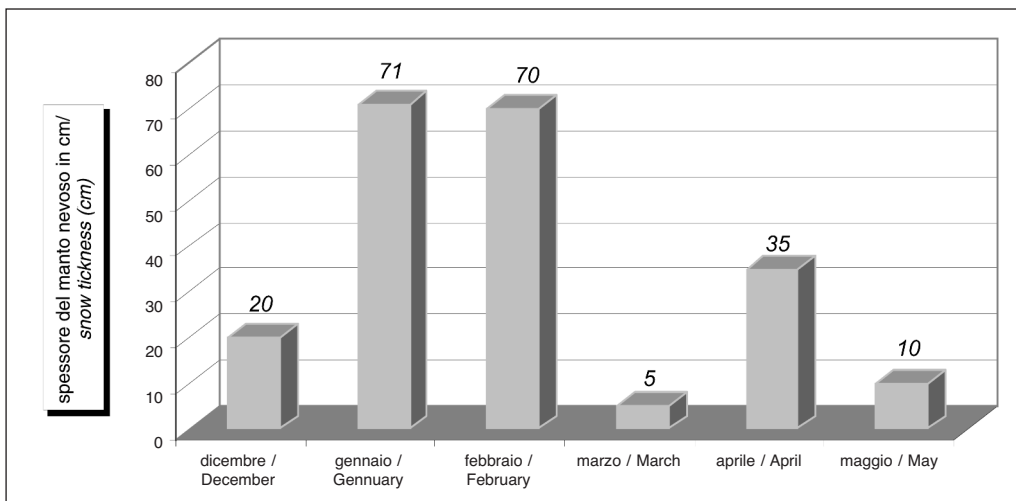


Fig. 2: precipitazioni nevose a Punta Indren nel periodo di apertura impianti (23.12.02 - 4.5.2003).

Fig. 2: snowfalls at Punta Indren during the opening period of the ski stations (23.12.02 - 4.5.2003).

Dal 30 giugno al 29 agosto la temperatura rilevata a q. 3260 m, presso la stazione di Punta Indren, alle ore 7.00, non è mai stata inferiore agli 0 °C e molto probabilmente la stessa cosa è avvenuta anche per buona parte del mese di giugno (impianti chiusi). Il perdurare di condizioni simili non ha precedenti negli ultimi 40 anni; anche nel 1998, l'anno precedente più caldo, nella stessa fascia oraria, sono stati rilevati alcuni giorni con temperature inferiori a 0 °C. Lo zero termico ha soggiornato lungamente oltre i 4100 m della quota massima raggiunta dal ghiacciaio, impedendo per molti giorni il rigelo notturno, come evidenziato da un abbondante ruscellamento in alta quota già nelle prime ore della giornata (foto 2). Rilevante anche il numero di giornate serene da gennaio a luglio, fatto insolito, specie nel periodo estivo, per il clima valesiano: quest'ultimo risulta solitamente caratterizzato da intensi temporali, pressoché quotidiani, innescati dal contatto tra l'aria calda risalente dalla pianura e l'invalicabile, glaciale Parete Sud del Monte Rosa. Nel corso dell'estate 2003, invece, la persistenza dell'anticiclone delle Azzorre a latitudini inusitate ha causato un lungo periodo asciutto anche in alta quota; inoltre, proprio nel periodo di maggior durata dell'irradiazione solare (giugno-luglio), si è avuta una serie di giornate completamente serene, estremamente penalizzanti per la conservazione del manto nevoso.

A conferma del deficit idrico e delle altissime temperature dei mesi centrali del 2003 si riportano i rigorosi dati della vicina stazione meteorologica di Gressoney D'Éjola, confrontati con la stagione precedente (tab. 1). Pur se parziali, i dati mostrano uno scostamento eccezionale rispetto alle medie stagionali: piovosità inferiore del 50% e temperature superiori di circa 3 °C rispetto alle medie del periodo estivo.



Foto 2: 1 agosto 2003, ore 8.30: un abbondante ruscellamento si origina dai settori del ghiacciaio superiori ai 3700 m di quota sul sottostante Ghiacciaio di Bors. Molto ampio il crepaccio terminale (in alto). (P. Piccini).

Photo 2: August 1st 2003, 8.30 a.m.; an abundant rill originating from sections of the Bors Glacier at altitudes above 3700 m. The terminal crevasse is quite large (above). (P. Piccini).

3 - EVOLUZIONE SUPERFICIALE DEL MANTO NIVO-GLACIALE

Lo spessore dell'accumulo nevoso ha subito, nel corso dei mesi oggetto di rilievo, un continuo decremento. Trattasi di evoluzione insolita in quanto, di norma, i massimi di copertura nevosa in ambiente glaciale si hanno nel mese di aprile; ciò si deve alla scarsità di precipitazioni nei primi 4 mesi dell'anno 2003. La differenza quantitativa tra lo spessore nella zona compressa e quello nella zona indisturbata si è mantenuta scarsamente apprezzabile fino al mese di aprile; successivamente la forbice dei valori si è ampliata, sino ai 40 cm (in più per la zona compressa) del 12 luglio, data di recupero delle paline ablatometriche.

Nel periodo tra il 25 aprile e il 12 luglio, il residuo nevoso, tra i 3339 e i 3452 m di quota, si è ridotto di circa 205-250 cm, pari a 2,6-3,1 cm/giorno, comprendendo anche i nuovi, modesti apporti nevosi. In luglio, nella stessa fascia altimetrica in sinistra idrografica, era presente ancora una minima copertura nevosa, mentre a 3294 m, in corrispondenza del terzo traliccio della sciovia

Rocchette, l'ablazione ha già interessato la superficie glaciale per circa 40 cm. Va precisato che la zona a Est della sciovia è sito di accumulo preferenziale rispetto al resto della superficie glaciale: ancora nei primi giorni di agosto essa mantiene infatti parte della copertura del firn degli anni precedenti. Nonostante questo, crepacciature pressoché continue percorrono trasversalmente l'intero ghiacciaio a Ovest dei tralicci nn. 3, 4 e 5. Il 14 Luglio la *snow-line* si colloca, a eccezione della zona indicata, tra i 3750 e i 3800 m, una quota che, se rilevata alla fine stagione di ablazione, definirebbe un decremento forte dell'unità glaciale. Ma eravamo solo a metà luglio...



Foto 3: 14 luglio 2003: il residuo nevoso continuo appare già confinato oltre il seracco di q. 3700 m. In alto è visibile la Piramide Vincent; in primo piano la sciovia Rocchette, nei pressi dell'area di studio.

Photo 3: July 14th 2003. The uninterrupted snow cover is confined above the serac at 3700 m. The Piramide Vincent is in the background (above) while the foreground shows the Rocchette ski-lift, adjacent to the study area.

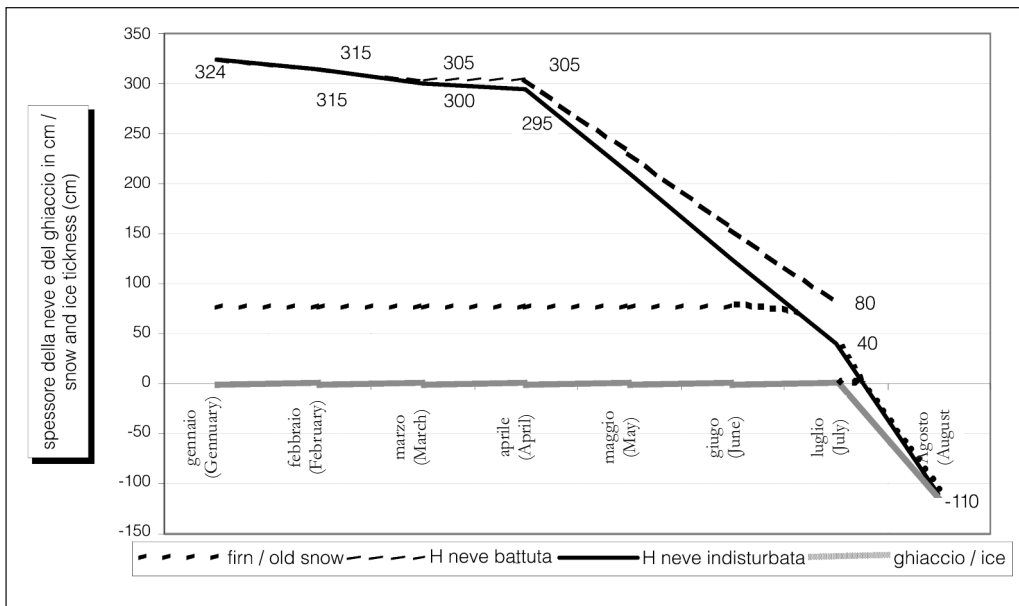


Fig. 3: andamento della copertura nevosa nei punti di misura prescelti. Si precisa che nel periodo giugno-luglio la copertura nevosa indisturbata (linea intera) risulta interessare anche lo strato di firn (linea puntinata): viene riportata per consentire un confronto finale con la copertura nevosa battuta (linea tratteggiata).

Fig. 3: snow cover trend at selected sites. During the June-July period, the undisturbed snow cover (continuous line) appeared to affect the layer of firn (dotted line): it is drawn to allow a comparison with the trodden down snow (intermittent line).

Terminata presto la neve dell'anno, la radiazione solare ha cominciato a intaccare lo strato di firn del 2000-2001 (per circa 70 cm di spessore), considerabile ormai come *ghiaccio di sovrimposizione*. Nel mese di agosto i crepacci sono divenuti più ampi e clamorosamente evidenti. A circa 3300 m, lungo la pista che conduce al Rifugio Gnifetti, si è verificato l'affioramento di un banco roccioso del fondo, alto circa 1 m, utilizzabile come indicatore dell'ablazione glaciale avvenuta in 40 giorni tra luglio e agosto. Il 22 agosto, a q. 3250 m, in zona sub-pianeggiante, l'abbassamento della superficie glaciale è di circa 190 cm. Appare certo che in altre zone del ghiacciaio il dato sia superiore. A partire dal 17 agosto, brevi nevicate interessano il ghiacciaio al di sopra dei 3300 m, mentre più in basso la precipitazione è piovosa. Con la fine del mese di agosto l'ablazione rallenta e pare interrompersi nei primi giorni di settembre, grazie a precoci nevicate.

Foto 4: 14 luglio 2003: la zona nella quale sono infissi i tralicci 3, 4, 5 e 6 della sciovvia Roccette, ormai in disuso da anni, mantiene all'epoca un residuo nevoso annuale grazie alla protezione offerta della cresta in sinistra orografica (a destra). Evidenti le stratificazioni ghiaccio-firn-neve. (P. Piccini).

Photo 4: July 14th 2003. The area with the pylons n. 3, 4, 5, 6 of the Roccette ski-lift, no longer in use since many years, still show a seasonal snow cover, thanks to the protection offered by the ridge on the orographic left (right side of the picture). Very visible are the ice-firn-snow layers. (P. Piccini).



Il 13 settembre, in occasione della campagna glaciologica del Comitato Glaciologico Italiano svolta assieme a Willy Monterin, tale innevamento è già fortemente ridimensionato e solo pochi centimetri ricoprono la fronte, rilevata a 3089 m. Il regresso frontale, dal 2000, è di soli 9 m lineari: dato sorprendente ma giustificato dall'attuale morfologia della zona frontale (un solco piuttosto approfondito) e dalle due annate precedenti, marcatamente positiva quella del 2000-2001, caratterizzata da abbondanti nevicate estive la successiva (2001-2002). Al di sotto dei 3800 m è comunque certa la fusione sia della neve dell'anno sia del firn sottostante: ciò renderà impossibile, nel corso della prossima estate, l'osservazione delle caratteristiche stratificazioni glacio-nivali per la mancanza del residuo nevoso intermedio di età superiore all'anno.

La fusione della copertura nevosa, quindi, ha precocemente modificato dapprima l'*albedo* dell'area eccedente i margini del perimetro glaciale e successivamente intaccato anche la stessa superficie glaciale, progressivamente cosparsa di morenico affiorante. L'albedo di un manto nevoso risulta essere funzione della rugosità dello stesso e del diametro dei grani che lo compongono: più precisamente, l'albedo si riduce con l'aumento delle dimensioni dei grani (WARREN, 1982). Nel periodo primaverile abbiamo quindi una diminuzione del potere riflettente causata dalla presenza dei grani superficiali che, ormai in *metamorfismo di fusione*, hanno accresciuto le proprie dimensioni. Questo processo va a sommarsi al progressivo assottigliamento del manto nevoso, al più intenso irraggiamento solare, all'aumento delle temperature medie e soprattutto all'evoluzione cromatica degli strati superficiali dovuta alla maggior presenza di sedimenti e detriti. Questi fattori, tutti insieme, concorrono ad accelerare le trasformazioni che porteranno l'intero manto nevoso dapprima all'isotermia e successivamente alla scomparsa.

Altri parametri significativi risultano essere l'esposizione e l'inclinazione del piano su cui incidono i raggi solari. Viste le condizioni meteorologiche descritte, risulta di facile intuizione come, nel corso della stagione 2003, il Ghiacciaio di Indren, che ha esposizione meridionale e pendenza in alcuni punti superiore ai 30° oltre i 3500 m, sia stato fortemente penalizzato dalla radiazione solare anche in alta quota.

Ghiacciaio di INDREN		Catasto CGI: 306
Tipo: montano	Quota max bacino: 4215 m	Superficie totale: 100 Ha
Forma: pendio	Quota max: 4100 m ca	Superficie accumulo: 21 Ha
Alim.: diretta+valanghe	Quota min: 3089 m	Superficie scoperta: 79 Ha
Esposizione: sud-ovest	Lunghezza max: 2300 m	AAR: 21%
	Larghezza max: 810 m	Snow-line: 3800 m
	Inclinazione media: 23°	Anno rilievo: 2003



Foto 5: curiosa espressione del fenomeno dell'ablazione differenziale: lo strato di firn, fortemente intaccato già nel mese di luglio, si mantiene beneficiando di qualsiasi estemporanea forma di protezione dall'irraggiamento solare, in questo caso una tavola di legno. (P. Piccini).

Photo 5: a curious image of differential ablation: the layer of firn, though reduced in the month of July, is still keeping and benefitting from any occasional protection from the solar radiation, such as the one provided by a wooden plank. (P. Piccini).

4 - RISULTATI DELLE INDAGINI STRATIGRAFICHE

La compressione artificiale del manto nevoso ha significativamente inciso sulla densità dello stesso: questo è risultato ancor più evidente considerando il primo metro superficiale, dove la compressione ha agito in misura più marcata. Nel mese di febbraio, la zona compressa si presenta superficialmente quasi impenetrabile (densità di 470 kg/m³), mentre l'area indisturbata risulta facilmente penetrabile, con densità di 280 kg/m³ nei primi 80 cm. Al di sotto di questa profondità gli strati hanno caratteristiche simili per quanto riguarda la densità, mentre la temperatura varia fortemente, dai - 7,7 °C della zona indisturbata ai - 12,5 °C della zona compressa. Le stratigrafie eseguite in marzo propongono caratteristiche simili al mese precedente per quanto riguarda la densità: netta dicotomia superficiale che si allinea negli strati più profondi. Entrambe le misure vengono svolte, per la prima volta, in campo termico positivo per quanto riguarda l'aria libera (+ 4/5°C). Ciò incide sugli strati superficiali, dove i grani si presentano già arrotondati, di classe 6. Ma a 1 m di profondità, lo scarto termico evidenziato nel mese precedente è ancora evidente: - 5,5 °C nella neve indisturbata e - 8,3 °C in quella compressa. La minore temperatura degli strati intermedi del manto nevoso registrata nella parcella battuta può essere attribuita alla diminuzione del potere isolante della neve determinato dall'aumento di densità. La conducibilità termica della neve aumenta infatti secondo il quadrato della densità (STURM et al., 1997).

Il mese di aprile si rivela illuminante per evidenziare le differenti evoluzioni degli strati indagati: il 25 aprile, a 3342 m, nel sito indisturbato, i primi 150 cm del manto nevoso sono già in *metamorfismo da fusione-rigelo*, mentre la zona compressa, esclusi i 10 cm superficiali, si trova ancora a una

temperatura di - 1/- 2 °C. Da questo giorno in poi verranno sospesi in passaggi dei mezzi battipista; l'evoluzione nei giorni tra aprile e maggio sarà comunque piuttosto rapida, ma le caratteristiche qualitative imposte al manto nevoso compresso saranno sufficienti a evidenziare le future differenze quantitative (40 cm) rilevate successivamente a luglio. In data 12 luglio la densità degli strati residui (comprendenti anche il firn basale precedentemente non indagabile) risulta pressoché identica dopo oltre due mesi di molta fusione e poco rigelo. Lo spessore di 80 cm nell'area compressa risulta doppia rispetto al residuo nevoso naturale di 40 cm; ovvia conferma giunge dal peso totale, anch'esso pressoché doppio, 517 kg/m² contro 260 kg/m².

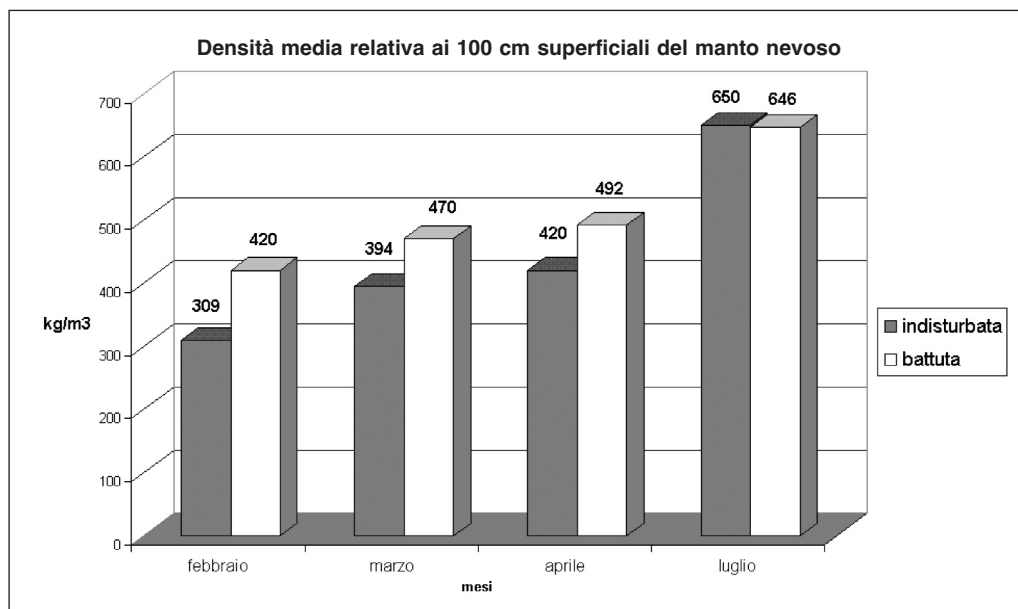


Fig. 4: la battitura meccanica risulta influire maggiormente sulla densità degli strati più superficiali del manto nevoso.

Fig. 4: the mechanical compression of the snow cover has a greater effect on the density of the upper strata.

Durante il periodo gennaio-febbraio il manto nevoso indagato è stato interessato esclusivamente da *metamorfismo distruttivo*. Nel caso di prevalenza della precipitazione diretta come fattore deposizionale, ogni orizzonte risulta facilmente riconoscibile per tipo di cristallo e variazioni di resistenza. La neve di precipitazione (classe 1) è costituita da cristalli instabili al suolo: subito dopo la deposizione, le sottili punte delle stelle cominciano a sublimare e a trasformarsi in grani arrotondati (classe 3). La riduzione della superficie di questi grani rispetto ai cristalli di precipitazione provoca un graduale assestamento del manto nevoso. Questa *facies* (alimentazione diretta-metamorfismo distruttivo) ha sempre costituito la maggior parte del profilo, e per la sua persistenza risulta tipica dei substrati glaciali (MOTTA et al., 1996).

Durante i primi due rilievi sono stati rinvenuti principalmente grani di classe 3. Superficialmente, nel mese di febbraio, il manto nevoso appariva modellato in *sastrugi*, con grani attribuibili alla classe 2 e 9. Il rimaneggiamento eolico ha interessato l'area di studio, anche se appare dubbio in questo caso parlare di accumulo eolico, viceversa certo in altre zone del ghiacciaio di diversa morfologia.

Va detto che i circhi glaciali alla testata delle valli risultano i siti preferenziali delle facies di accumulo eolico e metamorfismo distruttivo. L'energia sviluppata dagli urti provoca una compattazione delle particelle, con conseguente formazione di una crosta da vento. Nel nostro caso il metamorfismo distruttivo non ha risentito di questa variabile, anzi pare limitante per i metamorfismi di fusione e costruttivo. Al termine del mese di marzo, nei primissimi centimetri di

copertura nevosa, su entrambi i siti, sono stati rinvenuti grani rotondi di classe 6, tipici del metamorfismo di fusione e rigelo. Poco più sotto, e sempre per pochi centimetri, appaiono tracce di metamorfismo costruttivo con grani ben riconoscibili a facce piane, di classe 4. Questo insolito ritrovamento trova spiegazione nell'assenza di precipitazioni dirette nel corso del mese e in un protratto periodo di bel tempo, con oscillazioni termiche superficiali sensibili in grado di mantenere un gradiente termico sufficiente. In generale questa facies (accumulo eolico e metamorfismo costruttivo) appare poco frequente anche se, in giornate serene e lontane dall'ultima nevicata, caratterizza buona parte della neve trasportata dal vento in ambito glaciale.



Foto 6: gli efidridi rinvenuti ancora in vita a contatto con il datalogger e la palina ablatometrica in legno. (P. Piccini).

Photo 6: the still-alive "Scatella stagnalis" near the data-logger and the wooden snow-stake. (P. Piccini).

In data 25 aprile il manto nevoso compresso presenta caratteristiche molto simili a quelle del mese precedente, con evidenti grani rotondi di classe 6, di oltre 3 mm, solo in superficie e tracce di metamorfismo costruttivo. Gli strati indisturbati, viceversa, presentano analoghi grani per circa 50 cm dalla superficie, interrotti da diverse lenti di ghiaccio di rigelo. Proseguendo nello scavo, gli stessi grani di classe 6 risultano più piccoli, di diametro inferiore al mm. Risulta evidente la progressiva fusione degli originari cristalli di classe 3 e la conseguente cancellazione delle precedenti caratteristiche sedimentarie, il tutto ampiamente confermato dalla curva termica che anticipa di pochi giorni la totale precoce isotermità. Gli strati basali mantengono le originarie caratteristiche di metamorfismo distruttivo, con una prevalenza più ampia negli strati artificialmente compressi.

Entomologia

In data 12 luglio, durante le operazioni di riesumazione dei dataloggers, negli strati più profondi sono stati ritrovati alcuni insetti, sorprendentemente vivi. Si tratta di *Scatella stagnalis* (VANIN S.,

comunicazione personale), un efidride igrofilo già rinvenuto sulle macchie di neve antistanti il Ghiacciaio della Marmolada (Pian dei Fiacconi). Al momento del ritrovamento, gli insetti e i dataloggers erano ricoperti da 40 cm di firn ormai in fusione conclamata. Nelle otto stratigrafie precedenti non se ne era mai rinvenuta traccia: si ipotizza che le paline possano aver svolto una funzione attrattiva.

5 - INFLUENZA DELLA BATTITURA MECCANICA SUI REGIMI TERMICI ALL'INTERFACCIA GHIACCIO-NEVE

L'effetto isolante del manto nevoso dipende fortemente dal suo spessore ma anche dai tipi di cristallo e dalla densità degli strati superficiali. L'influenza della densità deriva dall'effettiva conducibilità termica della neve che, come abbiamo già evidenziato, aumenta secondo il quadrato della densità. La battitura meccanica ha l'effetto di aumentare la densità degli strati superficiali, diminuendo la percentuale di aria contenuta. STURM et al. (1997) hanno evidenziato come la conducibilità termica della neve passi da un valore di $0,05 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ nel caso di una neve fresca a bassa densità (100 kgm^{-3}) a $0,6 \text{ W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ nel caso di una neve a maggiore densità (500 kgm^{-3}).

Durante i giorni di misura la temperatura registrata nell'interfaccia ghiaccio-neve si è mantenuta pressoché identica, fino a quando la temperatura esterna è rimasta prevalentemente al di sotto dello $0 \text{ }^\circ\text{C}$ (i valori riportati si riferiscono alle ore 8.00; saltuariamente, anche nei mesi invernali, nelle ore più calde la temperatura può essere stata positiva). La temperatura della neve, come detto prima, è però risultata significativamente inferiore all'interno del manto nevoso battuto, indicando comunque un possibile effetto del ridotto potere isolante della neve a maggiore densità nel condizionare la temperatura degli strati intermedi.

Quando, a partire dal mese di aprile, la temperatura in aria libera ha cominciato ad avere valori prevalentemente positivi, inizialmente non si sono apprezzate variazioni nella temperatura dello strato basale, ancora ricoperto da circa 3 m di neve. Dopo 7-8 giorni le temperature basali hanno cominciato lentamente a crescere in tutti e due i trattamenti, con incrementi anche superiori ai $2 \text{ }^\circ\text{C}$ tra il 18 ed il 19 di aprile. Dopo questa data, i valori termici alla base degli strati compressi si sono mantenuti inferiori di oltre $1 \text{ }^\circ\text{C}$ rispetto a quelli registrati alla base degli strati indisturbati; tra il 29 aprile e il 1 maggio un nuovo rapido incremento di quasi $2 \text{ }^\circ\text{C}$ ha portato gli strati indisturbati in totale isoterma. Ulteriori 7 giorni sono trascorsi prima che anche gli strati compressi raggiungessero temperature prossime allo $0 \text{ }^\circ\text{C}$.

Durante il periodo invernale e nella prima parte della primavera, con temperature dell'aria generalmente negative, la temperatura all'interfaccia ghiaccio/neve è rimasta pressoché costante (oltre i $-5 \text{ }^\circ\text{C}$), indipendentemente dal tipo di trattamento. Su substrato non glaciale è stato invece evidenziato come la neve battuta, aumentando di densità, diminuisca il proprio potere isolante, determinando una significativa riduzione della temperatura all'interfaccia suolo/neve (FREPPAZ et al., 2001). Successivamente, quando la temperatura dell'aria raggiunge valori giornalieri prevalentemente positivi, il manto nevoso comincia ad assottigliarsi e la temperatura all'interfaccia ghiaccio/neve aumenta. Tale aumento è più rapido nel manto nevoso indisturbato rispetto a quello battuto. Dai dati riportati si desume come la maggior densità del manto nevoso possa in questo caso rallentare il fronte di inumidimento proveniente dagli strati superficiali mentre la maggior permeabilità del manto nevoso indisturbato veicoli più velocemente l'acqua libera percolante dalla superficie. Occorre inoltre sottolineare come il maggiore spessore della neve nella parcella indisturbata concorra a determinare tale rallentamento.

È stata calcolata la velocità di discesa di questo fronte di inumidimento, riferendosi all'intervallo di tempo trascorso dall'inizio della crescita della temperatura all'interfaccia ghiaccio/neve fino alla totale isoterma. Per lo strato indisturbato essa è risultata pari a $1,02 \text{ cm/h}$, mentre si è limitata a $0,70 \text{ cm/h}$ nell'area battuta.

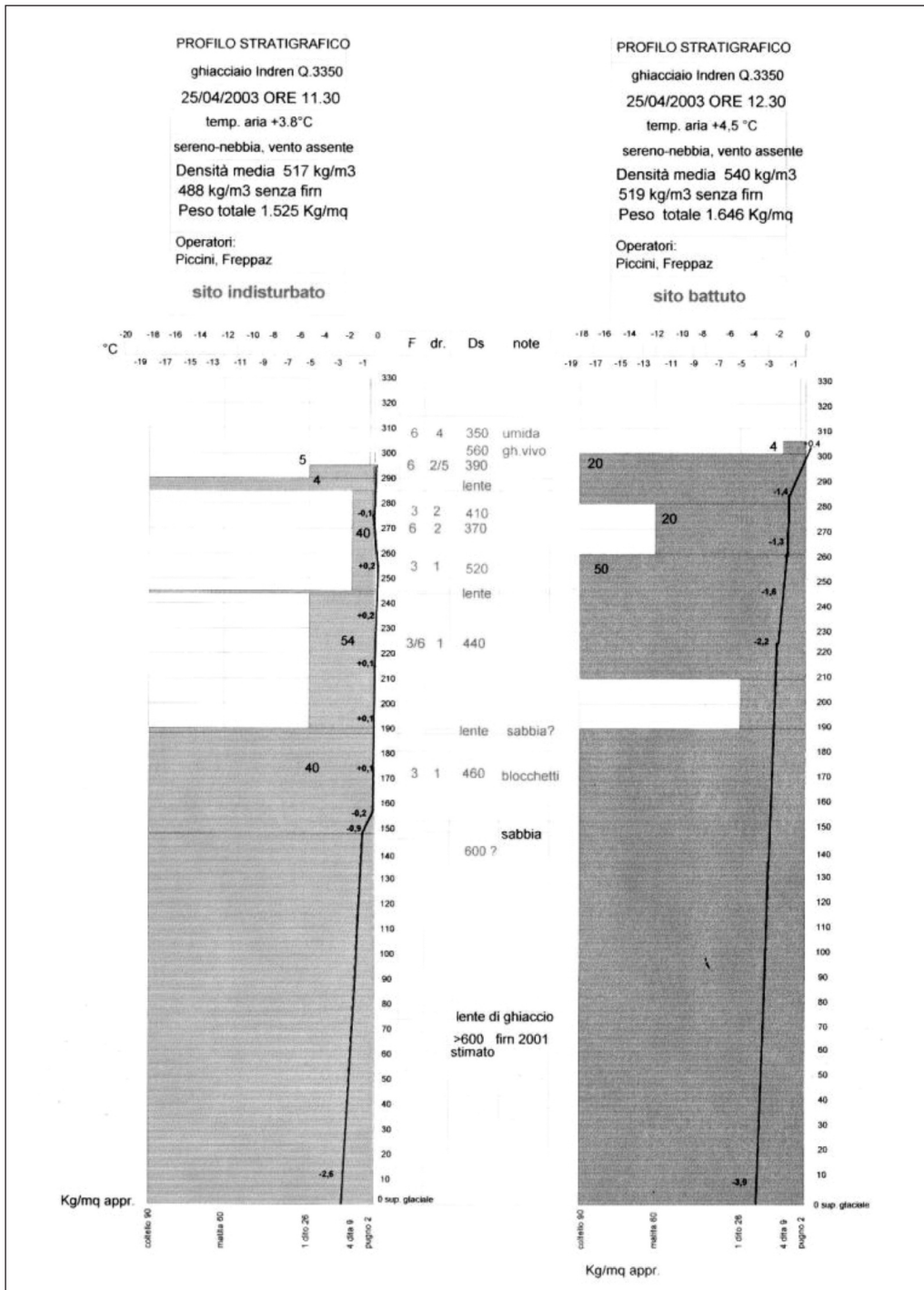


Fig. 5: profili stratigrafici realizzati nel mese di aprile nel sito battuto (a destra) e in area indisturbata. Si noti il diverso andamento dei regimi termici e la differente resistenza/densità della copertura nevosa negli strati superiori.

Fig. 5: stratigraphic profiles recorded in the month of April at the compressed site (right) and at the undisturbed area. Please note the different trend of the thermal figures and the different resistance/ density of the upper strata of the snow cover.

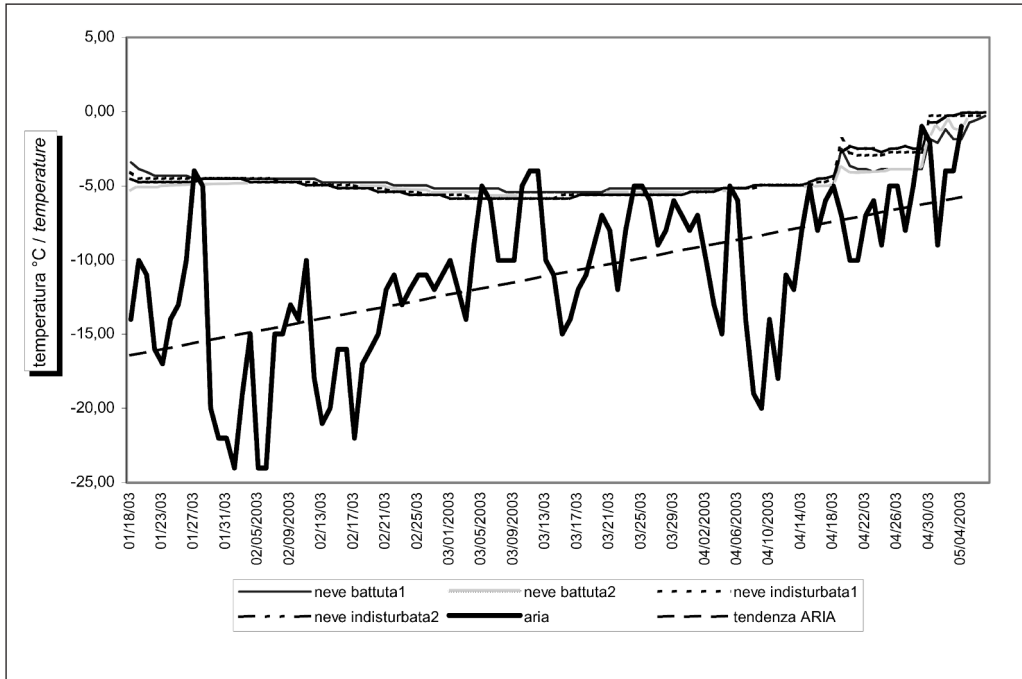


Fig. 6: temperature rilevate dai data-loggers (ore 8.00) all'interfaccia ghiaccio-neve e in aria libera. (dati MonterosaSki Alagna).

Fig. 6: temperatures recorded by the data-loggers (at 8.00 a.m.) at the snow-ice interface and in the air (MonterosaSki, Alagna).

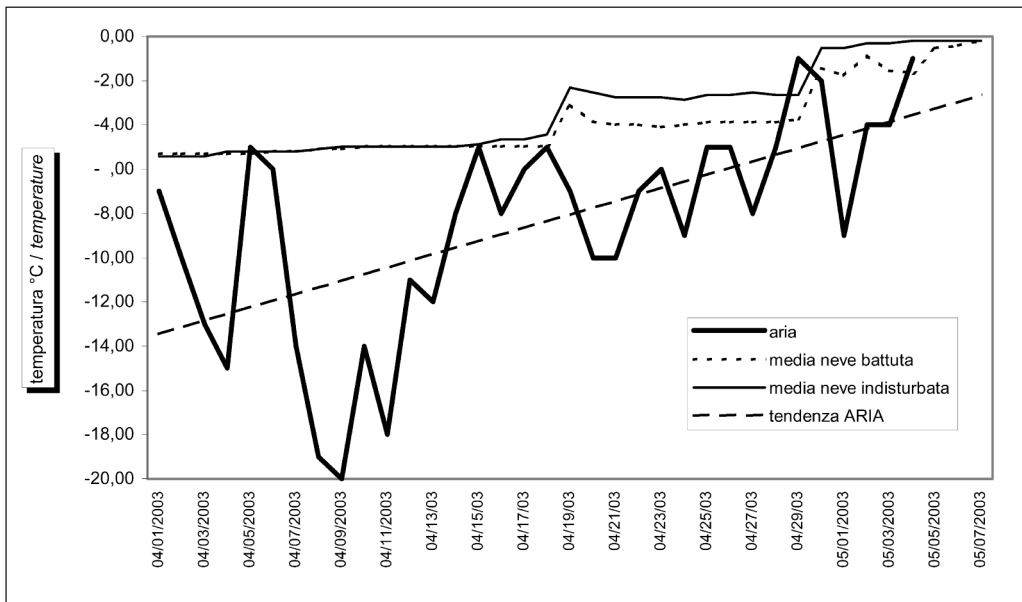


Fig. 7: dettaglio dell'evoluzione termica fino allo 0 °C basale dal 1 aprile al 7 maggio (rilevazione: ore 8.00). Nel mese di aprile l'escursione giornaliera diviene più sensibile e determina la precoce fusione del manto nevoso.

Fig. 7: detail of thermal trend, up to the basal 0 °C (at 8.00 a.m.), from 1st April to 7th May. In the month of April the daily range widened and caused the anticipated melting of the snow cover.

Questa velocità può considerarsi un valido indice dell'evoluzione qualitativa della copertura nevosa stagionale. Raggiunta l'isoterma gli strati nevosi residui si sono dimostrati un perfetto elemento termoregolatore, non discostandosi minimamente dalla temperatura di 0 °C, ovvero la temperatura di fusione: i dataloggers, ormai ricoperti da poche decine di centimetri, hanno continuato a registrare una temperatura prossima agli 0 °C pur con valori esterni marcatamente positivi e superiori anche ai 15 °C nelle ore più calde della giornata.

Nel mese di gennaio, a una quota di circa 1550 m, nella media Valle del Lys, all'interno del manto nevoso posto al di sopra di un suolo non gelato, sono stati calcolati valori di flusso di calore ascendente pari a circa 1,3 w/m², sufficienti a innescare metamorfismi costruttivi (vedi schema logico). Nello stesso periodo, nel manto nevoso al di sopra dell'unità glaciale in oggetto si è calcolato un flusso di calore ascendente pari a 0,7 w/m², un flusso evidentemente trascurabile, non in grado di determinare metamorfismi costruttivi. I gradienti termici all'interno del manto nevoso sul Ghiacciaio di Indren sono stati modesti e compresi fra 0,01 e 0,06 °C/cm.

Nei climi freddi con suoli a permafrost, nel tardo inverno si può sviluppare una inversione del flusso di calore, quando gli strati più superficiali del manto nevoso si scaldano di più di quelli sottostanti; ciò si deve a un più elevato input di energia dovuto all'irraggiamento solare rispetto al calore ascendente dal suolo (POMEROY, BRUN, 2001). Durante il rilievo del 25 aprile, anche nella nostra unità glaciale si è evidenziata una inversione dei pur minimi flussi di calore, con un maggiore riscaldamento degli strati superficiali rispetto all'interfaccia ghiaccio/neve.

I flussi di calore, all'interno della neve umida, sono controllati dalla conduzione e dai rilasci di *calore latente* dovuto al ricongelamento dell'acqua. Nella maggior parte dei manti nevosi il flusso di acqua avviene secondo canali preferenziali in cui il *flow-finger* può penetrare nella neve asciutta con diversi giorni di anticipo rispetto a quando il fronte di inumidimento raggiunge gli strati basali. Quando l'acqua di fusione raggiunge strati freddi, una sua parte ricongela e il relativo calore latente scalda gli strati molto velocemente portandoli al punto di fusione.

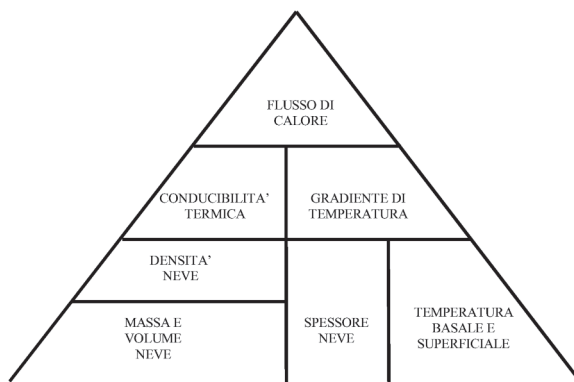


Fig. 8: schema logico per la determinazione del flusso di calore (da TEA). La misura diretta di densità, spessore e temperatura del manto nevoso permette il calcolo del flusso di calore.

Fig. 8: diagram for the determination of heat-flow (from TEA) The heat-flow can be calculated by measuring density, thickness and temperature of the snow cover.

6 - RISCHI OGGETTIVI ALL'INTERNO DELL'AREA GLACIALE

Cronologia degli interventi antropici

L'intervento dell'uomo, nel corso degli anni, ha profondamente modificato l'ambiente circostante il Ghiacciaio di Indren. Presentiamo una breve cronistoria:

- L'importante via di collegamento tra Valsesia e Valle d'Aosta attraverso in Col d'Olen (2864 m) è stata percorsa per centinaia di anni.

- Nello stesso Vallone d'Olen, come in tutto l'arco alpino, è stato importante l'intervento sulla vegetazione arborea e arbustiva ai fini di estendere il territorio a pascolo, con relativa costruzione di alpeggi in pietra, insediamenti temporanei testimoni del differente uso del territorio montano nel passato.
- Nel 1785 viene edificata la Capanna Vincent al Colle Superiore delle Pisse, ai margini attuali del ghiacciaio. Negli stessi anni, la famiglia Vincent apre le miniere dello Stolemberg, che vengono lavorate nei primi anni dell'Ottocento. A fine secolo, per alcuni anni, tale risorsa è riattivata dalla società inglese Monte Rosa Gold Mining.
- Nel 1878 si inaugura l'Albergo Guglielmina al Col d'Olen, nell'ambito della nuova moda dell'escursionismo in montagna di quell'epoca. Tra gli ospiti illustri, la Regina Margherita.
- 1907: inaugurazione dell'Istituto di Fisiologia Umana Angelo Mosso.
- Nel 1924 apre l'Albergo Stolemberg (oggi rifugio Città di Vigevano), a poca distanza dall'Albergo Guglielmina.

Tutto ciò a testimonianza di un forte e costante interesse turistico e scientifico per il luogo, all'epoca all'avanguardia internazionale. Non è dato di conoscere i parametri ecologici relativi alla frequentazione dell'uomo nelle diverse fasi citate: è ipotizzabile un'antropizzazione consistente come numero di presenze ma concentrata nel solo periodo estivo.

- Negli Anni Venti viene realizzata la diga del Lago Gabiet, nel Vallone di Mos, con captazione a monte delle acque di fusione del Ghiacciaio di Indren.
- A partire dal 1964, la costruzione della funivia Alagna-Punta Indren porta in quota un numero considerevole di persone, con conseguente apertura di sciovie, piste battute e ristorante; il classico tragitto di avvicinamento ai ghiacciai del Monte Rosa attraverso il Vallone d'Olen è sostituito da mezz'ora di funivia che porta direttamente a 3260 m, sul margine orientale del ghiacciaio.
- Nel 1980 e 1981 la Capanna Regina Margherita e il Rifugio Giovanni Gnifetti vengono ristrutturati ed ampliati. Essi beneficiano del rapido accesso a Punta Indren e concorrono ad aumentare considerevolmente il transito estivo sul ghiacciaio.
- Nei primi Anni Novanta, all'interno del comprensorio MonterosaSki, si realizza la cabinovia Gabiet-Passo Salati, attiva anche in estate. E' dello stesso periodo la ristrutturazione dell'Albergo Guglielmina, oggi aperto anche in inverno per la stagione sciistica.
- Dicembre 2000: inaugurazione della cabinovia Alagna-Pianalunga e della seggiovia Pianalunga-Bocchetta delle Pisse, primo lotto del progetto di collegamento tra Valsesia e Valle d'Aosta.
- Estate 2003: inizio dei lavori (secondo lotto) per la realizzazione dell'impianto Pianalunga-Cimalegna-Passo Salati.
- Dicembre 2003: apertura invernale del Rifugio Città di Vigevano, oggi gestito dalla sezione di Varallo Sesia del CAI.

Tutto ciò per evidenziare la stretta correlazione tra la realizzazione di impianti di risalita e rifugi e l'escalation della frequentazione antropica, ormai estesa sia ai mesi invernali sia a quelli estivi.

I RISCHI DURANTE LA STAGIONE INVERNALE

Il Ghiacciaio di Indren, durante i mesi invernali, non presenta particolari rischi oggettivi nella sua zona attualmente più frequentata, quella posta al di sotto dei 3350 m. Ci si trova comunque in ambiente di alta montagna e le condizioni meteorologiche risultano in tal senso sempre decisive: anche in un inverno 2003 complessivamente mite, non sono mancate le giornate con temperature inferiori ai - 20 °C e le bufere con raffiche superiori agli 80 km/h, tali da non consentire il funzionamento della funivia Bocchetta-Punta Indren.

Il rischio di valanghe coinvolge principalmente i settori più elevati: la potenziale nicchia di distacco è posta alle pendici della Piramide Vincent, a oltre 4000 m. La direzione di scorrimento deborda in parte a Est verso il Ghiacciaio di Bors, oppure percorre il pendio mediano del ghiacciaio

nel suo tratto più ripido. L'attuale frequentazione turistica comprende, principalmente, il transito trasversale del ghiacciaio in direzione Est-Ovest: da Punta Indren fino al dipartirsi di vari percorsi *freeride* verso gli impianti del Lago Gabiet, i quali percorrono e oltrepassano i margini glaciali. Da questo traverso si stacca anche la salita scialpinistica alla Punta Giordani: il transito nei pressi del seracco di q. 3700 m risulta essere il passaggio di maggior rischio, pure se i piccoli crolli di quest'ultimo risultano piuttosto rari (fig. 9).

Al termine del mese di gennaio 2003, una slavina si è staccata dalle pendici della Piramide Vincent, percorrendo il tratto superiore del ghiacciaio. L'evento non ha causato danni, contribuendo, però, ad asportare neve dai pendii sottostanti il seracco di q. 3700 m, tra i primi a mostrarsi privi di neve già nella terza decade di giugno. Ciò ha portato a evidenziare il crepaccio terminale fin dai mesi invernali, poi divenuto ancor più netto e profondo durante la stagione estiva.

Piccoli crolli glaciali rilevati nel mese di febbraio hanno raggiunto q. 3445 m, parallelamente al traliccio n. 6 dello skilift Roccette, con blocchi di volume di poco inferiore a 1 m³.

I RISCHI DURANTE LA STAGIONE ESTIVA

Il Ghiacciaio di Indren è sempre stato considerato un ghiacciaio "facile", di comoda percorrenza e con pochi, abituali punti dove il frequentatore necessitava di maggior attenzione. Oggi non è più così: la presenza prolungata di acqua libera nel corso dell'estate 2003, visibile anche nei pressi della Punta Giordani, ha accelerato il movimento gravitativo del ghiacciaio. A questo motivo è ascrivibile la formazione di crepacci in zone finora mai interessate da tale rischio. Anche sotto la direttrice dei cavi della sciovia Roccette si è verificata l'apertura di spaccature larghe più di 1 m.

Le modificazioni più significative sono però quelle avvenute tra i 3500 e i 3700 m, sui pendii sottostanti la Cresta Rossa (3650 m). Qui l'inclinazione del pendio, maggiormente esposto alla radiazione solare, è risultata penalizzante: con le temperature inusuali di questa estate, non mitigate dal fattore quota come nelle stagioni precedenti, questo settore, come l'intero ghiacciaio, è rimasto in fase di fusione per un lungo periodo. La formazione di crepacci trasversali in corrispondenza dell'elevazione del *bedrock* evidenzia l'assottigliamento della massa glaciale. L'abbassamento della superficie glaciale si stima superiore ai 200 cm (piccoli crolli hanno distrutto i segnali di riferimento). Appare altresì evidente l'ampliamento dell'affioramento roccioso verso Est, alla base del seracco di quota 3700, con conseguente smagrimento della colata in questo punto. Ulteriori modesti crolli glaciali si sono verificati nel corso dell'estate, senza che il materiale abbia raggiunto le tracce del crollo di febbraio. A quote anche superiori a quelle della Cresta Rossa (3650 m) è in atto un ritiro laterale del ghiacciaio sul versante orientale.

Al termine dell'estate 2003, i tempi di evoluzione del glacialismo alpino vanno sicuramente aggiornati: il perdurare della fusione per le intere 24 ore e per decine di giorni ha causato una repentine modificazioni a quote finora mai interessate da una ablazione costante. In questa fascia si colloca il pendio del Ghiacciaio di Indren compreso tra il seracco di quota 3700 e la Forcella di Bors; esso ha assunto, nel giro di pochi mesi, un aspetto che è quello tipico di zone poste 400 m più a valle. Trovandosi anche sulla naturale traiettoria delle valanghe provenienti dalle pendici della Piramide Vincent, questa zona ha avuto nel corso della stagione 2002-2003 un accumulo nevoso modesto, intaccato, appunto, dal passaggio valanghivo e da una ablazione diretta del ghiaccio durata quasi tre mesi, con scarso o assente rigelo notturno. Una combinazione glaciologicamente nefasta, che ha già compromesso la relativa facilità d'accesso estiva alla Punta Giordani e che rischia di rendere problematico anche un transito invernale in caso di modesta copertura nevosa.

In estate, è costantemente proseguita l'attività di crollo roccioso sul lato occidentale del ghiacciaio, proveniente dalla spalla della Piramide Vincent. Il detrito, in caduta da grande altezza, non ha raggiunto la pista estiva per il Rifugio Gnifetti ma ha reso oggettivamente pericolosa la zona al di sopra dei 3350 m. Gli episodi non sono stati particolarmente consistenti ma si sono ripetuti nel tempo, a causa delle alte temperature che hanno mobilizzato il detrito non più trattenuto da ghiaccio interstiziale o liberato dal ghiacciaio stesso.

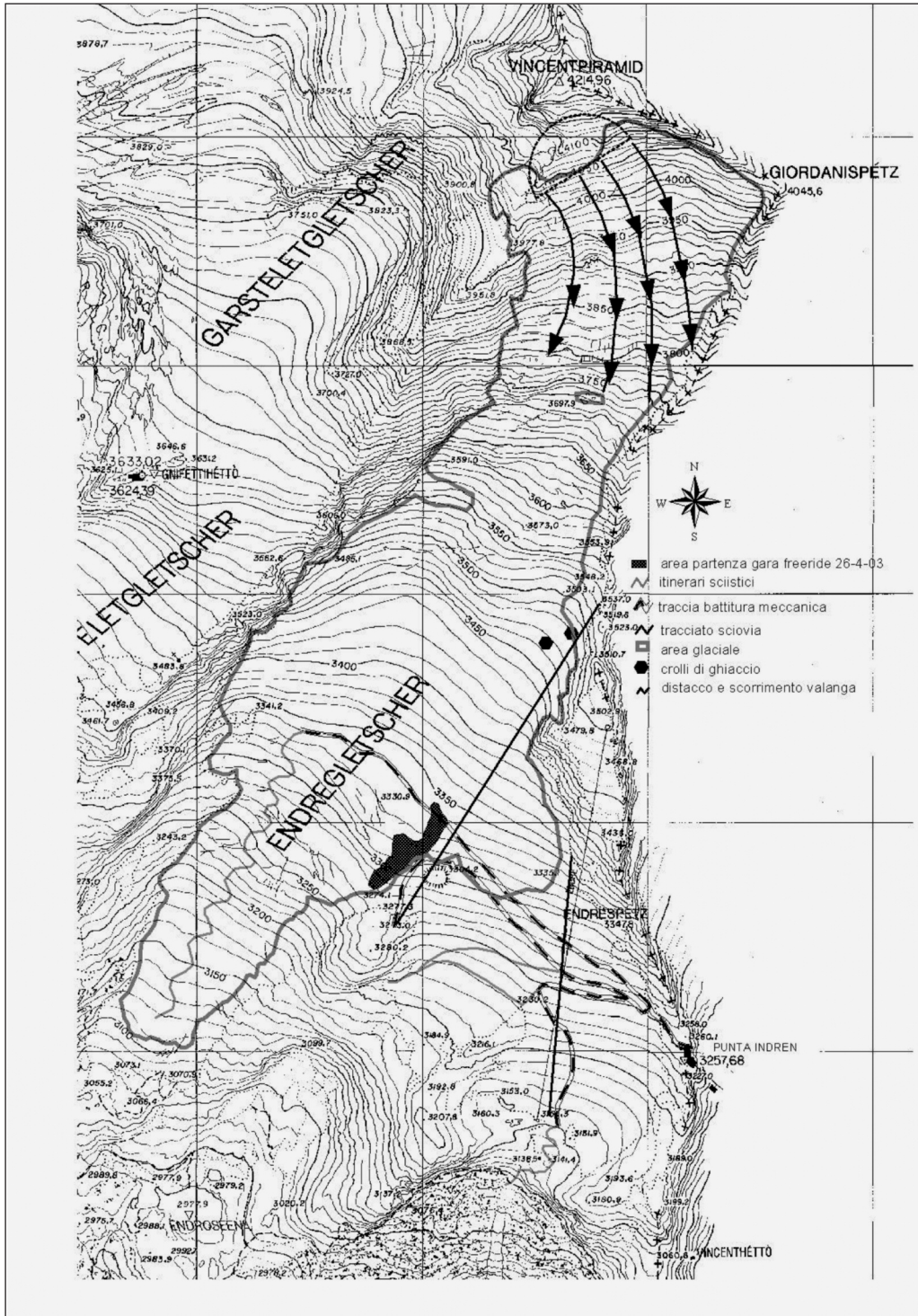


Fig. 9: itinerari, infrastrutture e potenziali aree a rischio rilevate nel periodo invernale.

Fig. 9: itineraries, infrastructures and potential risk areas mapped in the wintertime.



Foto 7: ormai precarie le condizioni di stabilità dei tralicci della scivola Roccette ancora presenti sulla superficie glaciale. Lo sci estivo sul Ghiacciaio di Indren è ormai un lontano ricordo. (P. Piccini).

Photo 7: the precarious conditions of the Roccette ski-lift's pylons still standing on the glacier. The summer ski days of the Indren Glacier are long gone. (P. Piccini).

La pista estiva verso il Rifugio Gnifetti attraversa dapprima campi di morenico abbandonato e successivamente l'abituale crepacciatura trasversale, situazione già evidenziata negli ultimi anni. I crepacci di neoformazione e le scariche sassi, precedentemente localizzati, hanno reso sconsigliabile la percorrenza estiva al di fuori del tracciato, comunque sempre utilizzata dai molti frequentatori di questo versante del Monte Rosa.

7 - CONCLUSIONI

In ambiente glaciale la funzione isolante del manto nevoso, indipendentemente dalla sua densità, ha validità quando le temperature esterne sono negative, mantenendo la temperatura all'interfaccia ghiaccio/neve costante e prossima ai - 5 °C, anche se, come si può immaginare, la temperatura esterna ha raggiunto valori molto inferiori. Nel manto nevoso a maggiore densità si sono comunque evidenziati strati intermedi a minore temperatura rispetto al manto nevoso indisturbato.



Foto 8: crepacci trasversali di neoformazione solcano il ghiacciaio nei pressi della scivola Roccette, a quota 3350 m, in corrispondenza dell'originaria pista di discesa. (14 luglio 2003, P. Piccini).

Photo 8: newly opened crevasses cut across the glacier nearby the Roccette ski-lift, at 3350 m, on the site of the former ski run. (P. Piccini, July 14th 2003).

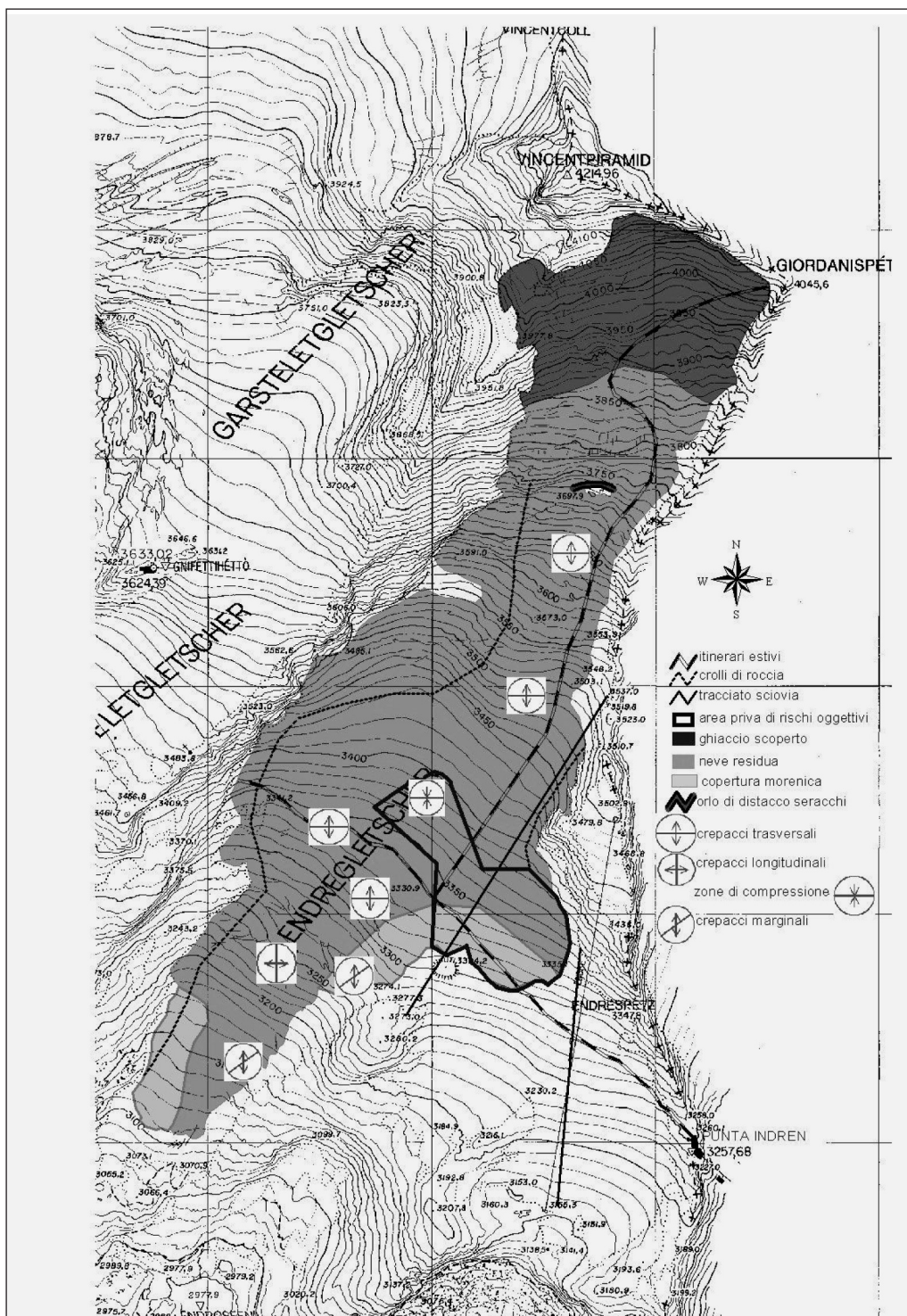


Fig. 10: itinerari, infrastrutture e potenziali aree a rischio rilevate nel periodo estivo.
 Fig. 10: itineraries, infrastructures and potential risk areas mapped in the summertime.

Nella fase di innesco dei processi di fusione superficiale del manto nevoso, l'aumento di densità del manto nevoso battuto ne favorisce la conservazione, ritardando il fronte di inumidimento e la conseguente isotermità. Tale rallentamento può essere conseguente anche al maggiore spessore del manto nevoso nella parcella battuta. Ne consegue che la temperatura all'interfaccia ghiaccio-neve del manto nevoso battuto raggiunge più lentamente gli 0 °C rispetto al manto nevoso indisturbato. Successivamente tale temperatura rimarrà perfettamente costante fino alla completa fusione del manto nevoso.

Al termine dell'estate 2003 vengono meno i residui dubbi sull'opportunità o meno di ripristinare le due sciovie presenti sul Ghiacciaio di Indren: l'epoca dello sci estivo su questo ghiacciaio pare definitivamente terminata. I tempi di un improbabile recupero delle condizioni glaciali esistenti al momento della costruzione di questi impianti sarebbero comunque decennali. L'irregolarità del substrato liberato dal ghiacciaio risulta macroscopica e la percorrenza invernale richiede comunque un innevamento abbondante per il superamento della zona compresa tra la stazione di Punta Indren e gli attuali margini glaciali.

La necessità di una cospicua copertura nevosa è divenuta ancor più importante per facilitare il superamento dei numerosi e vasti crepacci presenti ormai a tutte le quote. Oltre ai tradizionali campi di crepacci trasversali presenti sulla lingua occidentale del ghiacciaio, anche i pendii soprastanti la forcella di Bors possono risultare ora di problematica percorrenza.

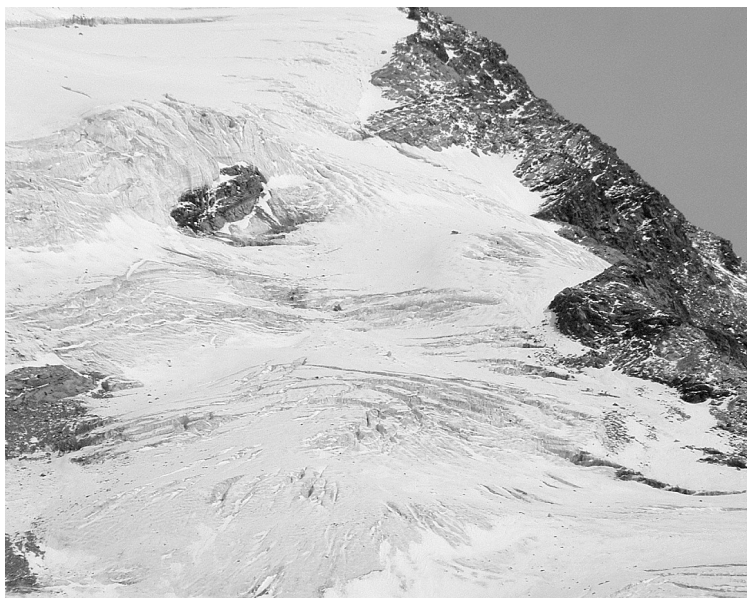


Foto 9: la zona del ghiacciaio compresa tra i 3500 e i 3700 m di quota, dove più evidenti sono stati i segni lasciati dall'estate 2003. Il pendio risulta percorso da vasta e ampia crepacciatura, tale da sconsigliare la salita alla Punta Giordani, normalmente sempre agevole. (13 settembre 2003, P. Piccini).

Photo 9: the glacial area at altitudes between 3500–3700 m, where the consequences of the summer of 2003 are more evident. The slope is cut by numerous large crevasses hindering the ascent to Punta Giordani, usually quite passable. (P. Piccini, September 13th 2003).

Complessivamente si può affermare che, alla luce di quanto accaduto nel corso dell'estate 2003, l'attraversamento del Ghiacciaio di Indren richiede maggiori attenzioni: in particolar modo nel periodo estivo, risulta ormai piuttosto ristretta l'area glaciale priva di rischi oggettivi (fig. 10). Viene dunque meno la nomea di "ghiacciaio facile" che ha sempre accompagnato questo apparato, in particolare per l'itinerario di salita alla Punta Giordani, finora uno dei "4000" più "rapidi" dell'Arco Alpino.

Ringraziamenti

Silvia Stanchi, Massimiliano Grivetti, Giuseppe Scarioni, Mara Carmellino, Michele Cucchi, Danilo Mazza, Ferruccio Fournier, Willy Monterin (50 anni di osservazioni glaciologiche al Ghiacciaio di Indren).

BIBLIOGRAFIA

- FREPPAZ M, SCALENGHE R. e ZANINI E. (2001) - *Cambiamenti climatici e manto nevoso: influenza sulla dinamica di nutrienti in suoli forestali dell'Italia Nord Occidentale*. Giornata di studi "I cambiamenti climatici negli ultimi anni e la loro influenza sul manto nevoso delle Alpi e dell'Appennino", Università degli Studi della Tuscia, Centro Studi Alpino, Pieve Tesino (TN), 25 maggio 2001. *Economia Montana, Linea Ecologica*, Anno XXXIII, 4, 39-43. / *Climatic changes and snow: influence on the nutrient dynamics in forest grounds in North East Italy*. Day of study "The climate changes in the last years and their influence on the snow of the Alps and the Appennine" University of Tuscia, Central Alpine Studies, Pieve Tesino (TN), 25th May 2001. *Mountain Economics, Ecological Line, Year XXXIII*, 4, 39-43.
- MOTTA M., UNTERTHINER S., MOTTA L. (1996) - *Caratteri sedimentari e metamorfici del manto nevoso nell'alta Valle di Gressoney / Sedimentation and metamorphosis of the snow at the top of Valle di Gressoney* - *Rev. Valdostaine Hist. Nat.* 50: 17-36.
- PICCINI P, FREPPAZ M. (2003) - *Studi nivologici sul ghiacciaio di Indren*, Terra glaciälis n. 6.
- POMEROY J.W., BRUN E. (2001) - *Physical properties of snow*, Snow Ecology.
- M. STURM, J. HOLMGREN e G.E. LISTON (1997) - *The thermal conductivity of seasonal snow*. *J. Glaciol* 43 (143): 26-41. TEA: (<http://tea.nu.edu.graham/4.5.2002.html>).
- WARREN (1982)- *Physical properties of snow*, 74, Snow ecology.

ABSTRACT

L'evoluzione della copertura nivoglaciale e dei regimi termici all'interfaccia ghiaccio/neve è stata valutata nel Ghiacciaio di Indren nel corso dell'anno idrologico 2002-2003, rivelatosi particolarmente penalizzante per il bilancio glaciale. Obiettivo principale è stato il confronto dei parametri fisici del manto nevoso indisturbato con strati soggetti a battitura meccanica al fine di aumentarne la densità. Sono stati inoltre rilevati con GPS i margini glaciali ed i rischi oggettivi presenti. L'incremento di densità del manto nevoso non ha influito sulla temperatura all'interfaccia ghiaccio/neve nel corso della stagione invernale, determinando però un rallentamento dei processi di fusione durante la stagione primaverile e conseguentemente differendo l'epoca della completa ablazione del manto nevoso stagionale. La rapida evoluzione della superficie glaciale nel corso della stagione estiva ha accentuato i rischi connessi alla frequentazione antropica.

Parole chiave: *Ghiacciaio di Indren, interfaccia ghiaccio/neve, battitura meccanica della neve, rischio glaciale*

The evolution of the nevo-glacial cover and the thermal regimes at the ice-snow interface has been evaluated on the Indren Glacier during the hydrologic year 2002-2003, which proved to be particularly negative for the glacial balance. The main objective was the comparison of the physical properties of an undisturbed snow field against those of an area subject to mechanical compression, thus increasing snow density. Furthermore, the glacial perimeter and the risky areas were mapped with the GPS. The compression of the snow had no influence on the temperature at the ice-snow interface during the winter season, it however slowed down the melting process during the springtime and consequently delayed the complete ablation of the seasonal snow. The rapid evolution of the glacier's surface during the summer season has increased the risks connected with anthropic use.

Keywords: *Indren glacier, ice-snow interface, mechanical grooming of snow, glacial risk*

On a étudié la couche nivo-glaciaire et les régimes thermiques entre la glace et la neige chez le Glacier de Indren pendant l'année hydrologique 2002-2003, qui a été très négative au niveau du bilan glaciaire. Le but principal de cet étude a été la comparaison entre les paramètres physiques de la couche neigeuse intacte et les couches qui ont subi une battage mécanique pour augmenter leur densité. On a en outre relevé, en utilisant le système GPS, les marges glaciaires et les risques objectifs présents. L'augmentation de la densité de la couche neigeuse n'a pas influencé la température de l'interface glace/neige pendant l'hiver, mais on a relevé que la fusion a ralenti pendant le printemps, en modifiant la période de la totale ablation de la couche neigeuse de la saison. L'évolution rapide de la surface du glacier pendant l'été a augmenté les risques pour ceux qui se rendent près de ces lieux.

Mots clés: *Glacier de Indren, interface glace/neige, battage mécanique de la neige, risque glaciaire*

Paolo Piccini (*) e Michele Freppaz (**)

**INDREN GLACIER: EVOLUTION OF SNOW COVER AND THERMAL REGIMES.
INFLUENCE AND RISKS CONNECTED TO ANTHROPIC USE
(Monte Rosa, Italy)**

This article outlines the main results of a study already announced in Terra glaciális n. 6 (Piccini, Freppaz, 2003) ².

1 - MATERIALS AND METHODS

Measurements of the snow cover of the Indren Glacier were carried out on a monthly basis while the Alagna-Punta Indren ski-runs were open for the winter season of 2002-2003 (17.01, 15.02, 24.03, and 25.04). Only one survey was possible in the summer season (12th July), because of the premature melting of the snow which prevented further operations and forced a hurried end of the study. With the exception of the January recording, two precise profiles were checked at each control, one in an undisturbed area and one in an area groomed by the MonterosaSki snow-cats (photo 1). The trenches were always made within the reference markers, at 3342 m (undisturbed area) and at 3335 m (trodden down area). To record the temperatures at the ice-snow interface two pairs of *data loggers* (data collectors) were buried under the snow, one in the undisturbed site and one in the mechanically groomed site.

The *data loggers* were programmed to record the temperature on an hourly basis; the data log covers 175 days, up to 12th July 2004 when all instruments were recovered. The *data loggers* were tied to snow-stakes of 2+2m, to ease their location and prevent losing them; Recco receivers were fitted on top of the stakes in the event they became buried in the snow. The groomed area was subject to mechanical compression 6 times in a row, a significant frequency though certainly not matching that of the slopes prepared for ski-runs.

Photo 1: see page 115

Fig. 1: see page 116

The mechanical compression lasted until the end of May, when numerous rocky banks surfaced between Punta Indren and the snow-stakes, preventing any further grooming. The data registered by the *data loggers* were downloaded via BoxCar software (Windows Version 3.6.0.6.) The measurements of the daily air temperatures were derived from data collected by MonterosaSki at the Punta Indren station (3260 m), a few hundred meters from the experimental fields.

The topographic findings were carried out with a 12-channel GPS Garmin E.Trex Vista receiver with DGPS horizontal precision of 3.5m and 1 sec. continuous updating. Afterwards, data were processed with MapSource V.4.06 and ArcView v.3.1 software. Some surveys of the ski-runs were also carried out while measuring the snow; additionally, the mapping of sky-lift pylons and a few glacier's slides were completed on 14th February and 24th April.

On 14th July, the boundary of a newly-formed proglacial lake and the perimeter of the crevasse-free area were also measured; frontal and lateral limits of the entire glacial mass, as well as an updating of the data collected the previous month, were gathered from 20th to 22nd August. The measurements were carried out on foot, with the exception of 25th April, when the test was done with a snow-cat in the starting area of a *free ride* race.

2 - NIVO-METEO DIARY OF THE HYDROLOGICAL YEAR 2002-2003

The accumulation of winter snow was modest although of considerable quality (January measurements: 399 kg/m³ average density and a total weight of 987 kg/m²); the only event was concentrated in the month of November 2002; on 17th January, shortly after the opening of the ski-runs, the snow on the ground was 324 cm at 3350 m: 77 cm from the previous season and 247 cm from the seasonal snowfall. In the operating period of MonterosaSki (22nd December 2002 to 4th May 2003) total snowfalls were 211 cm only, too few

* Servizio Glaciologico Lombardo and Scientific Board, CAI Varallo.

** Laboratorio Centro di saggio della Neve e dei Suoli Alpini, Gressoney la Trinitè (AO), www.Insa.unito.it (Snow and Alpine soils Laboratory).

² "the research mainly aims at quantifying the different evolution and resistance to ablation of untouched snow versus pressed snow (compacted by snow-cats) as the increased density of the compressed snow reduces the insulation gradient between top and bottom snow layers (FREPPAZ et al., 2001). The research will try to quantify how much this can influence the thermal gradient and the preservation of the snow cover during the summer season. Moreover, the plan is to evaluate the influence of the physical features of the snow cover on the temperature at the ice-snow interface and the metamorphism occurring at various periods of the year".

for a positive trend for the whole nivo-glacial season.

Table 1: see page 117

Fig. 2: see page 117

From 30th June to 29th August, the temperatures reported at 3260 m at the Punta Indren station (at 7.00 a.m.) never dropped below 0 °C; most probably the same thing had happened for the best part of June, when the ski stations was closed. Such conditions have never been experienced over the past 40 years; in 1998, the previous warmest year, a few days with temperatures below 0 °C were recorded in the same early hour of the morning. The 0 °C temperature threshold remained above 4100 m for long stretches of time and prevented the nightly refreezing process of the glacier, as proved by the abundant rills on the higher elevations in the early hours of the day (photo 2). The number of fine days from January to July was also a relevant factor, an unusual occurrence in the summer for the local climate: severe thunderstorms were reported more or less on a daily basis, when the hot air rising from the plain hit the impassable, glacial South Wall of Monte Rosa. During the summer of 2003, the persistence of the Azzorre anticyclone at unusually high latitudes caused long dry spells, even at the highest elevations; a series of cloudless days, detrimental to the conservation of the snow cover, were reported in June and July, when solar radiation was at its maximum.

The lack of rainfall and the high temperatures recorded during the summer of 2003 are confirmed by a year-on-year comparison of data collected by the meteorological station of Gressoney D'Ejola (tab. 1). The figures show a very unusual deviation from the average data for the period: 50% less rain and temperatures about 3 °C higher.

Photo 2: see page 118

3 - SUPERFICIAL EVOLUTION OF THE GLACIER'S SNOW COVER

The thickness of the snow accumulated during the survey period showed a constant decrement. This was an unusual evolution as, in a glacial environment, the maximum snow cover occurs in the month of April; this happened because of the lack of snowfall during the first four months of 2003. The difference between the thickness of the snow in the compressed area and that of the undisturbed area was minimal until the end of April; afterwards the difference became wider, topping + 40 cm in the compressed area when the snow-stakes were retrieved on 12th July.

Between 25th April and 12th July, at elevations between 3339 and 3452 m, the remaining snow was reduced by about 205-250 cm, or 2.6-3.1 cm/per day, including the addition of fresh, modest snow falls. In July, on the same elevation at the hydrographic left, a minimal snow cover was still present, while at an altitude of 3294 m near the third pylon of the Roccette ski-lift, ablation had already cut into glacier's surface for about 40 cm. It should be pointed out that the area east of the ski slope is a preferential site for snow accumulation in comparison with other areas of the glacier: on the first few days of August, that area was still showing some firn from the previous years. Despite this, crevasses were already cutting across the entire glacier, west of pylons 3, 4 and 5. On 14th July, the *snow-line*, with the exception of the area indicated, was set between an 3750 and 3800 m, a level which, if measured at the end of an ablation season, would indicate a strong withdrawal of the glacial unit. But it was only mid-July.....

Photo 3: see page 119

Fig. 3: see page 119

Having prematurely consumed the annual snowfall, the solar radiation started to attack the firn from the previous seasons 2000-2001 (about 70 cm thick), which could be considered as *over imposition ice*. In the month of August the crevasses became bigger and extremely evident. Along the trail leading to the Gnifetti Refuge, a portion of the bedrock, about 1m high, surfaced at 3300 m, a reliable indicator of 40 days of ablation between July and August. On 22nd August, in a leveled area at 3250 m, the glacier's surface showed a decrement of 190 cm. Other glacier's areas are believed to have undergone even more extensive melting. From 17th August onward, brief snowfalls were reported above 3300 m, turning to rain at lower altitudes. At the end of August the ablation slowed down and appeared to be over by the first days of September, thanks to some early snowfalls.

Photo 4: see page 120

On the 13th September, during the glaciological campaign by the *Comitato Glaciologico Italiano*, in collaboration with Willy Monterin, such light snow cover had already shrunk to a few centimetres while the glacier's front was set at 3089 m. The frontal regression, since 2000, totalled only 9 m: a surprising but justified result in view of the present morphology of the snout and of the two previous years (2000-2001 was extremely positive while 2001-2002 benefited from abundant summer snowfalls). Below 3800 m both the seasonal snow cover and the previous year's firn had melted, making it impossible to observe the characteristic snow-ice layers during the following summer, for lack of any intermediate snow layer older

than one year.

Thus, the ablation initially altered the albedo of the area beyond the glacial borders, then damaged the glacial surface itself, progressively showing the underlining morainic deposits. The albedo of any snow cover is a function of its roughness and of the size of its grains; more precisely, the albedo decreases with the increase of the grain-size (WARREN, 1982). In the springtime, therefore, we have a reduction of the albedo caused by the superficial grains that, being in a *melting metamorphism* phase, have grown in size. This process is worsened by the progressive thinning of the snow, the more intense solar radiation, the increase of the average temperatures and, above all, the chromatic evolution of the superficial layers due to the presence of sediments and debris. All these factors combine to accelerate a process that will take the snow cover to isothermia first and successively to its disappearance.

Other significant factors are the exposure and the angle of the sun's rays. Considering the meteorological conditions described, it is easy to imagine how, during the season of 2003, the Indren Glacier, with its southern exposure and slopes exceeding 30 °C above 3500 m, was strongly affected by the solar radiation even at a high altitudes.

INDREN Glacier		CGI cadastre: 306
Type: alpine	Max altitude catchment area: 4215 m	Total area: 100 ha
Form: slope	Max. elevation: approx. 4100 m	Accumulation area: 21 ha
Feeding: direct + avalanches	Min. Elevation: 3089 m	Ablation area: 79 ha
Exposure: SW	Max. lenght: 2300 m	AAR: 21 %
	Max. width: 810 m	Snow-line: 3800 m
	Average slope: 23°	Year of survey: 2003

Photo 5: see page 121

4 - RESULTS OF STRATIGRAPHIC ANALYSES

The artificial compression of the snow has significantly influenced the density of the snow-pack: this result was even more evident in the upper first meter, where the compression played a more significant role. In the month of February, the surface of the compressed area was almost impenetrable (density: 470 kg/m³), while the undisturbed area was easily penetrated (density: 280 kg/m³ for the first 80 cm). Further below, the layers had similar density while the temperatures showed more pronounced variations: from - 7,7 °C (undisturbed site) to - 12.5 °C (compressed area.) In the month of March, stratigraphic analyses provided density results similar to those of the previous month. Measurements were carried out, for the first time, with air temperatures in the positive range (+ 4 to + 5 °C) and this had an influence on the superficial layers, where the grains were already rounded to class 6. Still, at a depth of 1 m, the thermal difference previously measured was maintained: -5.5 °C for undisturbed snow and - 8.3 °C for compressed snow. The lower temperatures of the intermediate layers of the groomed area could be attributed to the lower insulation factor of the snow due to its greater density: the thermal conductivity of the snow being proportional to the square of its density (STURM et al, 1997).

The month of April proved very important for the different evolution of the investigated layers: on the 25th April in the undisturbed area at 3342 m the first 150 cm of the snow were already in a state of *melting-regelation metamorphism* while the temperature of the groomed snow, with the exception of the first 10 cm, ranged between -1 and - 2 °C.

Having suspended the mechanical grooming by snow-cat, the evolution in the days between April and May would remain sustained, but the qualitative characteristics of the compressed snow would be sufficient to highlight the quantitative differences (40 cm) measured the following July. On the 12th July, the density of the remaining strata (including the layer of firn previously unrecognizable) became more or less identical, after more than two months of melting and little refreezing. The thickness of the compressed area (80 cm) was twice that of the undisturbed snow (40 cm); a further proof came from the measured weight, also approx. double: 517 kg/m² versus 260 kg/m².

In the January-February timeframe, the snow under analysis was exclusively in a condition of *destructive metamorphism*. Where snowfalls are the main contributor to accumulation, each layer can easily be recognized through the characteristic of its ice crystals and variations of resistance. The falling snow (class 1) is formed by unstable ice crystals: immediately afterwards ,the thin, sharp tips of the ice crystal begin to sublimate, producing large, round grains (class 3). The reduced surface of these grains, compared to snowfall crystals, starts a gradual settlement of the snow. This *facies* (direct alimentation-destructive metamorphism) has always constituted the main part of the snow profile, and its persistence results in being typical of glacial substrata (MOTTA et al, 1996).

During the first two surveys, class 3 grains were mostly found. In the month of February, the snow cover

appeared to be shaped as *sastrugi*, with grains belonging to classes 2 and 9. The study area was subject to aeolian rearrangement, though it was doubtful that this led to aeolian accumulation, which was certainly the case for other areas of the glacier.

We should mention that the glacial cirques in the upper valley are the preferential sites for aeolian accumulation and destructive metamorphism. The wind energy compacts the crystals, thus originating a wind crust. In our case, the destructive metamorphism was not affected, in fact it appears to have limited the melting and constructive metamorphisms. At the end of March, the upper layer of the snow cover showed round grains belonging to class 6 at both sites; these are typical of melting and refreezing metamorphism. Just below, and again for a few centimetres, traces of constructive metamorphism, with well developed, plain face grains belonging to class 4, appeared. This unusual finding can be attributed to the absence of direct snowfall during the month and to the long period of fine weather; with conspicuous thermal variations at the surface capable of maintaining the thermal gradient at a sufficient level. In general, this facies (aeolian accumulation and constructive metamorphism) is not very frequent even if, after a long stretch of fine days and no snowfalls, it makes the bulk of the snow carried by the wind in glacial areas.

Fig. 4: see page 122

On the 25th of April, the compressed snow cover was showing characteristics similar to those of the previous month: well-visible, class 6 round grains of more than 3 mm only on the surface, with traces of constructive metamorphism. The undisturbed layers, vice versa, showed the same grains to a depth of about 50 cm, though interrupted by various layers of re-icing. Further down, the same class 6 grains were smaller and with a diameter of less than a millimetre. This shows the progressive melting of the original class 3 crystals and the consequent obliteration of previous sedimentary characteristics; this being confirmed by the thermal graph which anticipated, by a few days, the overall, premature isothermia. The basal layers maintained their original characteristics of destructive metamorphism, though this was prevailing in the artificially compressed area.

Photo 6: see page 123

Entomology

On 12th July, while retrieving the data loggers, some insects, still surprisingly alive, were found in the deeper layers. The insect in question is *Scatella stagnalis* (VANIN S., personal communication), a hydric insect already found on snow patches in front of the Marmolada Glacier (Pian dei Fiaccon). At the time of the discovery, insects and data loggers were buried by 40 cm of firn already in a melting state. As no traces had been found in the previous eight stratigraphies, it is possible that the snow stakes had lured the *Scatella*.

5 - THE INFLUENCE OF MECHANICAL COMPRESSION ON THE THERMAL REGIMES AT THE ICE-SNOW INTERFACE

The insulation factor of the snow cover is strongly related to its thickness but also to the shape of ice crystals and to the density of the superficial layers. The influence of density derives from the thermal conductivity of the snow which, as already pointed out, is proportional to the square of its density. The mechanical compression is increasing the density of the superficial layers, through a reduction of the air bubbles within. STURM et al. (1997) have shown the thermal conductivity of the snow to range from $0.05 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for fresh, low density snow (100 kg/m^3) to $0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for denser snow (500 kg/m^3).

During the surveys the temperatures registered at the ice-snow interface was more or less constant as long as the external temperatures remained below $0 \text{ }^\circ\text{C}$ (readings at 8.00 a.m.; occasionally, during the warmest hours of the winter months, the temperature may have been above $0 \text{ }^\circ\text{C}$).

As already indicated, the temperature of the snow proved significantly lower for the trodden down snow, indicating the possibility that the increased density, because of its reduced insulation factor, might have affected the temperature of the intermediate layers.

From April onward, when the air temperature began to show positive values, the temperature of the ice-snow interface was initially unchanged, as it was still covered by about 3 m of snow. After 7-8 days the temperatures slowly began to rise at both sites, with an increase of more than $2 \text{ }^\circ\text{C}$ between the 18th and 19th April. Afterwards, the temperatures recorded in the compressed site remained $1 \text{ }^\circ\text{C}$ lower than those recorded at the base of the undisturbed site; between the 29th April and the 1st May a new, rapid increase of almost $2 \text{ }^\circ\text{C}$ brought the undisturbed layers to complete isothermia, while it took 7 more days to reach $0 \text{ }^\circ\text{C}$ in the compressed layers.

During the winter season and the early spring, with air temperature generally below $0 \text{ }^\circ\text{C}$, the temperature of the ice-snow interface remained more or less constant (below $-5 \text{ }^\circ\text{C}$), irrespective of the different sites. Outside the iced areas, FREPPAZ et al., 2001, showed that the compressed snow increased in density and

decreased its insulation power, thus causing a significant reduction of the temperature at the snow-soil interface. Afterwards, when the air temperature began to move into the positive range, the snow began to thin and the temperature of the ice-snow interface increased. This increase was faster for the undisturbed snow versus the compressed snow. From the above data one could assume that the density of the snow might, in this latter case, slow down the dampening process originating from the superficial layers while the greater permeability of the undisturbed snow would easily percolate the running water from the surface.

The speed of the downward movement of the dampness was calculated with reference to the time interval, from the initial rise of the temperature at the ice-snow interface to total isothermia. For the undisturbed area it appeared to amount to 1.02 cm/h, while the value for the compressed area was limited to 0.7 cm/h.

Fig. 5: see page 125

Fig. 6 and 7: see page 126

This speed could be considered as a valid indicator of the qualitative evolution of the seasonal snow cover. Upon reaching isothermia, the remaining snow cover proved to be a perfect stabilizing element, maintaining a 0 °C temperature, i.e. the melting temperature; the data loggers, though covered by a scant few dozen centimetres of snow, continued to record a temperature of approximately 0 °C even when air temperatures were exceeding 15°C in the hottest part of the day.

In the month of January, inside the snow cover blanketing an unfrozen soil in the middle *Valle del Lys* at about 1550 m, the flow of rising heat was calculated to amount to 1.3 W/m², a value sufficient to initiate constructive metamorphism (see fig. 8). Over the same period, the heat flow for the snow cover above the glacial area was calculated at about 0.7 W/m², a flow insufficient to develop constructive metamorphism. The thermal gradients inside the Indren Glacier's snow were modest, ranging between 0.01 and 0.06 °C/cm.

An inversion of the heat flow can develop in late winters in cold climates with permafrost, when the surface of the snow cover becomes warmer than the strata below; the downflow of energy due to the solar rays exceeds the heat rising from the ground (POMEROY and BRUN, 2001). During the survey of 25th April, our test sites also recorded a minimal inversion of the heat flow, when the surface layers warmed more than the ice-snow interface.

The heat flow inside the damp snow is controlled by conduction and by the release of *latent heat* due to the refreezing of the water. In most snow covers, the flow of water occurs into preferential channels where the *flow-finger* can penetrate the dry snow a few days before the dampening front reaches the basal layers. When melting water reaches cold layers, part of it refreezes and the latent heat warms the layers very rapidly, carrying them to the melting point.

Fig. 8: see page 127

6 - POTENTIAL RISKS WITHIN THE GLACIER'S AREA

Chronology of the anthropic events

Over the course of the years, man's interventions have deeply altered the area around the Indren Glacier. Here is a brief summary:

- The important route connecting Valsesia to Valle d'Aosta through the Col d'Olen (2864m) has been in use for hundreds of years.
- In the Vallone d'Olen, as well as in the whole alpine area, existing vegetation was cut to provide space for pasture land and construction of alpine stone huts, temporary estates standing as testimony of a previous, different use of the alpine territory.
- In 1785, the Capanna Vincent at the Colle Superior delle Pisse was put up near the edge of the glacier. In the same years, the Vincent family opened the Stolemberg mine which was in operation in the early years of the XIX century. Toward the end of the century, the mine was reopened for a few years by an English company, the Monte Rosa Gold Mining.
- In 1878, the Hotel Guglielmina was opened at Col d'Olen, serving the new trends of mountaineering. Queen Margaret was one of the renowned guests.
- 1907: inauguration of the Angelo Mosso Institute of Human Physiology (*Istituto di Fisiologia Umana Angel Mosso*).
- In 1924, the Hotel Stolemberg (now the City of Vigevano Refuge) was opened at a short distance from the Hotel Guglielmina.

All this proves the constant, strong touristic and scientific interest for the area, a trend-setter for the international elite. The ecological impact of man on the above area is unknown: man's presence was constant but limited to the summer months.

- In the twenties, the Lake Gabiet dam in the Vallone di Mos was erected to collect the meltwater from the Indren Glacier.

- Starting from 1964, the cable car from Alagna to Punta Indren has carried quite many people to the higher elevations, prompting a demand for ski-lifts, ski slopes and restaurants; the classic route to Monte Rosa Glaciers via the Vallone d'Olen was thus replaced by an half-hour ride by cable car, whose upper station stands at 3260 m on the eastern side of the glacier.
- In 1980 and 1981, the Capanna Regina Magherita and the Giovanni Gnifetti Refuge were restructured and enlarged. They took advantage of the easy access from Punta Indren and are contributing to the significant increase of summer transits on the glacier.
- In the early nineties, within the MonterosaSki domain, the Gabiet-Passo Salati cable car went into operation, running winter and summer. At the same time, the Hotel Guglielmina was restructured and kept open also during the winter ski season.
- December 2000: opening of the Alagna-Pianalunga cable car and the Pianalunga-Bocchetta delle Pisse chair lift, the first step of a planned Valsesia - Valle d'Aosta connection.
- Summer 2003: work begins on the second step, the Pianalunga-Cimalegna-Passo Salati.
- December 2003: winter opening of the City of Vigevano Refuge, today managed by the Varallo Sesia section of the Italian Alpine Association (CAI).

All this to prove the direct correlation between the opening of new lifts and refuges and the increase of man's presence, now extended to both summer and winter months.

THE WINTER SEASON'S RISKS

During the winter months, the Indren Glacier does not present any potential risk in the more crowded area, such as that situated below 3350 m. However, this is a high-mountain environment where meteorological conditions are always decisive: though the winter of 2003 was quite mild, days with temperatures below -20°C were not unusual as well as gales gusting at more than 80 km/h which stopped the regular cable car service between Bocchetta and Punta Indren.

The risk of avalanches mainly involves the highest sections: the potential detachment niche is situated above 4000 m, at the foot of the Piramide Vincent. The avalanches overflow partly to the East, towards the Bors Glacier, or run, where the glacier is steeper, along its central section. At present, human presence is confined to east-west transits: from Punta Indren to the various *free ride* runs of the Lake Gabiet area, whose lifts run along and over the glacier. From this transversal route, an alpine ski track climbs toward Punta Giordani; the transit in the serac area around 3700 m involves some risks, though minor collapses of this serac are quite rare (fig. 9).

At the end of January 2003, a snowslide detached from the slopes of the Piramide Vincent, running down the upper portion of the glacier. Though the event caused no damages, this removed the snow from the slopes below the serac at 3700 m, one of the first areas devoid of snow already in the last part of June. This outlined the terminal crevasse already in the winter months while the summer grew it deeper and more evident. Small glacial slides were recorded in February down to an altitude of 3345 m and parallel to the pylon n. 6 of the Roccette ski-lift, with blocks less than 1 m³ in size.

THE SUMMER SEASON'S RISKS

The Indren Glacier has always been regarded as an "easy" glacier, with well-beaten routes and just a few places needing a bit of attention. Today this is no longer the case: the prolonged presence of free water during the summer of 2003, visible also around Punta Giordani, has accelerated the gravitational movements of the glacier. For this reason, crevasses showed up in areas which until now had showed none. Cracks wider than 1m opened up even under the cables of the Roccette ski-lift.

However, the most significant changes took place at an altitude between 3500 and 3700 m, on the slopes below the Cresta Rosa (3650 m). In this area, more exposed to the solar radiation, the slant of the slopes emphasized an already negative factor: the unusually high temperatures of the summer, not tempered by the elevation factor as in the previous seasons, put this sector, as well as the whole glacier, into a melting state for long periods of time. The formation of transversal crevasses where there is a rising of the bedrock pointed to the thinning of the glacial mass. The drop of the glacial surface was estimated to be about 200 cm (small slides have removed the reference marks). The increasing presence of rocky areas towards the east, below the serac at 3700 m, also hinted at a thinning of the glacial flow in that point. Further, modest collapses took place during the summer, though the material did not drop as far as the February slide. At altitudes higher than the Cresta Rossa (3650 m), a lateral shrinking of the glacier was taking place on its eastern side.

At the end of the summer of 2003, the evolution of alpine glacialism should certainly be reconsidered: the persistent, 24-hour melting for prolonged periods of time has caused unexpected changes at altitudes until

now never affected by continuous ablation. These elevations include the Indren Glacier slope, between the serac at 3700 m and the Forcella di Bors; this place has changed its appearance in just a few months, taking up the typical features of areas situated 400 m below. Being on the path of avalanches dropping from the slopes of the Piramide Vincent during the season 2002-2003, this area has had a modest snow cover, indented both by the avalanches and by a three-month-long direct ablation, with scarce or absent refreezing during the night. An ill-fated combination from the glaciological point of view, which has already compromised the easy summer route to Punta Giordani and will make the winter transit problematic in case of modest snowfalls.

In the summer, on the western side of the glacier, the rocky slide coming from the shoulder of the Piramide Vincent has continued. The debris, falling from great heights, have not reached the summer route to the Gnifetti Refuge yet, but all area above 3350 m is becoming potentially dangerous. These episodes, though not particularly critical, have repeated over time, as the high temperatures have loosened debris no longer held by interstice ice or freed by the glacier itself.

*Fig. 9: see page 130
Photo 7 and 8: see page 131*

The summer route to the Gnifetti Refuge initially crosses abandoned moraines and afterward the usual transversal crevasses, a customary situation for the past few years. The opening of new crevasses and the shower of rocks, previously well localised, have made the summer route unsafe outside the marked track, as many visitors of this side of Monte Rosa still do.

7 - CONCLUSIONS

In a glacial environment, the insulating effect of the snow cover, regardless of its density, is valid if external temperatures are negative; temperatures at the ice-snow interface are kept at approximately -5°C , even though, as expected, the external temperature may reach much lower values. In higher density, compressed snow cover, some intermediate layers are showing lower temperatures than those within the undisturbed snow. Once the melting process of the upper strata is started, the higher density of the trodden down snow helps the snow cover to last longer, by delaying the dampening process and the relative isothermia. Such delay may also be attributed to the greater thickness of the snow cover in the compressed area. It follows that the temperature at the ice-snow interface in a groomed snow reaches the 0°C more slowly when compared to the undisturbed snow. Afterward, the temperature will remain perfectly constant until the complete melting of the snow cover.

At the end of the summer of 2003, there are fewer doubts about the opportunity of reopening the two ski-lifts on the Indren Glacier: the summer ski days on this glacier seem to be definitively over. The time needed for an improbable recovery of the initial conditions, when the ski-lifts were originally set up, would number in the tens of years. The bedrock exposed by the glacier's retreat is quite irregular and abundant winter snowfalls are required to cross the area between the Punta Indren cable car station and the present glacier's edges. Heavy snowfalls are needed to ease the crossing of the numerous and large crevasses now present at all elevations. Besides the traditional transversal crevasses of the western tongue of the glacier, the slopes above the Forcella di Bors can now be problematic to cross.

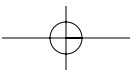
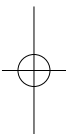
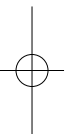
*Fig. 10: see page 132
Photo 9: see page 133*

On the whole, one could say that, considering what happened during the summer of 2003, the crossing of the Indren Glacier now requires some more attention, especially in the summer; the glacial area without inherent risks is now somewhat restricted (fig. 10). The "easy glacier" attribute which always distinguished this glacier is now less appropriate; this is particularly true for the itinerary leading to Punta Giordani, until now one of the "speediest 4000" of the Alpine area.

Thanks to

Silvia Stanchi, Massimiliano Grisetti, Giuseppe Scarioni, Mara Carmellino, Michele Cucchi, Danilo Mazzia, Ferruccio Fournier, Willy Monterin (50 years of glaciological observation of the Indren Glacier).

REFERENCES and ABSTRACT (see page 134)



Andrea Tamburini (**), Marco Belotti (**), Maurizio Lojacono (*)

BILANCIO DI MASSA 2002-2003 DEL GHIACCIAIO DI SURETTA SUD MEDIANTE RILIEVO GPS DIFFERENZIALE (Valle di S. Giacomo, Lombardia, Italia)

1 - INTRODUZIONE

Confrontando tra loro i rilievi eseguiti rispettivamente il 25 agosto 2001 e il 31 agosto 2002, nel 2002 è stato calcolato il primo bilancio di massa netto del Ghiacciaio di Suretta Sud, ottenuto dal confronto tra DEM della superficie derivanti da rilievo diretto con tecnica GPS differenziale (TAMBURINI et al., 2003). La misura è stata ripetuta il 14 settembre 2003, consentendo così il calcolo del bilancio di massa netto anche per la stagione 2002-2003. Durante la campagna 2003 sono state installate due paline ablatometriche, al fine di consentire negli anni futuri il confronto con i risultati ottenibili mediante il tradizionale rilievo per punti.

2 - ATTREZZATURE IMPIEGATE E MODALITÀ DI ESECUZIONE DEL RILIEVO

Il rilievo della superficie glaciale è stato eseguito utilizzando contemporaneamente due ricevitori GPS operanti in modalità differenziale, il primo (*rover*) trasportato a spalle (foto 1), il secondo (*reference*) installato in corrispondenza del punto di riferimento stabilito in occasione della prima misura (foto 2), al fine di garantire la sovrapponibilità dei rilievi eseguiti in epoche differenti e quindi la possibilità di confrontarli tra loro (MERLI et al., 1999).



Foto 1: operatore con stazione GPS rover.

Photo 1: operator with GPS rover station.

Sono stati impiegati due ricevitori GPS Trimble 4000SSE dual frequency dotati di antenna geodetica; tali strumenti sono in grado di registrare la fase su cui è modulato il segnale GPS, consentendo così di determinare le coordinate dei punti costituenti la rotta seguita con accuratezza centimetrica (tipicamente ± 1 cm in planimetria e ± 2 cm in altimetria). Con tale strumentazione è possibile operare in modalità RTK (*real time kinematic*) nel caso in cui si possa stabilire un collegamento radio o GSM tra le due stazioni di misura ovvero in *post processing* qualora il collegamento continuo tra le stazioni non sia disponibile. Considerate le caratteristiche dell'area e le condizioni logistiche in cui si operava, si è preferito adottare quest'ultima modalità di lavoro.

*Servizio Glaciologico Lombardo; **Enel.Hydro S.p.A., via Pastrengo 9, 24068 Seriate (BG).



Foto 2: stazione GPS di riferimento.

Photo 2: reference GPS station.

Data l'importanza di effettuare percorsi significativi al fine della modellazione della superficie e al tempo stesso confrontabili con i rilievi svolti negli anni precedenti, la navigazione degli operatori sulla superficie del ghiacciaio è stata assistita da una stazione GIS Mobile costituita da più elementi ². Il software ArcPad ha consentito la visualizzazione istantanea della posizione occupata dall'operatore su base cartografica CTR 1:10000 direttamente nel corso del rilievo. L'intera superficie glaciale è stata percorsa lungo tracciati prevalentemente trasversali, disposti in modo tale da fornire una copertura completa della superficie, una distribuzione dei dati tale da descrivere in modo soddisfacente le variazioni di pendenza e infine consentire di tracciare con sufficiente precisione il limite del ghiacciaio, pressoché interamente percorribile nel caso in esame (KASER et al., 2003). La durata complessiva del rilievo è stata inferiore alle 3 ore. Le traiettorie seguite nel corso del rilievo sono rappresentate in fig. 1.

3 - ELABORAZIONE DEI DATI

Le principali fasi di elaborazione dei dati sono di seguito elencate e brevemente descritte:

- calcolo delle coordinate plano-altimetriche costituenti le traiettorie seguite durante il rilievo, acquisite con cadenza temporale di una posizione ogni 3 secondi: l'operazione è stata eseguita con il software GPSurvey della Trimble;
- costruzione di un modello digitale del terreno come maglia di triangoli irregolari (TIN) a partire dai punti quotati di cui sopra, utilizzando le funzioni del modulo 3D Analyst di ArcView; il TIN relativo alla superficie 2003 è riportato in fig. 2;
- a partire dal TIN è stato costruito un *modello a maglia quadrata dell'elevazione* (GRID), con lato cella di 5 m: la costruzione di un *modello raster*, sebbene meno conservativo del modello TIN rispetto ai dati rilevati, rappresenta un passaggio obbligato se si vogliono effettuare confronti tra superfici per calcolare le variazioni intercorse tra diverse epoche; il GRID della superficie 2003 è rappresentato in fig. 3;
- usando funzioni di map algebra implementate nel modulo Spatial Analyst di ArcView, si è calcolato il bilancio di massa netto dell'anno idrologico 2002-2003, costruendo un GRID delle aree in cui la superficie si è innalzata rispetto a quelle in cui la superficie del ghiacciaio si è ridotta di quota (fig. 4);
- dalla sottrazione tra celle corrispondenti delle due matrici sovrapposte (GRID 2002 - GRID 2003) è stato infine ottenuto il GRID delle variazioni di quota (fig. 5);
- come ultima operazione sono stati tracciati alcuni profili longitudinali e trasversali al ghiacciaio: le quote lungo i profili considerati sono state ottenute automaticamente applicando un'apposita estensione ArcView ai modelli digitali di elevazione relativi ai due rilievi; i risultati sono rappresentati

¹ PC palmare Compaq Ipaq dotato di porta *bluetooth*; ricevitore Socket GPS in grado di trasmettere le posizioni via bluetooth al PC palmare; software ArcPad.

nelle fig. 7, 8 e 9, mentre in fig. 6 è riportata l'ubicazione dei profili. Per una migliore interpretazione delle figure si ricorda che le variazioni di quota nel periodo considerato rendono ragione di due diversi fenomeni che agiscono contemporaneamente: il processo di accumulo-ablazione e il trasferimento di massa dalla zona di accumulo alla zona di ablazione.

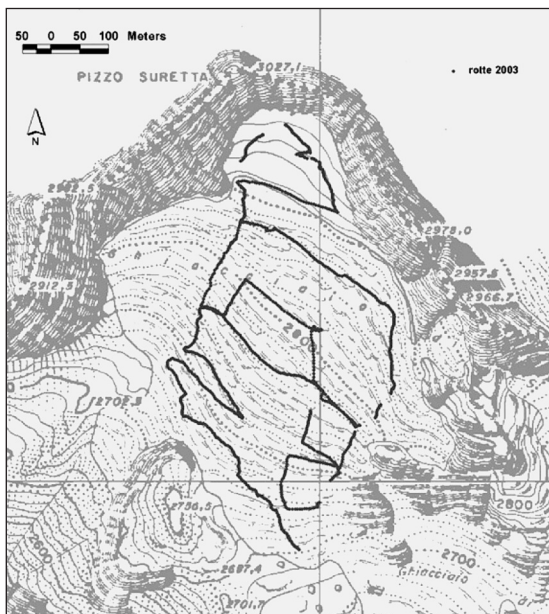


Fig. 1: rotte seguite durante il rilievo eseguito nel 2003.

Fig. 1: paths of the 2003 survey.

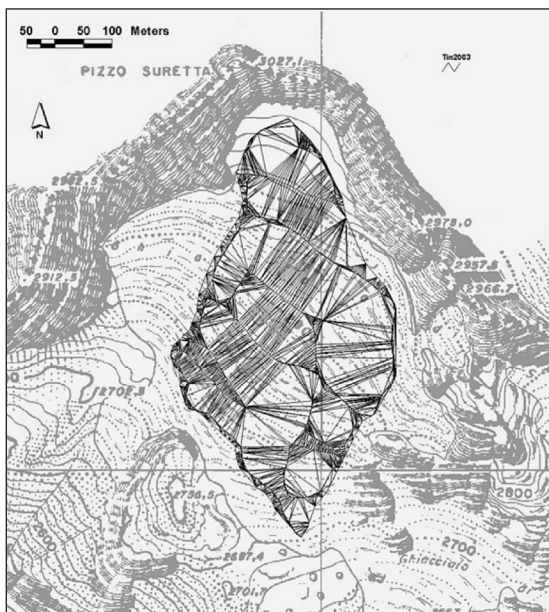


Fig. 2: esempio di TIN: si notano i punti del rilievo, la maglia di triangoli e la linea che delimita l'area di studio.

Fig. 2: example of TIN: please note the spots of the survey, the triangle network and the boundary of the area under analysis.

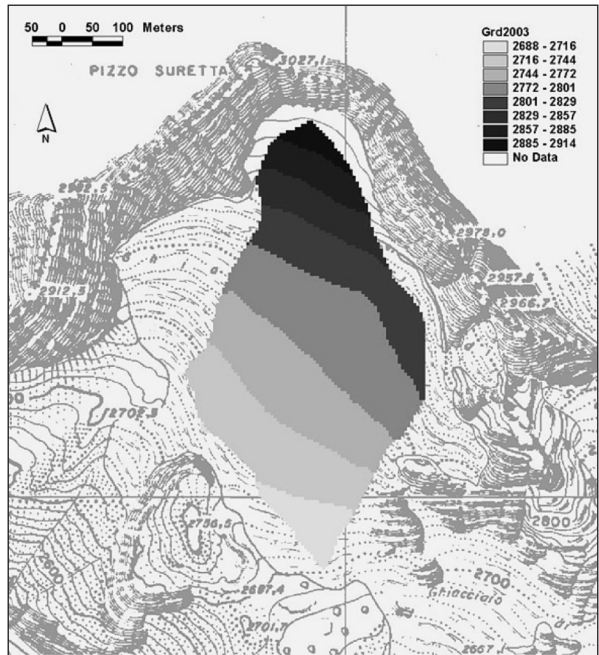


Fig. 3: esempio di grid: modello a maglia quadrata relativo all'anno 2003.

Fig. 3: example of GRID: square network model of year 2003.

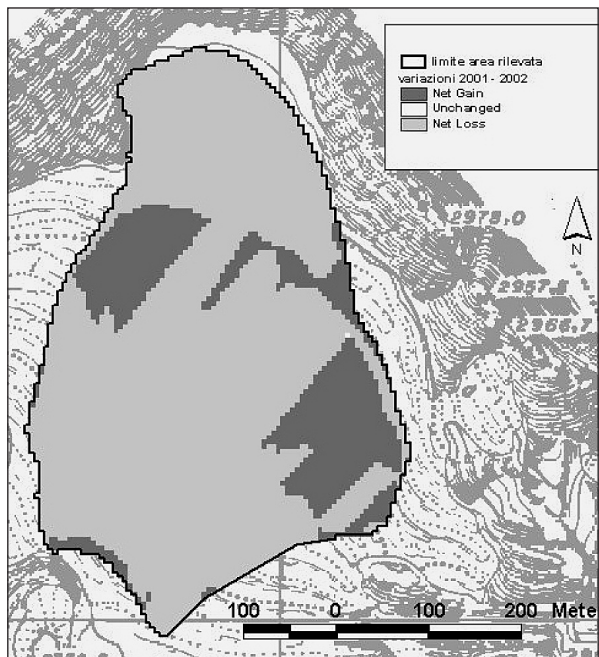


Fig. 4: copertura poligonale risultante dall'operazione di cutfill: sono individuate le zone di erosione, le zone di deposito e le zone invariate (esempio relativo al confronto 2001-2002).

Fig. 4: polygonal coverage after the cutfill operations: erosion zones, deposit zones and unchanged zones are to be seen (example showing the comparison 2001-2002).

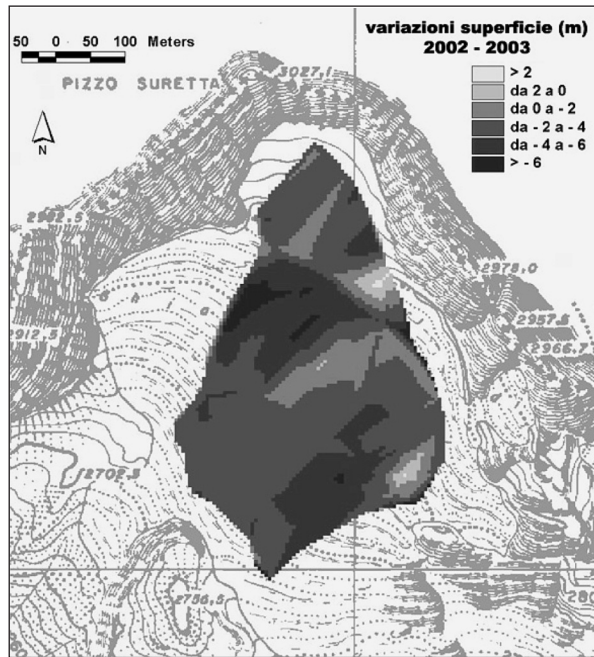


Fig. 5: GRID delle variazioni di spessore del ghiaccio nel periodo 2002-2003, ricavato sottraendo al GRID 2003 quello del 2002.

Fig. 5: GRID of the change in ice thickness in the period 2002-2003, achieved by subtracting the 2002 GRID from the 2003 one.

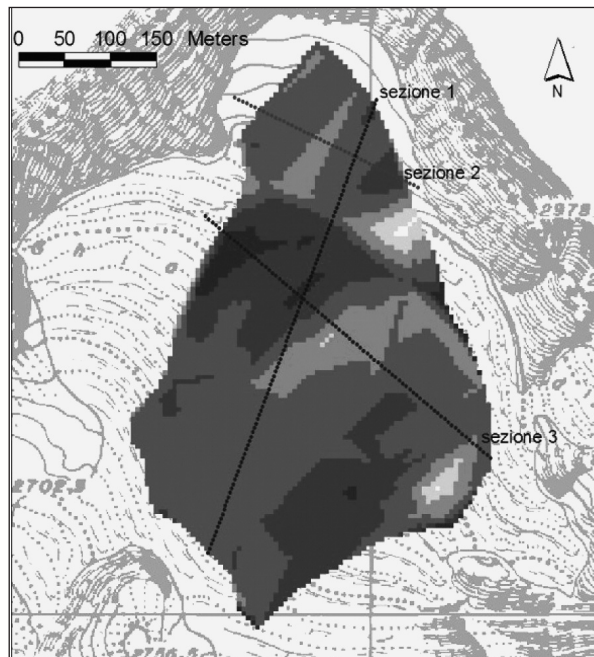


Fig. 6: ubicazione dei profili riportati nelle figg. 7-9.

Fig. 6: location of profiles shown in figures 7 to 9.

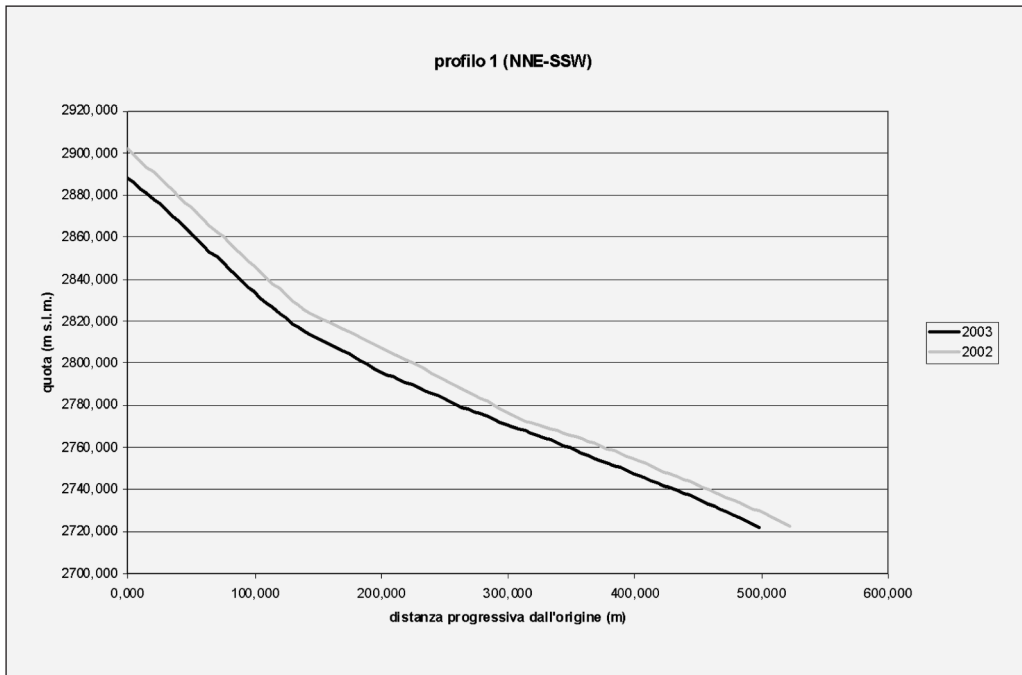


Fig. 7: profilo 1: confronto tra superficie 2002 e 2003.

Fig. 7: profile 1: comparison between 2002 and 2003 surfaces.

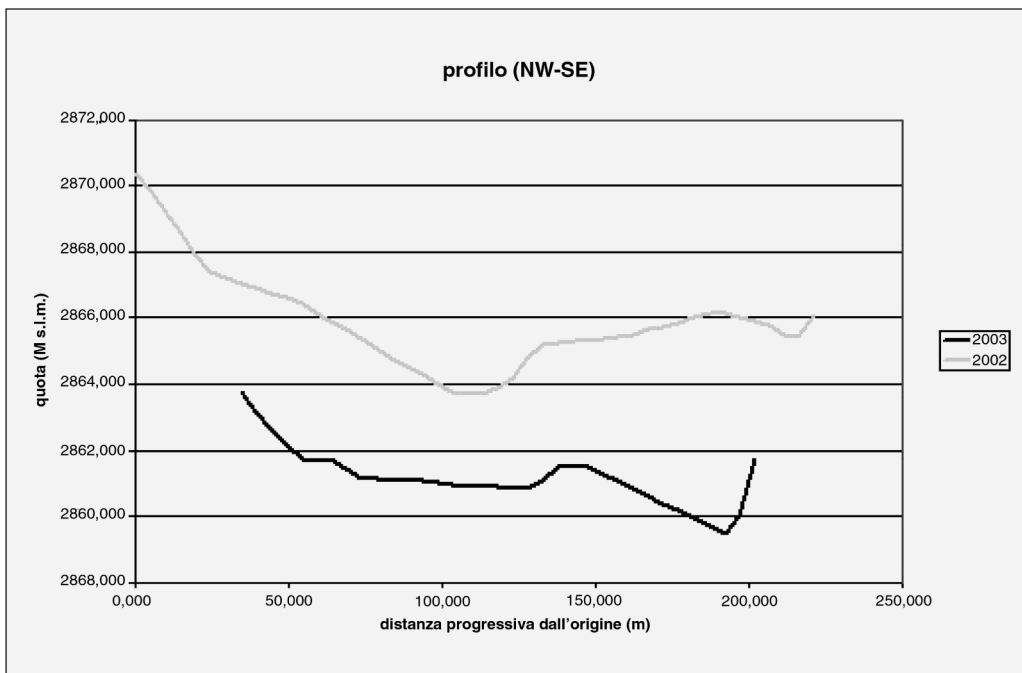


Fig. 8: profilo 2: confronto tra superficie 2002 e 2003.

Fig. 8: profile 2: comparison between 2002 and 2003 surfaces.

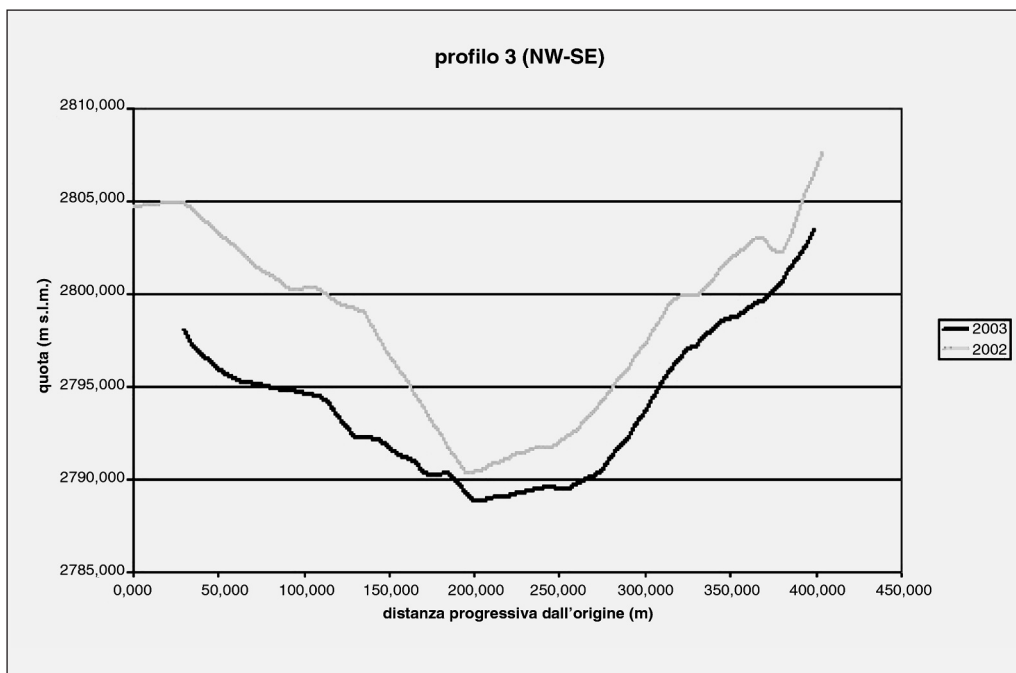


Fig. 9: profilo 3: confronto tra superficie 2002 e 2003.

Fig. 9: profile 3: comparison between 2002 and 2003 surfaces.

4 - RISULTATI OTTENUTI E CONSIDERAZIONI METODOLOGICHE

Il confronto tra le due superfici ha consentito di quantificare il bilancio di massa netto del ghiacciaio nell'anno idrologico 2002-2003 pari a **- 406.000 m³** di equivalente in acqua (w.e.) che, rapportati alla superficie rilevata, corrispondono a un valore medio di spessore di - 2,8 m (w.e.). Un esame della carta di fig. 5, che rappresenta la distribuzione delle variazioni di spessore, evidenzia inoltre che:

- le maggiori perdite si sono verificate nella fascia centrale destra e nella fascia inferiore sinistra, dove si sono registrate riduzioni di quota localmente superiori a 6 m;
- perdite minori si hanno in prossimità del margine sinistro del ghiacciaio, dove la protezione esercitata dalle pareti rocciose riduce il tempo di esposizione alla radiazione solare diretta;
- notevole è stato l'arretramento del margine destro del ghiacciaio, come evidenzia la carta di fig. 10, che rappresenta l'evoluzione del limite del ghiacciaio dal 1999 a oggi, così come risulta dall'integrazione di osservazioni fotocartografiche e dal rilievo GPS differenziale;
- per quanto riguarda le variazioni frontali (fig. 10), il maggiore arretramento si è verificato nel periodo 1999-2001, mentre appaiono meno significative, e limitate al settore destro, le variazioni nel periodo 2001-2003.

Dal punto di vista metodologico, i risultati ottenuti hanno consentito di apprezzare i vantaggi della tecnica utilizzata e di evidenziarne i limiti. I principali vantaggi sono:

- tempi di esecuzione dei rilievi assai contenuti, soprattutto se confrontati con quelli richiesti da altre tecniche di misura: 2-3 ore sono sufficienti per un ghiacciaio delle dimensioni del Suretta Sud;
- utilizzo delle apparecchiature relativamente semplice e risultati indipendenti dal grado di esperienza dell'operatore;
- precisione centimetrica nella determinazione della quota;
- sovrapposibilità delle superfici rilevate garantita dall'utilizzo del medesimo sistema di riferimento;
- superamento dei limiti legati all'utilizzo di misure puntuali (paline ablatometriche).

Per contro i limiti, ovvero le avvertenze d'uso del metodo, sono i seguenti:

- l'andamento dei percorsi sulla superficie del ghiacciaio deve essere tale da consentire il raffronto con gli anni precedenti, evitare di evidenziare le singolarità della superficie e descriverne al meglio le variazioni morfologiche; per tali ragioni è consigliabile l'impiego di una stazione GIS mobile;
- il costo elevato delle attrezzature;
- è necessario completare il lavoro con periodici rilievi nivologici (MC. CLUNG et al., 1996), al fine di acquisire dati sulle caratteristiche del manto nevoso e quindi di attribuire il corretto valore di densità al volume compreso tra le due superfici confrontate

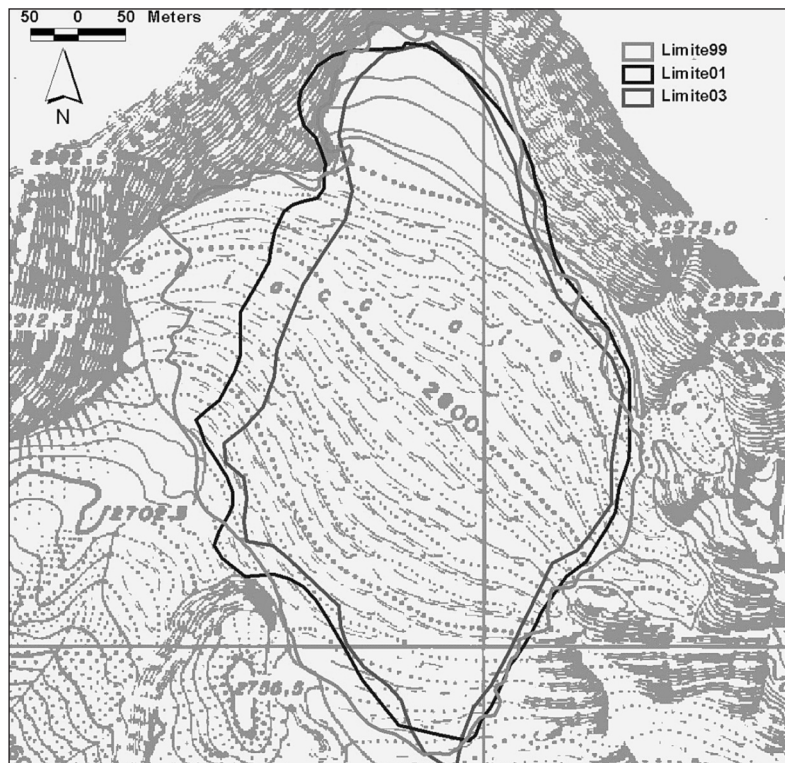


Fig. 10: evoluzione del perimetro del Ghiacciaio di Suretta Sud dal 1999 al 2003 (limite 1999 desunto da fotocartografia, limiti 2001 e 2003 da rilievo GPS differenziale).

Fig. 10: evolution of South Suretta Glacier's limits from 1999 to 2003 (1999 boundary gathered from maps, 2001 and 2003 boundaries from differential GPS survey).

5 - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

A fronte degli incoraggianti risultati ottenuti, la sperimentazione sul Ghiacciaio del Suretta proseguirà senz'altro nei prossimi anni. Inoltre, a partire dal prossimo anno il bilancio di massa sarà contemporaneamente calcolato con la tecnica tradizionale, basata su misure puntuali, rendendo così possibile il confronto tra le due metodologie. Si conta inoltre di estendere la metodologia allo studio di altri apparati glaciali.

BIBLIOGRAFIA

- KASER G., FOUNTAIN A. & JANSSON P. (2003) - *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers*. IHP-VI, Technical Documents in Hydrology, 59.
- MC. CLUNG D. & SCHAEERER (1996)- *Manuale delle valanghe*. Ed. ital. A cura di G. Peretti, Zanichelli
- MERLI F., TAMBURINI A., PAVAN M., UBIALI G., SMIRAGLIA C., ROSSI G. (1999) - *Variazioni volumetriche del Ghiacciaio dei Forni nel XX secolo mediante confronto cartografico informatizzato e metodologia GPS*. Atti dell'VIII Congresso Glaciologico Italiano, Bormio 1999.
- TAMBURINI A., LOJACONO M. & BELOTTI M. (2003) - *Variazioni volumetriche di un ghiacciaio determinate mediante rilievo GPS differenziale (Ghiacciaio Suretta Sud, Valle dello Spluga, Italia)*. Terra glacialis, 6, 11-22.



Foto 3: l'alta Valle di S. Giacomo al di sotto del mare di nubi e il Ghiacciaio di Suretta Sud (in primo piano) in veste invernale. Sono indicati i punti di riferimento principali del ghiacciaio (la stazione fotografica, il bivacco fisso, la morena galleggiante, il sito delle paline ablatometriche). (M. Maggioni, febbraio 2004).

Photo 3: upper S. Giacomo valley under a cloud bank and South Suretta Glacier (foreground) in wintertime. The main reference points are indicated (site of the photographic station, fixed bivouac, floating moraine, the location of the measuring rods).

ABSTRACT

Nel 2002 è stato calcolato il primo bilancio di massa netto annuale (2001-2002) del Ghiacciaio di Suretta Sud con tecnica GPS differenziale. La misura è stata ripetuta il 14 settembre 2003, ottenendo così il bilancio di massa anche per la stagione 2002-2003, che è risultato pari a - 406.000 m³ di equivalente in acqua (w.e.), corrispondenti a un valore medio superficiale di - 2,8 m (w.e.). A fronte degli incoraggianti risultati ottenuti, la sperimentazione sul Ghiacciaio del Suretta proseguirà nei prossimi anni e i dati rilevati con metodica GPS differenziale verranno confrontati con quelli desumibili dalla tecnica tradizionale (paline ablatometriche). Si conta inoltre di estendere tale metodologia allo studio di altri apparati glaciali.

Parole chiave: *Ghiacciaio di Suretta Sud, bilancio di massa con GPS differenziale*

The first yearly mass balance (2001-2002) based on the differential GPS methodology was performed in 2002 at the South Suretta Glacier. The measurements were repeated on 14 September 2003, thus producing the net mass balance for the hydrological year 2002-2003; the results showed a loss of 406.000 m³ (w.e.), equivalent to losing 2,8 m (w.e.) over the entire glacial surface. In view of the encouraging results, the South Suretta Glacier will continue to be measured with the differential GPS technique but the results will be tested against those gathered via more traditional measurements (ranging rods). Such methodology is foreseen to be applied to the study of other glaciers as well.

Keywords: *South Suretta Glacier, mass balance, differential GPS*

En 2002 on a calculé le premier bilan annuel de la masse (2001-2002) du Glacier de Suretta Sud en utilisant le système du GPS différentiel. Le 14 septembre 2003 on a fait de nouvelles mesures, et on a obtenu le bilan de sa masse même pour la saison 2002-2003: le résultat a été de - 406.000 m³ d'eau, qui correspond à une valeur moyenne de la surface de - 2,8 m. L'expérimentation sur le Glacier de Suretta continuera dans les années à venir et les données obtenues en utilisant le système du GPS différentiel seront comparées avec celles obtenues en utilisant la technique traditionnelle (poteaux indicateurs de l'ablation). Cette méthode pourra bien être utilisée chez d'autres appareils glaciaires.

Mots clés: *Glacier de Suretta Sud, bilan de masse avec GPS différentiel*

Andrea Tamburini (**), Marco Belotti (**), Maurizio Lojacocono (*)

SOUTH SURETTA GLACIER: 2002-2003 MASS BALANCE DETERMINATION BY MEANS OF GPS DIFFERENTIAL TECHNIQUES (S. Giacomo Valley, Lombardy, Italy)

1 - INTRODUCTION

The first mass balance of the South Suretta Glacier was calculated in 2002 by comparing the surface DEMs taken by GPS differential techniques during two on-site surveys: respectively on 25 August 2001 and on 31 August 2002 (TAMBURINI et al., 2003). A further measure on 14 September 2003 allowed the calculation of the net mass balance for the season 2002-2003. During the 2003 campaign, two ablation measuring rods were driven into the ice with the aim of allowing future comparisons with calculations based upon the traditional spot-survey.

2 - INSTRUMENTS AND SURVEY MODES

For the survey of the glacial surface, two GPS receivers were employed at the same time, each one working in differential mode: the first one (*rover*) carried on one's shoulder (photo 1), the second one (*reference*) installed at the same reference point used for the first measurement (photo 2) for the purpose of granting similarity and compatibility of surveys made in different times (MERLI et al., 1999).

Photo 1: see page 143

Two dual frequency receivers GPS Trimble 4000SSE equipped with geodetic antennas were employed; such appliances can record the modulation phase of GPS signal, thus allowing the determination of the coordinates of the trackpoints with centimetric accuracy (usually ± 1 cm on the horizontal plane and ± 2 cm on the vertical one). Such appliances can also work in RTK (real time kinematic), if radio or GSM connections between the two measuring stations are possible, or in post-processing, should the connection between the two stations be discontinuous. The latter approach was preferred, in consideration of the characteristics of the area and logistics conditions.

Photo 2: see page 144

Because of the importance of choosing routes suitable for surface modelling and, at the same time, to be consistent with previous years' surveys, the movements of the operators on the glacial surface were guided by a GIS Mobile station made up of several elements². During the survey, the ArcPad software displayed the operator's coordinate in real time on a Regional Topographic map (CTRL) 1:10000.

The whole glacial surface was acquired by mainly transversal plots, arranged in such a way as to cover the total surface, to gather sufficient data for a satisfactory depiction of slope variations and to plot the glacier's boundaries with fair accuracy (in our case, one could almost walk all around the glacier (KASER et al. 2003)). The whole survey was completed in less than three hours. Fig. 1 shows the paths followed during the survey.

3 - DATA PROCESSING

The main data processing steps were:

- calculation of plano-altimetric coordinates of the paths followed during the survey, recorded every 3 seconds, by using the GPSurvey software by Trimble;
- construction of a digital model of the surface, as a network of irregular triangles (TIN) starting from the spots quoted above, by using the functions of the 3D Analyst module by ArcView. The TIN for the 2003 surface is shown in fig. 2.
- starting from the TIN, a square network model of the altitude (GRID), with a 5 m cell side, was built: the construction of a raster model, although less exact than a TIN model of the surveyed data, was a necessary step as the project was aimed at comparing surfaces and calculating changes occurring at different times; fig. 3 shows the GRID of the 2003 surface;
- by using the algebra map functions implemented in ArcView Spatial Analyst, we calculated the net mass balance of the glacial year 2002-2003; at the same time we laid out a GRID of the areas where the glacial surface had risen or sunk (fig. 4);

* Servizio Glaciologico Lombardo; ** Enel.Hydro S.p.A., Via Pastrengo 9, 24068 Seriate (BG).

² Hand-held Compaq Ipaq PC equipped with bluetooth PORT; Socket GPS receiver for transmission of coordinates to hand-held PC through bluetooth; software ArcPad.

- then we obtained the GRID of the elevation changes (fig. 5), by subtracting the corresponding cells of the two overlapping matrixes (GRID 2003 – GRID 2002);
- as a final step, we calculated some longitudinal and transversal profiles of the glacier: the elevations of the profiles were obtained automatically by applying an ArcView module to the digital elevation lay-outs of the two surveys; results are shown in figures 7, 8 and 9, while fig. 6 shows the location of the profiles. For a better understanding of the diagrams, we recall that changes in elevation (year on year) are the result of two different phenomena taking place at the same time: the process of accumulation/ablation and the mass transfer from accumulation to ablation area.

Fig. 1 and 2: see page 145 - Fig. 3 and 4: see page 146

Fig. 5 and 6: see page 147 - Fig. 7 and 8: see page 148

Fig. 9: see page 149

4 - RESULTS OBTAINED AND CONSIDERATIONS ON THE METHOD

The comparison between the two surfaces has produced an evaluation of the net mass balance for the hydrological year 2002–2003: a loss of 406,000 m³ water equivalent (w.e.), which, spread over the surveyed surface, would indicate an average drop of – 2.8 m (w.e.). The analysis of the map showing the distribution of the changes in thickness (fig. 5) also shows that:

- the main losses took place in the mid-right area and in the lower left area, where elevation dropped locally more than 6 m;
- smaller losses took place near the glacier's left border, where the rocky walls shielded the ice and reduced its exposure to direct sun radiation;
- the glacier's right side withdrew considerably, as shown in fig. 10. The map represents the evolution of the glacial boundary from 1999 until today, by integrating photcartographic surveys with differential GPS ones;
- as far as the frontal changes are concerned (Figure 10), the main withdrawal took place in 1999–2001, while 2001–2003 changes were less significant and limited to the right sectors.

From the methodological point of view, the results have highlighted both advantages and disadvantages of the technology employed. The main advantages are:

- very short survey time, especially if compared to the measurement time required by other technologies: 2-3 hr are enough for a glacier such as South Suretta;
- instruments are quite easy to use and the results are not influenced by the operator's skill;
- elevation is determined with centimetric accuracy;
- surfaces can be overlapped thanks to the use of a common reference system;
- the limits connected with the use of spot measures (ablation measuring rods) are no longer a problem.

On the other side, disadvantages or necessary considerations are:

- the paths on the glacier's surface shall allow the comparison with previous years' surveys, avoid uniqueness of the surface and describe the landscape changes at best; for these reasons it is advisable to employ a mobile GIS station.
- appliances are expensive,
- it is necessary to integrate the survey with regular snow analysis (MC. CLUNG et al., 1996), with the aim of acquiring data on the characteristics of the snow blanket to derive the exact density value of the volume between the 2 surfaces under comparison.

Fig. 10: see page 150

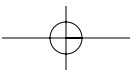
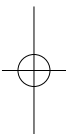
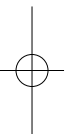
5 - CONCLUSIONS

Thanks to the encouraging results achieved, the survey of the Suretta Glacier will certainly continue over the next years. In addition, from next year on, the mass balance will also be calculated by using the traditional technique based on spot measurements; this will allow a comparison between the two methods. Also, we are thinking of extending this method to other glaciers.

REFERENCES *(see page 150)*

Photo 3: see page 151

ABSTRACT *(see page 151)*



Nell'attuale fase climatica, alle alte quote del massiccio, si osservano fenomeni periglaciali. Questi esprimono una gamma molto varia di manifestazioni e hanno una grande frequenza spaziale, tenendo conto che il *dominio alpino*, sinonimo dal punto di vista morfoclimatico dello stadio periglaciale, occupa una superficie di 438,6 km² e si estende in altimetria per 1000-1100 m.

Il permafrost è la massima espressione del fenomeno periglaciale e rappresenta la copertura di suolo e rocce che resta gelato per almeno due anni (BROWN, PEWE, 1973, citati da URDEA 1993). Per definire i suoi caratteri e la sua estensione spaziale si deve tenere conto dell'altitudine dell'isoterma di 0 °C. O, per meglio dire, dell'isoterma di - 1 °C, che rappresenta il limite inferiore del permafrost discontinuo, analogamente ai rock glaciers. Questo fenomeno è stato segnalato per la prima volta nelle Alpi (CORTE, 1976, citato da ICHIM, 1979; ICHIM et al., 1979; BARSCH, 1978, HAEBERLI, 1978, citato da URDEA, 1992, 1997). Anche FRANCOU (1993) ritiene che la temperatura dell'aria idonea per la presenza di queste forme debba variare fra - 1 °C e - 2 °C, mentre quella compresa fra - 8 °C e - 10 °C indicherebbe la presenza del permafrost continuo.

I rock glaciers rappresentano una realtà incontestabile dei Carpazi Meridionali e un elemento che caratterizza la geomorfologia del dominio periglaciale montano. Contemporaneamente, i rock glaciers ricoprono il ruolo di indicatori morfoclimatici e della presenza del permafrost. Per la catena montuosa carpatica il termine permafrost è stato introdotto da DE MARTONNE nel 1911. POSEA et al. (1976) citato da HAMELIN, COOK (1967) utilizzavano il termine *glaciers d'éboulis*, forme periglaciali che si sviluppano alla base dei versanti o dei dirupi dove le rocce subiscono la gelifrazione. Queste forme sono accumuli di materiale disgregato, ghiaccio e neve, aventi una pendenza di 10°, lunghezza e larghezza variabili.

Per i Carpazi Meridionali, il fenomeno è stato menzionato per la prima volta da SÎRCU e ȘFICLEA (1956) nell'ambito delle loro osservazioni geomorfologiche nel Massiccio Parâng, dove sono denominati *les coulées de pierres (colate di pietre)*. Queste forme sono rappresentative dell'ultima glaciazione.

Per il Massiccio Făgăraș, SÎRCU parlava dell'esistenza di queste forme nelle regioni dei laghi glaciali e dei campi di pietre. Nel 1978, Ichim ha approfondito lo studio del fenomeno e ha presentato per la prima volta le condizioni di formazione dei rock glaciers, fossili e attivi.



Foto 1: rock glacier nella valle glaciale Bălea, sul versante Nord. (Voiculescu, 1997).

Photo 1: rock glacier in the Bălea glacial valley, (north facing slope). (Voiculescu, 1997).



Foto 2: rock glacier nella valle glaciale Paltina, sul versante Sud. (Voiculescu, 2001).

Photo 2: rock glacier in Paltina glacial valley, (south facing slope). (Voiculescu, 2001).

Successivamente, URDEA (1988 a, 1988 b, 1991, 1992, 1993 a, 1998, 2000) ha effettuato i più importanti studi sui rock glaciers carpatici, ma solamente per i Monti Retezat, con brevi riferimenti per i massicci Parâng e Făgăraș. Per il il Massiccio Făgăraș sono stati identificati alcuni rock glaciers (Izvorul Grohotișului, Izvorul Scara, Doamnele, Paltina, Câlțun) nel settore glaciale centrale, cioè in una zona di considerevole altitudine. Nel circo glaciale Sâmbăta, FLOREA (1998) ha identificato due rock glaciers di grandi dimensioni, ben evidenti sul terreno. Inoltre noi abbiamo identificato altri rock glaciers nel circo glaciale Vârtop e nelle parti superiori della valle glaciale Bâlea (foto 1, 2, 3).

Utilizzando tecniche informatiche, presentiamo i modelli di analisi empirico-statistica e fisici, con l'ausilio dei quali abbiamo ottenuto le carte della localizzazione del permafrost.

Questo studio ha carattere preliminare. In un secondo momento occorrerà effettuare il lavoro sul terreno, cioè le misure della temperatura dell'acqua di fusione dei rock glaciers nel mese di agosto e nel mese di settembre. Inoltre, nella stagione fredda, nel mese di febbraio, si dovrà fare la misura del BTS ¹, alla base del manto nevoso. Entrambi i metodi sono stati utilizzati con successo per la prima volta nelle Montagne Retezat (Carpazi Meridionali) da URDEA (1993).

2 - LA LOCALIZZAZIONE DEL PERMAFROST MEDIANTE L'UTILIZZO DI METODI INFORMATICI ED EMPIRICI ALL'ESTERO E IN ROMANIA

Negli ultimi 20 anni sono stati sviluppati metodi indiretti, cioè modelli empirico-statistici e modelli fisici, ai fini di prevedere la distribuzione del permafrost nelle regioni montuose. Questo tipo di approccio si è sviluppato notevolmente in quanto le ricerche sul campo (modelli diretti) sono molto costose e richiedono tempi lunghi, anche se in definitiva restano molto più efficienti, nonostante le difficoltà del terreno e la presenza di pericoli naturali - come valanghe, nebbia, temporali e bufere di neve - le rendano talvolta impossibili.

A partire dal 1990, il computer ha cominciato a essere lo strumento più utilizzato nella realizzazione di questi modelli, grazie anche al contemporaneo, spettacolare sviluppo dei GIS. I primi risultati importanti sono stati ottenuti nelle Alpi Svizzere. Così KELLER ha realizzato (1992) il modello PERMAKART in ARC-INFO utilizzando la relazione pendenza - esposizione - altitudine, sulla base di modelli numerici del terreno. HOELTZE ha sviluppato (1992) il modello PERMAMAP in ARC-INFO utilizzando la relazione fra la temperatura media pluriennale dell'aria (i dati provengono da misure BTS) e la radiazione solare diretta potenziale.

¹ *Bottom Temperature of Snow Cover*: temperature basale del manto nevoso.



Foto 3: rock glacier nel Circo Glaciale Vârtoș, sul versante Sud. (Voiculescu, 2001).

Photo 3: rock glacier in the Vârtoș glacial cirque (south facing slope). (Voiculescu, 2001).

Nel 1997, FRAUENFELDER ha migliorato i modelli precedenti con un nuovo modello (PERMAMOD) che unisce informazioni topo-climatiche, elementi di bio-geografia ed elementi considerati come gli indicatori del permafrost, e cioè i rock glaciers, i depositi di neve perenne e la temperatura estiva dell'acqua di fusione dei rock glaciers.

Nei Carpazi Rumeni, le ricerche in questo contesto sono agli inizi e hanno in generale carattere preliminare. La prima utilizzazione dei GIS per la previsione del permafrost è stata fatta da SZEPESI (1999) per le Montagne di Iezer ², con la realizzazione di un modello sulla relazione altitudine - radiazione solare diretta. In seguito, URDEA e al. (2002) hanno dimostrato la relazione molto stretta tra il permafrost sporadico di bassa altitudine della Detunata Goală (Monti Apuseni ³) e i fattori ecologici locali presenti nel rilievo. TÖRÖK ha realizzato (2003) un modello di previsione del permafrost per le Montagne Retezat ⁴ utilizzando informazioni come la pendenza, l'altitudine, l'esposizione e la temperatura media pluriennale. Allo stesso tempo ha utilizzato le zone poco illuminate dai raggi solari, le zone di potenziale presenza di neve perenne e le zone coperte da detriti e con rock glaciers. Il modello ottenuto è stato verificato confrontando le zone ove la presenza del permafrost è stata effettivamente provata con le misure BTS (URDEA, 1992). La comparazione ha messo in evidenza che il 68% delle zone con permafrost erano state correttamente previste. Questo risultato e il fatto che la parte più elevata delle Montagne Retezat è rappresentativa dal punto di vista morfoclimatico dello stadio alpino dei Carpazi Meridionali, hanno permesso l'applicazione del modello anche nel Massiccio Făgăraș.

² queste montagne rappresentano un'unità ben definita nella parte SE del Gruppo Făgăraș-Iezer (Carpazi Meridionali): sono caratterizzate da un rilievo di impronta glaciale ed altitudini oltre i 2400 m.

³ i Monti Apuseni rappresentano un'unità molto ben individualizzata nella parte Nord dei Carpazi Occidentali.

⁴ i Monti Retezat sono situati all'estremità ovest dei Carpazi Meridionali e si caratterizzano per le cime che superano i 2500 m di altezza, per l'eccezionale rilievo di impronta glaciale e per i processi periglaciali molto attivi.

3 - LA LOCALIZZAZIONE DEL PERMAFROST IN ROMANIA CON ALTRI METODI DI LAVORO

VOICULESCU (2000, 2002), utilizzando gli indici gelo-disgelo in un diagramma di tipo Harris (cf. HARRIS, 1980, 1982), ha messo in evidenza per il Massiccio Făgăraș, in modo comparativo con gli Alti Tatra, le zone dove il permafrost ha caratteri diversificati, cioè continuo, discontinuo e sporadico (fig. 2). Anche PASOTTI (1994), utilizzando un termometro digitale, ha effettuato 15 misure della temperatura del suolo, tra le quote di 1655 m e di 2380 m in stazioni a diversa esposizione e profondità del suolo, nel dominio periglaciale montano. Le misure sono state effettuate alla fine dell'estate e all'inizio dell'autunno. I valori ottenuti sono stati correlati con le temperature dell'aria, che varia nei Carpazi Meridionali secondo il gradiente di 0,63 °C/100 m (PASOTTI, 1994; VOICULESCU, 2002 b).

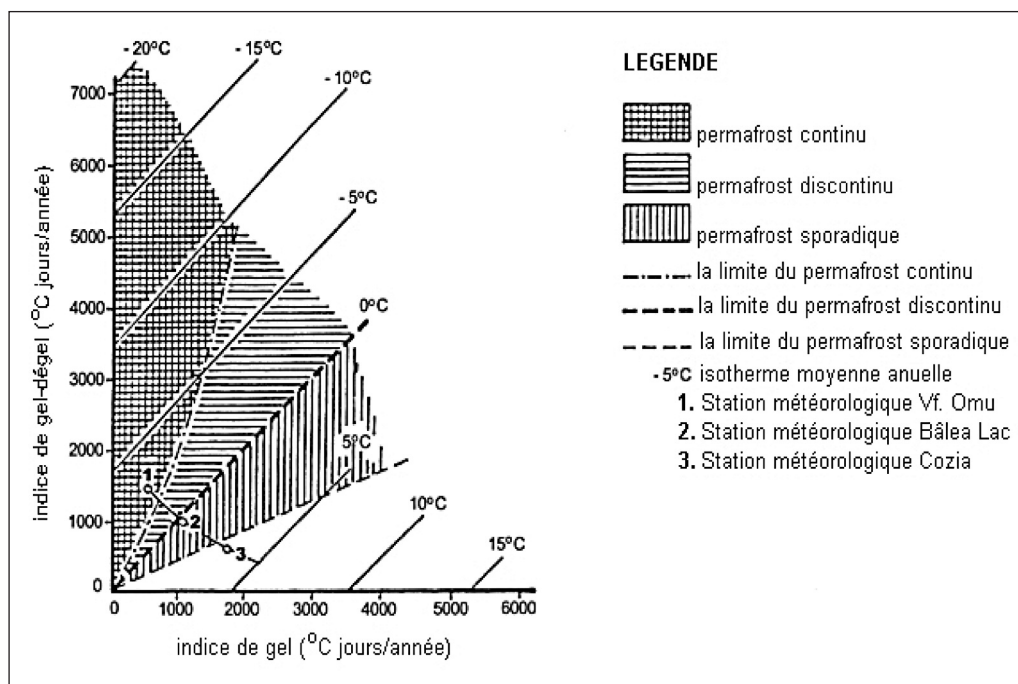


Fig. 2 : il diagramma degli indici gelo-disgelo (tipo Harris) per il Massiccio Făgăraș. (Voiculescu, 2000, 2002).

Fig. 2 : a Harris like diagram of frost-defrost index as regards Făgăraș Massif. (Voiculescu, 2000, 2002).

LEGENDA: (from the top): continuous permafrost; discontinuous permafrost; sporadic permafrost; limit of continuous permafrost; limit of discontinuous permafrost; limit of sporadic permafrost; mean annual isotherm; Vf. Omu weather station; Bălea Lac weather station; Cozia weather station; frost index (°C days/years)

4 - IL METODO DI RICERCA

Nel presente lavoro abbiamo scelto il modello empirico-statistico perché esso utilizza i dati topoclimatici (altitudine, pendenza, esposizione, radiazione solare potenziale, ecc.). E' facile misurare, determinare e poi inserire nel GIS tali parametri. Per l'elaborazione del modello della distribuzione del permafrost, abbiamo stabilito le seguenti tappe:

- 1 - la determinazione dei fattori favorevoli per la distribuzione del permafrost e delle variabili da utilizzare per la costruzione del modello;
- 2 - l'acquisizione dei dati necessari alla realizzazione delle carte digitali;
- 3 - l'analisi spaziale e la sintesi dei risultati per l'identificazione delle zone a permafrost potenziale.

5 - I DATI UTILIZZATI

I dati provengono da diverse fonti. Per l'elaborazione dei modelli numerici del terreno abbiamo utilizzato carte topografiche in scala 1:25000 per i 3 siti di Bălea, Arpaş e Sâmbăta ⁵ e carte topografiche in scala 1:100000 per il Massiccio Făgăraş. Le parti di terreno con superficie coperta da detriti o da rock glaciers e quelle coperte da vegetazione sono state ottenute utilizzando le informazioni tratte dalle carte topografiche, dalle carte geomorfologiche e dalle nostre osservazioni. Abbiamo ottenuto l'altezza del Sole al di sopra dell'orizzonte e l'azimut per l'elaborazione delle carte di illuminazione naturale e la radiazione solare diretta potenziale per l'anno 2002 utilizzando l'*U.S. Naval Astronomical Observatory, Altitude and Azimuth Calculator* (<http://aa.usno.navy.mil/>).

Per la realizzazione del modello digitale della temperatura media pluriennale dell'aria, abbiamo utilizzato i dati della temperatura ottenuti da ȚIȘTEA et al. (1974) con misure dirette effettuate nell'intervallo 1946-1969 in 20 stazioni di altitudine compresa fra i 600 e i 2500 m, distribuite a intervalli di 100 m di quota. Per la realizzazione del modello abbiamo considerato favorevoli per la presenza del permafrost i seguenti fattori:

- una temperatura media pluriennale dell'aria inferiore a 0 °C. L'isoterma - 1°C è considerata il limite fra il permafrost discontinuo ed il permafrost sporadico;
- le zone prive di vegetazione o con vegetazione sporadica (HOELZLE et al., 1993);
- le zone prevalentemente in ombra (FRAUENFELDER, 1998);
- la presenza di rock glaciers e di campi di pietre; la temperatura media pluriennale del suolo di questi depositi è 4-7 °C più bassa rispetto alle zone che ne sono prive (cf. HARRIS et PEDERSEN, 1998). Questo fatto spiega così la presenza del permafrost nelle zone con isoterma inferiore a 0 °C.
- la presenza di depositi di neve perenne (FRAUENFELDER, 1998);
- le zone a pendenza inferiore a 30° (HARRIS e PEDERSEN, 1998).

In generale, si deve considerare che la presenza del permafrost è ridotta nelle regioni ove la temperatura media pluriennale dell'aria è positiva, su superfici coperte da vegetazione ben sviluppata e in zone a forte pendenza. Abbiamo utilizzato i modelli numerici del terreno per ottenere i valori di pendenza, esposizione, curvatura e per delimitare le zone prevalentemente in ombra. Abbiamo scelto le carte Booleaniane necessarie nell'analisi finale: pendenza inferiore a 30°, superfici con esposizione a N, NE e NW e superfici a forme concave. Abbiamo creato il modello digitale della temperatura media pluriennale dell'aria utilizzando l'equazione:

$$Y = 10.933459 - 0.005325 * X$$

dove **Y** rappresenta la temperatura e **X** l'altitudine

L'equazione è stata ottenuta dal calcolo della regressione lineare tra la temperatura media pluriennale dell'aria e l'altitudine, nelle 20 stazioni ad altitudini comprese fra 600 e 2500 m, distribuite a intervalli di 100 m di quota, nel periodo 1946-1969. Il coefficiente di correlazione è:

$$R = - 0.996884$$

Per la verifica del modello abbiamo comparato i valori della temperatura dell'aria ottenute con le misure nella stazione meteorologica Bălea Lac (2070 m), ottenendo una differenza di 0,11 °C.

In seguito abbiamo individuato le altitudini dell'isoterma 0 °C situata a 2055 m e dell'isoterma - 1 °C situata a 2243 m e abbiamo realizzato le linee Booleaniane delle zone situate al di sopra dell'isoterma 0 °C e - 1 °C. Le zone ove la temperatura media pluriennale dell'aria è inferiore a - 1 °C occupano 1,77 km² nella regione del Lago Bălea, 2,30 km² nella regione Arpaş e 1,10 km² nella regione Sâmbăta. Per il Massiccio Făgăraş le superfici situate al di sopra dell'isoterma - 1 °C raggiungono i 31 km², che rappresentano circa il 2% della superficie totale, che è di 1497,20 km²

⁵ il sito Bălea si trova sul versante Nord, nella parte superiore della valle glaciale omonima, il sito Sâmbăta si trova sul versante Nord nel grande circo glaciale, mentre Arpaş si trova sul versante Sud nel circo glaciale omonimo.

(VOICULESCU, 1999-2000; 2002), e il 7% della superficie del dominio alpino del Massiccio Făgăraș, che è di 438,6 km² (VOICULESCU, 1999-2000; 2002). Inoltre le superfici situate al di sopra dell'isoterma 0 °C occupano 132 km², cioè l'8,81% della superficie totale del massiccio e circa il 30% della superficie del dominio alpino.

La radiazione solare rappresenta un fattore topo-climatico di importanza superiore nella distribuzione del permafrost. Si consideri che per le regioni di montagna situate in zone temperate la radiazione solare potenziale è un indicatore più preciso della temperatura media dell'aria, fatto dimostrato dalla stretta correlazione fra la radiazione solare e i valori delle misure BTS (HOELTZE, 1992). In questo contesto, abbiamo realizzato per le regioni studiate carte delle superfici con esposizione N, NE e NW, carte delle regioni con ombra prevalente e carte dell'angolo di incidenza dei raggi solari. Per l'identificazione delle regioni permanentemente in ombra sono state utilizzate carte di illuminazione naturale. Per la data 21 di ogni mese dell'anno 2002 abbiamo realizzato tre carte di illuminazione naturale: per le ore 9, per le ore 12 e per le ore 16. L'U.S. Naval Astronomical Observatory ha fornito i valori dell'azimut e dell'altezza del Sole sopra l'orizzonte. Abbiamo considerato come regioni a ombra prevalente quelle dove l'illuminazione è al di sotto del 30%. Dalle 36 linee Booleaniane prodotte è stato possibile ottenere carte delle regioni permanentemente in ombra tutto l'anno. Per una migliore precisione del modello si è ricorso all'uso delle carte dell'angolo di incidenza dei raggi solari, angolo che è stato calcolato secondo la relazione:

$$\cos a = \cos z \cdot \cos d + \sin d \cdot \sin z \cdot \cos (az - ex)$$

a - rappresenta l'angolo d'incidenza dei raggi solari in un certo punto;

z - rappresenta l'altezza del Sole sopra l'orizzonte;

d - rappresenta la pendenza;

ex - rappresenta l'esposizione;

az - rappresenta l'azimut del Sole

Sono stati così determinati i valori per il momento più caldo del giorno (cioè a mezzogiorno), nell'intervallo novembre-maggio, intervallo in cui è presente la copertura nevosa, considerando favorevoli per la presenza del permafrost i valori dell'angolo di incidenza inferiori a 30°.

Poiché mancano informazioni a lungo termine sulla presenza di depositi di neve perenne, abbiamo identificato le zone dove la neve permane da un anno all'altro, ottenendo in tal modo le superfici che soddisfacessero contemporaneamente alle seguenti condizioni: forma concava, inclinazione al di sotto i 30°, angolo di incidenza dei raggi solari sotto i 30° e giacitura al di sopra dell'isoterma 0 °C.

I modelli digitali sono stati realizzati tenendo conto della risoluzione dei modelli digitali di altitudine. Per le zone di Sâmbăta, Arpaș e Bâlea, dove la risoluzione è elevata (3, 3,5 e 1,5 m), abbiamo analizzato nel dettaglio anche altri parametri: in un primo momento sono state considerate le superfici situate al di sopra dell'isoterma - 1 °C, prive di vegetazione o con vegetazione discontinua, con pendenza inferiore a 30° ed esposizione N, NW e NE. Poi abbiamo studiato anche le zone ove la neve poteva permanere da un anno all'altro e le zone prevalentemente in ombra.

Si deve notare che, in ogni caso, queste ultime presentano pendenze elevate, sui 30°, condizione sfavorevole alla presenza del permafrost. Poiché queste zone si trovano in prossimità di quelle a permafrost possibile, esse hanno il ruolo di favorire il mantenimento di basse temperature. Se poi accolgono detriti o rock glaciers, funzionano anche come enormi "frigoriferi" naturali, che determinano un forte raffreddamento delle correnti d'aria dentro la massa detritica e rivestono così indirettamente un ruolo favorevole alla presenza del permafrost (fig. 3, 4 e 5).

Nel Massiccio Făgăraș, a causa della bassa risoluzione del modello digitale delle quote, ottenuto da carte topografiche a scala 1:100000, abbiamo optato per l'analisi alla mesoscala. Il modello ottenuto ha carattere generale e orientativo e prende in considerazione le superfici al di sopra dell'isoterma - 1 °C ed esposizione N, NE, NW (fig. 6).

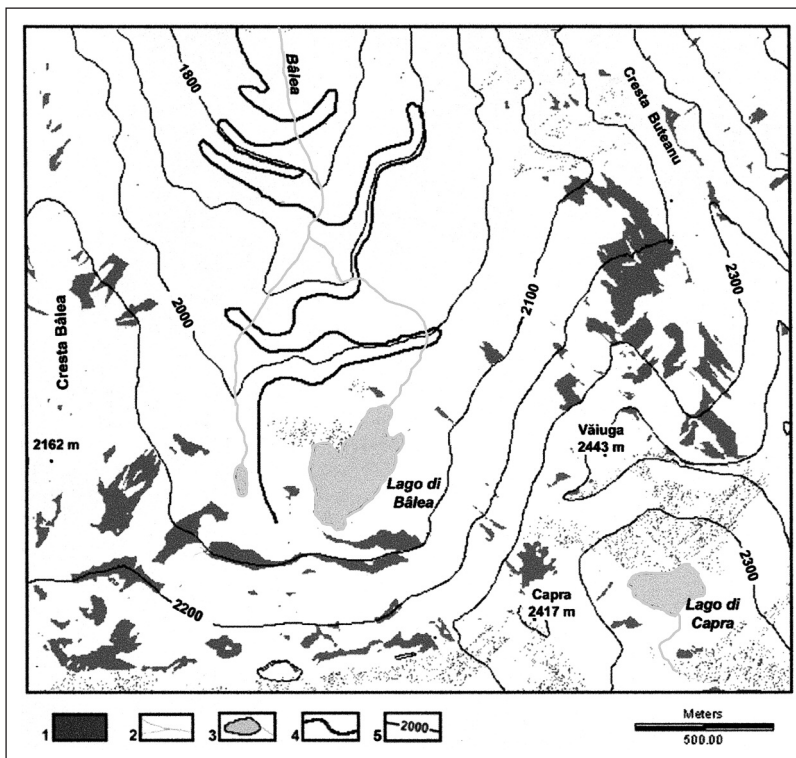


Fig. 3: la carta delle zone a permafrost possibile nel circo glaciale Bálea. (1: permafrost possibile; 2: reticolo idrografico; 3: lago glaciale; 4: la strada d'altitudine "Transfăgărășanul"; 5: isoipse).

Fig. 3: map of areas with possible permafrost in Bálea glacial cirque. (1: possible permafrost; 2: hydrographic grid; 3: glacial lake; 4. "Transfăgărășanul" (road of altitude); 5: contour lines).

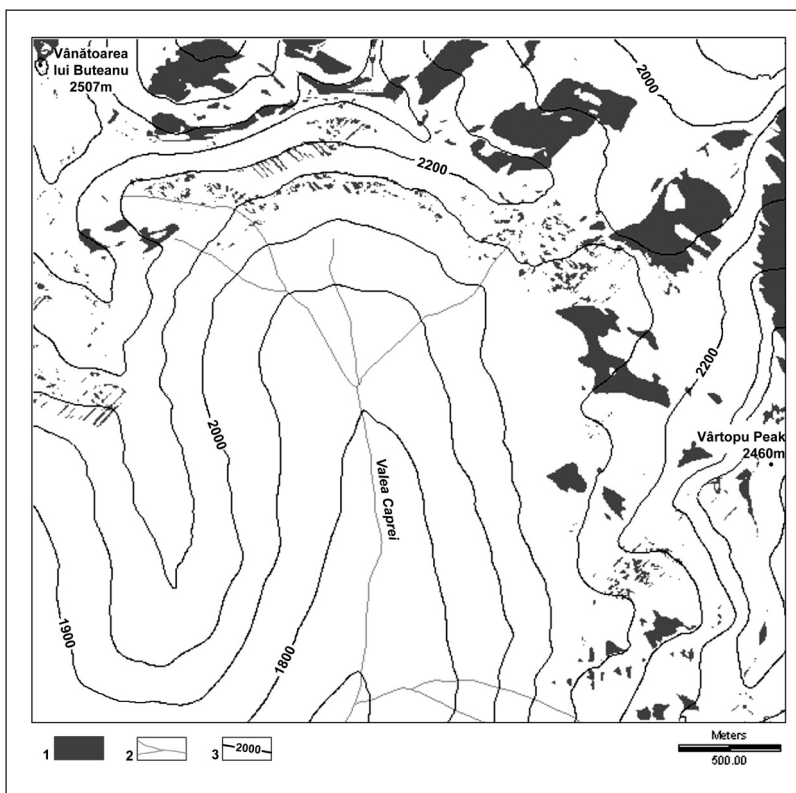


Fig. 4: la carta delle zone a permafrost possibile nel circo glaciale Fundu Caprei. (1: permafrost possibile; 2: reticolo idrografico; 3: isoipse).

Fig. 4: map of areas with possible permafrost in Fundu Caprei glacial cirque. (1: possible permafrost; 2: hydrographic grid; 3: contour lines).

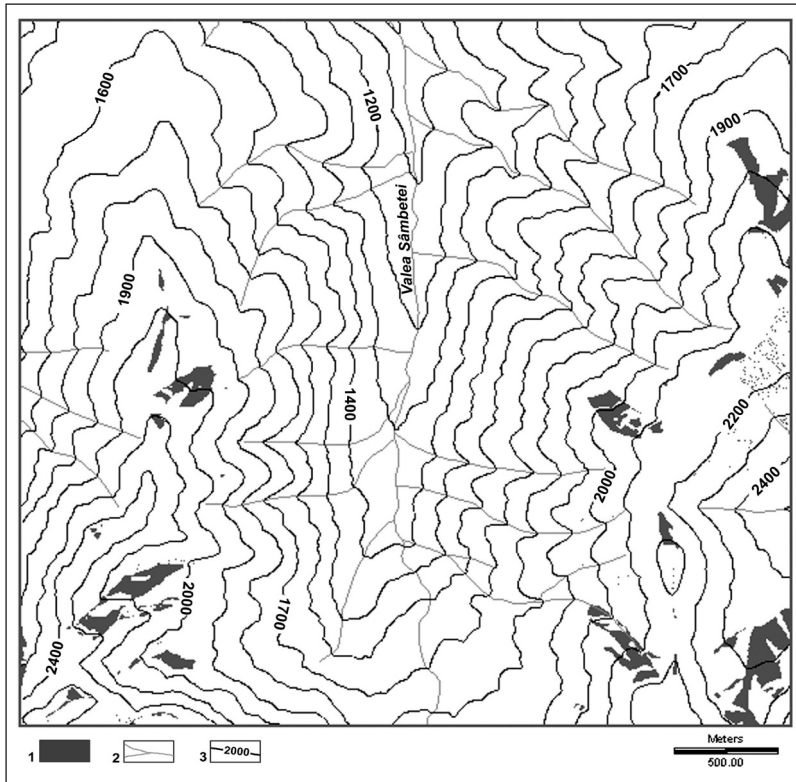


Fig. 5: carta delle regioni a permafrost possibile nel circo glaciale Sâmbăta. (1. permafrost possibile; 2. reticolo idrografico; 3. isoipse).

Fig. 5: map of areas with possible permafrost in Sâmbăta glacial cirque. (1. possible permafrost; 2. hydrographic grid; 3. contour lines).

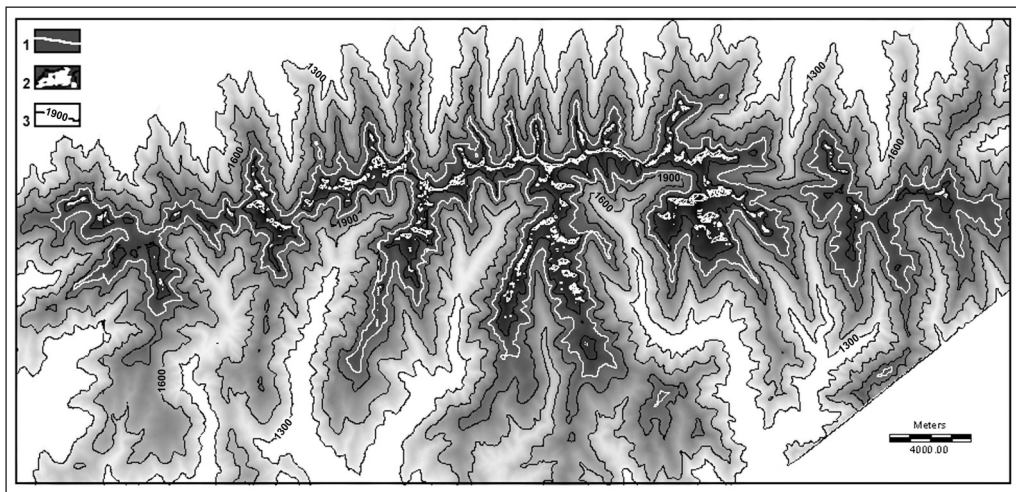


Fig. 6: la carta delle regioni a permafrost possibile nel Massiccio Făgăraș. (1: isoterma 0 °C; 2: permafrost possibile; 3: isoipse).

Fig. 6: map of areas with possible permafrost in Făgăraș Massif. (1: 0 °C isotherm; 2: possible permafrost; 3: contour lines).

6 - CONCLUSIONI

Riteniamo che i modelli empirico-statistici con l'utilizzo di tecniche informatiche rappresentino un buon metodo d'analisi della previsione del permafrost d'altitudine nelle regioni dove non esistono misure dirette del terreno, oppure dove la morfologia sia molto accidentata e i fenomeni di rischio (valanghe, nebbie, tempeste di neve, ecc.) ne impediscano la futura realizzazione. L'esattezza dei modelli dipende dalla calibratura del modello numerico del terreno, così come dai fattori analizzati.

Ovviamente, in un secondo tempo, si dovranno confrontare sul terreno i risultati ottenuti con questi metodi con i dati di misura diretta: si tratta di misure della temperatura delle acque alla fronte dei rock glaciers nel mese di agosto e di settembre. Infine, nella stagione fredda, nel mese di febbraio occorre fare le misure del BTS, alla base del manto nevoso.

BIBLIOGRAFIA

- FRANCOU, B. (1993) - *Hautes Montagnes, passion d'exploration*, MASSON, 202 pag.
- FRAUENFELDER, R., ALLGOWER, B., HAEBERLI, W. AND HOELZLE, M. (1998) - *Permafrost investigations with GIS-a case study in the Fletschhorn area, Wallis, Swiss Alps*, Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, NWT, Canada, 291-295.
- FUNK, M., HOELZLE, M. (1992) - *A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafros.*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, 139-142.
- ICHIM, I. (1978) - *Rock glaciers phenomenon in the Romanian Carpathians*, Rev. Roum., Géol., Géophys. et Géogr., Série, Tome 23, 2, București.
- ICHIM, I., RĂDOANE, MARIA, RĂDOANE, N. (1979) - *Dinamica etajelor morfoclimatice din Munții Rodnei în postglaciar*, Ocrotirea naturii și a mediului înconjurător, t. 23, 2, Editura Academiei R.S.R..
- HARRIS, S., A. (1980) - *Distribution of active and rock glaciers compared to the distribution of permafrost landforms, based on freezing and thawing indices*, Canadian Journal Earth Scientific, vol. 18.
- HARRIS, S., A. (1982) - *Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indices*, Biuletyn Periglacialny, 29.
- JENSEN, J. (1999) - *An analysis of permafrost distribution on Plateau Mountain, Alberta using the Geographic Information System ARC/INFO*. Geography 547 Final Project;
- KELLER, F. (1992) - *Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO*. Permafrost and Periglacial Processes, 3, 133-138.
- POSEA, GR., GRIGORE, M., POPESCU, N., IELENICZ. (1976) - *Geomorfologie*, Ed. Did. și Pedagogică, București.
- PRICE, M., HEZWOOD, I. (1994) - *Mountain Environments and Geographic Information Systems*, Taylor & Francis, London, 309.
- SÎRCU, I. (1971) - *Geografia fizică a R.S.R.*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- SÎRCU, I., ȘFICLEA, V. (1956) - *Cîteva observații geomorfologice în Munții Parângului și Sureanului*, Analele Științifice ale Universității "Al. I. Cuza" din Iași (Serie nouă), secțiunea II, (Științe Naturale-Geografie), t. II, fasc. 2.
- SZEPESI, A. (1998-1999) - *Gibt est im Ieyer Gebirge Dauerfrohböden?* Studii și cercetări de Geogr., t. XLV-XLVI, Edit. Academiei, București, pp. 51-60.
- TÖRÖK-OANCE M. (2003) - *Geographic Information Systems as a tool for permafrost investigation. A case study in the west part of Southern Carpathians (Romania)*, Geomorphologia Slovaca, vol. 3, Bratislava (sub tipar).
- ȚIȘTEA, D., NEACȘA, O. ȘI COLAB. (1974) - *Variația altitudinală a principalilor parametri climatici în zona Bâlea-Capra din Masivul Făgăraș*, St. clim., I, IMH, București.
- URDEA, P. (1988 a) - *Considerații asupra formării ghețarilor de pietre din Munții Retezat*, Stud., cerc., geol., geofiz., geogr., Geografie, t. XXXV, 85-90.
- URDEA, P. (1988 b), *Considérations sur les glaciers de pierres des Montagnes du Retezat*, Anal., șt. Univ. Al. I. Cuza", Iași, (serie nouă), secț I, b., Geologic-geografie, t. XXXIV, 65-69.
- URDEA, P. (1991) - *Rock glaciers and other periglacial phenomena in the Southern Carpathians*, Anal. Univ. Oradea, fasc. Geografie, 13-26.
- URDEA, P. (1992) - *Rock glaciers and periglacial phenomena in the Southern Carpathians*, Permafrost and Periglacial Processes, vol. 3, 267-273.
- URDEA, P. (1993 a) - *Permafrost and periglacial forms in the Romanian Carpathians*, Proceedings of Sixth International Conference on Permafrost, Beijing, July 5-9, South China University of Technology Press, vol. I, 631-637.
- URDEA, P. (1993 b) - *Modalități de depistare a permafrostului montan, cu exemplificări din România*, Geographica Timisiensis, vol. II, 21-25.

- URDEA, P. (2000) - *Un permafrost de joasă altitudine la Detunata Goală (Munții Apuseni)*, Revista de Geomorfologie, t. II, București.
- VOICULESCU, M. (1999-2000) - *Considerații asupra morfometriei și a indicilor de retenție a apei în sol, din Masivul Făgăraș*, Geographica Timisiensis, Timișoara, vol. VIII, 199-210.
- VOICULESCU, M. (2000) - *Considerations about permafrost prediction in the Făgăraș Massif (Southern Carpathians)*, Studia Geomorphologica Carpatho-balkanica, Vol. XXXIV, Polska Akademia Nauk-Oddział W Krakowie, Komisja Nauk Geograficznych, 2000, 123-135.
- VOICULESCU, M. (2002 a) - *Fenomene geografice de risc în Masivul Făgăraș*, Ed. Mirton, Timișoara, 231.
- VOICULESCU, M. (2002 b.) - *Studiul potențialului geoecologic al Masivului Făgăraș și protecția mediului înconjurător*, Editura Mirton, Timișoara, 376 pag. <http://aa.usno.navy.mil/>

ABSTRACT

La localizzazione del permafrost, e delle sue caratteristiche, nel Massiccio del Făgăraș (Carpazi Meridionali rumeni) è oggi indagabile mediante diverse metodiche, sperimentate anche in altre zone montuose (Alpi). Nel presente lavoro, che ha carattere preliminare, si è scelto di utilizzare il modello empirico-statistico, che prevede l'uso di parametri topografico-climatici quali l'altitudine, la pendenza, l'esposizione, la radiazione solare potenziale (forse l'indicatore più preciso), la temperatura media pluriennale locale, integrati in un GIS. Per la realizzazione del modello abbiamo considerato favorevoli per la presenza del permafrost i seguenti fattori: una temperatura media pluriennale dell'aria inferiore a 0 °C; le zone prive di vegetazione o con vegetazione sporadica; le zone prevalentemente in ombra; la presenza di rock glaciers e di campi di pietre; la presenza di depositi di neve perenne; le zone a pendenza inferiore a 30°. Il metodo ha dato buoni risultati, soprattutto per le zone dove non esistono misure dirette del terreno, oppure dove la morfologia sia molto accidentata o siano presenti fenomeni di rischio (valanghe, tempeste di neve, ecc.). In un secondo tempo, si dovranno confrontare sul terreno i risultati ottenuti con questi metodi con misure dirette, inerenti soprattutto la temperatura delle acque alla fronte dei rock glaciers in estate e il BTS invernale.

Parole chiave: *permafrost, Carpați Meridionali rumeni, Massiccio del Făgăraș, modelli empirico-statistici*

The status of the permafrost in the Făgăraș Massif (Southern Rumanian Carpathian Mountains), and its characteristics, is being studied with the help of several methods tested in other mountain areas (Alps). This paper, a preliminary work, deals with the statistical-empirical model, making use of topographic-climatic parameters such as altitude, slope, exposition, potential solar radiation (probably the most accurate indicator) and mean multiannual local temperature, all fed into a GIS system. While building the parameters of the model, we have considered positive factors for the presence of permafrost: a mean multiannual atmospheric temperature below 0° C; areas with no or scant vegetation; sites mostly in the shade, the presence of rock glaciers and talus; areas with permanent snow fields; slopes with slant below 30°. The method has produced good results, especially for those areas with no on-site measurements or with difficult morphology or subject to various hazards (avalanches, snow storms, etc.) A further step will involve direct, on-site measurements for a comparison against the predicted results, especially the summer temperature of the waters out of rock glaciers and the winter BTS.

Keywords: *permafrost, Southern Rumanian Carpathians, Făgăraș Massif, empirical-statistical model*

De nos jours on peut analyser et étudier la localisation du permafrost et ses caractéristiques dans le Massif du Făgăraș (Carpathes Roumains Méridionaux) grâce à des nouvelles méthodes, qui ont été utilisées même sur les Alpes. Cet étude préparatoire se base sur un procédé empirique-statistique, qui utilise des paramètres de la topographie et du climat, par exemple altitude, pente, exposition, rayonnement solaire potentiel (probablement la donnée la plus précise), température moyenne locale des années, tous intégrés dans un GIS. Pour la réalisation de ce modèle, les facteurs suivants ont été favorables à la présence du permafrost : température moyenne de l'air au-dessous de 0 °C; surfaces sans végétation ou avec végétation sporadique; surfaces essentiellement ombragées; présence de *rock glaciers* et de champs de pierres; présence de dépôts de neige pérenne; pentes inférieures à 30°. Cette méthode a donné des informations satisfaisantes, surtout pour les territoires dont on n'a pas de mesures directes du territoire, ou bien des régions avec une morphologie accidentée ou qui présentent des phénomènes périlleux (avalanches, tempêtes de neige, etc.). Après ça, il faudra faire une comparaison entre les données de cette méthode-ci et les mesures relevées directement sur le territoires, surtout la température des eaux au front des *rock glaciers* pendant l'été et le BTS pendant l'hiver.

Mots clés: *permafrost, Carpathes Roumains Méridionaux, Massif du Făgăraș, procédés empiriques-statistiques*

Mircea VOICULESCU, Marcel TÖRÖK

**PERMAFROST OCCURRENCE IN FĂGĂRAȘ MASSIF BY MEANS OF
INFORMATIC METHODS
(SOUTHERN RUMANIAN CARPATHIANS)**

1 - INTRODUCTION

In this study we preliminary report *permafrost* related issues, its expected occurrence and its features, in a mountainous region that is typical of Southern Carpathians and of the whole Carpathian Chain in general. The chain under study is the Făgăraș Massif (fig. 1) that spans over a surface of about 1500 km² (VOICULESCU, 2002) and is characterized by broad heights with wide glacial cirques (simple, on different levels and complex) and valleys of glacial genesis.

Fig.1: see page 155

In the current climatic period, periglacial phenomena have been observed in high altitude areas of the massif. These phenomena exhibit a great variety of different processes and occur with a high spatial frequency if we take into account that the alpine area which is, from the morphoclimatic point of view, typical of periglacial stage, covers an extension of 438,6 km² with an elevation of 1000-1100 m asl.

Permafrost is the main expression of the periglacial phenomenon and it consists of a layer of soil and rocks that remains frozen for at least 2 years (BROWN, PEWE, 1973, quoted by URDEA, 1993). In order to define its features and its spatial range, the altitude of the 0°C isotherm has to be taken into account or better the -1°C isotherm, that represents the lower limit of the discontinuous permafrost as well as the rock glaciers. This phenomenon was first detected in the Alps (CORTE, 1976, quoted by ICHIM, 1979; ICHIM et al., 1979; BARSCH, 1978; HAEBERLI, 1978, quoted by URDEA, 1992,1997). FRANCOU (1993) too believes the air temperature suitable for the presence of these landforms should range from -1 °C to -2 °C whereas the one ranging between -8 °C and -10 °C supposedly indicates the presence of continuous permafrost.

Rock glaciers are an evident presence in Southern Carpathians and a typical element which characterizes the geomorphology of the periglacial mountain area. At the same time they play the role of morphoclimatic indicators as well as of the permafrost occurrence. As regards the Carpathian chain "permafrost", as a scientific term, was introduced by DE MARTONNE in 1911. POSEA et al. (1976), as quoted by HAMELIN and COOK (1976), made use of the term "*glaciers d'éboulis*": i.e. periglacial landforms developing at the bottom of the slope or cliffs where rocks undergo a gelifluxion process. These forms are broken up debris heaps, ice and snow with a 10° gradient and variable length and width.

As far as Southern Carpathians are concerned, this phenomenon has been mentioned for the very first time by SIRCU and ȘFICLEA (1956) during their geomorphologic surveys in the Parâng Massif where these forms are defined as "*les coulées de pierres*" (i.e. rock flows). These forms are typical of the last glaciation.

With regard to the Făgăraș Massif, SIRCU mentioned the occurrence of these forms in the glacial lakes areas and in the rock fields ones. In 1978 ICHIM studied the phenomenon in depth and, for the first time, he identified the conditions under which rock glaciers, both fossil and active ones, form.

Photo 1: see page 156

Photo 2: see page 157

Afterwards, URDEA (1988 a, 1988 b, 1991, 1992, 1993 a, 1998, 2000) carried out the most important research on the Carpathian rock glaciers ever done, but regarding only Retezat Massif with brief references to Parâng and Făgăraș Massif. As far as Făgăraș Massif is concerned, a few rock glaciers (Izvorul Grohotișului, Izvorul Scara, Doamnele, Paltina, Călțun) have been mapped in the central glacial area that is in a high altitude environment. In the Sâmbăta glacial cirque, FLOREA (1998) identified two large sized rock glaciers clearly visible on the ground. Furthermore, we have identified some other rock glaciers in the Vârtoș glacial cirque and in the higher parts of Bălea glacial valley (photo 1 2 and 3).

Using informatic methods we report the models of empirical-statistical and physical analysis by means of which we were able to produce maps showing the permafrost occurrence.

This is only a preliminary study. Later on it will be necessary to carry out on field surveys, i.e. collecting data on rock glaciers water of fusion temperature in August and September. Furthermore, during the cold season in February, a BTS¹ measurement must be carried out at the bottom of the snow cover. Either methods have been successfully used for the first time in Retezat mountains (Southern Carpathians) by URDEA (1993).

¹ BTS: Bottom Temperature of Snow Cover.

2 - IDENTIFICATION OF PERMAFROST DISTRIBUTION IN RUMANIA AND ABROAD BY MEANS OF INFORMATIC AND EMPIRICAL METHODS

Indirect methods, that are empirical-statistical models and physical ones, have been developed in the last two decades in order to predict permafrost occurrence in mountain regions. This kind of approach has been greatly developed due to the fact that on field surveys (direct methods) are quite expensive and time consuming even though, in the long run, they are much more effective, despite the ground difficulties and natural risks such as avalanches, fog, thunderstorm, snow storm sometimes make them impossible to be carried out.

Starting from 1990, computer began to be the most widely exploited tool to create these models, also thanks to the contemporary and outstanding development of the Geographic Information System (GIS). The first remarkable results were obtained in the Swiss Alps. KELLER, in 1992, developed the PERMAKART model in ARC-INFO using the slope-exposure-altitude relation, based on numerical models of the ground. Furthermore, in the same year, HOELTZE developed the PERMAMAP model in ARC-INFO, using the relation between the mean multiannual air temperature of winter snow cover (BTS) and the potential direct solar radiation.

Photo 3: see page 158

In 1997, FRAUENFELDER improved the previous models by means of a new one that combines topoclimatic information, bio-geography elements and elements linked to the presence of permafrost such as rock glaciers, perpetual snow deposits and the summer temperature of rock glaciers melting water.

In Romanian Carpathians, studies in this field are at the very beginning and at a preliminary stage. The first application of GIS to predict permafrost occurrence was carried out by SZEPESI (1999) as far as Iezer² Mountains are concerned; he developed a model based on the relation between altitude and direct sun radiation. Later on, URDEA et al. (2002) pointed out the close link between the sporadic permafrost of low-altitude mountain areas in Detunata Goală (Apuseni³ Mountains) and the local ecological factors present on that mountain. A model able to predict permafrost occurrence in Retezat⁴ Mountains was carried out by TOROK in 2003 using information such as slope, altitude, exposure and mean multiannual temperature. He also studied low sun exposure areas, areas with potential perpetual snow presence and those debris covered and with rock glaciers. The resulting model has been tested comparing areas where permafrost occurrence has been really proved with BTS measurements (URDEA, 1992). This kind of comparison showed that 68% of the permafrost covered areas were correctly identified. This result, together with the fact that the higher zone of Retezat mountain is typical, from the morphoclimatic point of view, of the alpine area of the Southern Carpathians, allowed the application of the model to the Făgăraș Massif too.

3 - PERMAFROST DETECTION IN RUMANIA WITH OTHER WORKING METHODS

Using frost-defrost index in a Harris diagram, VOICULESCU (2000, 2002) pointed out, in the case of Făgăraș Massif compared with Alti Tatra, the areas where permafrost is diversified, i.e. continuous, discontinuous and occasional (fig. 2). PASOTTI (1994) too, using a digital thermometer, carried out 15 surveys of ground temperature between 1655 m and 2380 m of altitude in areas with different exposure and ground depth in a mountain periglacial environment. The surveys were carried out at the end of the summer and at the beginning of the autumn. These results were compared to the air temperature that in Southern Carpathians changes according to a gradient of 0,63 °C/100m (PASOTTI, 1994; VOICULESCU, 2002 b).

Fig. 2: see page 159

4 - METHOD OF STUDY

In this study we chose the empirical-statistical model because the topoclimatic data are just those being used (altitude, slope, exposure, potential solar radiation, etc.). It is easy to measure, to establish and to put such parameters into GIS. In order to work out the model of permafrost distribution we established the following steps:

1 - assessment of the factors linked to permafrost distribution and the variables to be used to work out the model;

² these mountains are a well defined unity in the SE part of the Făgăraș-Iezer Group (Southern Carpathians): they are characterized by glacial genesis heights and elevation over 2400 m a.s.l.

³ Apuseni Mountains are a very well defined unity in the Northern part of Western Carpathians.

⁴ Retezat Mountains are located in the western end of the Southern Carpathians and are characterized by summits over 2500 m a.s.l., by the outstanding heights of glacial genesis and by their active periglacial processes.

- 2 - acquisition of data necessary to elaborate digital maps;
- 3 - spatial analysis and synthesis of the results to identify potential permafrost areas.

5 - DATA USED

Data come from different sources. In order to work out numerical models of the ground we used topographic maps to the scale of 1:25000 for Bălea, Arpas and Sâmbăta sites⁵ and to the scale of 1:100000 for Făgăraș Massif. Debris covered portions of ground or rock glaciers covered ones and those vegetation covered were obtained using information drawn from topographic maps, geomorphologic maps and our own personal observations. We used US. Naval Astronomical Observatory, Altitude and Azimuth Calculator (<http://aa.usno.navy.mil/>), to get the height of sun above the horizon and the azimuth to work out maps of natural lighting and the potential direct solar radiation for 2002 yr.

In order to define the digital model of the mean multiannual air temperature we used temperature data measured by TIȘTEA et al. (1974) through direct surveys carried out between 1946 and 1969 in 20 sites at an altitude ranging from 600 m and 2500 m a.s.l. with a height distribution of 100 m between each other. The parameters we assumed to be mostly related to permafrost occurrence are the following:

- a mean multiannual air temperature lower than 0 °C. - 1 °C isotherm is assumed as the limit between discontinuous and sporadic permafrost;
- areas where the vegetation cover is absent or discontinuous (HOELZLE et al., 1993);
- areas mainly in the shade (FRAUENFELDER, 1998);
- rock glaciers and stone fields occurrence; the mean multiannual ground temperature of this kind of deposits is 4-7 °C lower than debris free areas (HARRIS et PEDERSEN, 1998). This fact can explain permafrost occurrence in areas which isotherm is lower than 0 °C;
- the presence of perpetual snow deposits (FRAUENFELDER, 1998);
- areas which slope is lower than 30° (HARRIS et PEDERSEN, 1998).

Generally permafrost is reduced in those areas where the mean multiannual air temperature is positive, the ground is steep and the vegetation cover is fully grown. We used numerical model of the ground to get slope, exposure and curvature values and to mark the boundary of the areas mostly in the shade. We chose the Booleanian maps necessary for the final analysis: slope lower than 30°, surfaces with N, NE, NW exposure and concave ones. We then set the digital model of mean multiannual air temperature using the equation:

$$Y = 10.933459 - 0.005325 * X$$

where **Y** is the temperature and **X** is the altitude.

The equation resulted from the linear regression between the mean multiannual air temperature and the altitude data collected between 1946 and 1969 in 20 sites with an altitude ranging from 600 m and 2500 m. a.s.l. and with an elevation distribution of 100 m between each other. The correlation factor is:

$$R = - 0.996884$$

To test the model we compared the air temperature data resulting from surveys in Bălea Lac weather station (2070 m) and the difference was 0,11 °C.

Tan we determined the altitudes of 0 °C isotherm placed at 2055 m and of - 1 °C one placed at 2243 m and we defined the Booleanian lines of the areas above those isotherms. Areas where the mean multiannual air temperature is lower than - 1 °C cover an area of 1,77 km² in the Bălea Lac district, 2,30 km² in the Arpas region and 1,10 km² in the Sâmbăta district. As far as Făgăraș Massif is concerned, areas above - 1 °C isotherm span over a surface of 31 km² out of a total surface of 1497,20 Km² (that is 2% of this total surface) and out of 438,6 km² of the alpine dominium surface of the Făgăraș Massif (that is 7%) (VOICULESCU, 1999-2000; 2002). Moreover, surfaces above 0°C isotherm cover an area of 132 Km² that is 8,81% of the total massif surface and about 30% of the surface of the alpine dominium. Solar radiation is far the better of topoclimatic factors as regards permafrost distribution. As a matter of fact in mountainous areas placed in temperate zones, the potential solar radiation is, as shown by the close link between the solar radiation and BTS data, a parameter by far more accurate than the mean air temperature (Hoeltze, 1992). In this framework we set, for the studied regions, maps of surfaces with N, NE and NW exposure, maps of areas mainly in the shade and maps regarding the angle of incidence of solar rays. In order to define the permanently in the shade areas, maps of natural illumination were used.

⁵ Bălea site is located in the upper part of Bălea glacial valley, on the north facing slope; Sâmbăta site is on the north facing slope of the main glacial cirque while Arpas one is on the south facing slope of Arpas glacial cirque.

On the 21st of each month of 2002 yr, we set three maps of natural illumination: at 9 a.m, noon and 4 p.m. US. Naval Astronomical Observatory supplied the azimuth values and of the height of sun above the horizon. Areas with illumination lower than 30% were considered to be mainly in the shade. Thanks to the 36 obtained Booleanian lines we could define maps of the areas permanently in the shade all over the year. The model was made more accurate using maps of the angle of incidence of sunrays; this angle has been calculated according to the relation :

$$\cos a = \cos z \cdot \cos d + \sin d \cdot \sin z \cdot \cos (az - ex)$$

where:

a is the angle of incidence of sunrays in a specific point;

z is the height of sun above the horizon;

d is the slope;

ex is the exposure;

az is the sun azimuth

In this way the values of the wormer moment of the day (midday) were calculated in the period between November and May, when the snow cover is present; taking into account as more favorable to permafrost occurrence those values of angle of incidence lower than 30°.

As there's lack of long term information about the presence of perpetual snow deposits, we have pointed out areas where snow persists from one year to the others thus determining those surfaces able to fit all of these requirements at the same time: concave shape, slope lower than 30°, angle of incidence of sunrays below 30° and altitude above 0°C isotherm.

Digital models were established by taking into account the resolution of altitude digital ones. Regarding Sâmbăta, Arpas and Bălea areas, where resolution is high (3-3,5 and 1,5 m) we analyzed in detail other parameters too: first of all areas above - 1 °C isotherm with no vegetation at all or with a discontinuous one, with slope lower than 30° and N, NW and NE exposure were considered. Then we analyzed areas where snow could persist year after year and zones mainly in the shade. We should notice that anyway the latter have a steep slope, about 30°, and in these conditions permafrost is hard to be found. As these areas are close to regions where permafrost is present they play the role of maintaining low temperatures. Moreover, if there are debris or rock glaciers they also play the role of "big natural refrigerators" which cause a strong cooling of air currents within the debris mass and therefore indirectly favor the presence of permafrost (fig. 3, 4, 5).

In the Făgăraș Massif, due to the low resolution of the digital model of altitudes obtained from topographic maps on a scale of 1:100000, we chose the mesoscale analysis. This model is a general and indicative one and take into account surfaces over - 1 °C isotherm with a N, NE, NW exposure (fig. 6).

Fig. 3 and 4: see page 162

Fig. 5 and 6: see page 163

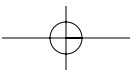
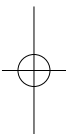
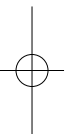
6 - CONCLUSIONS

We believe that empirical-statistical models, together with informatics techniques, are good methods of analysis to establish altitude permafrost occurrence in areas where direct measurements of the ground doesn't exist, or where morphology is particularly uneven and risk phenomena (avalanches, fog, snow storm, etc.) prevent such measurements. The accuracy of the models depends on the calibration of the numerical model of the ground as well as on the factors taken into account.

It is obvious that later on, results obtained through these methods are to be compared to data directly measured on the ground such as measurements of the water temperature on the front of rock glaciers in August and September. In the end, during the cold season, in February, BTS surveys at the bottom of the snow cover have to be done.

REFERENCES (*see pages 164-165*)

ABSTRACT (*see page 165*)



Guido Di Gallo (*)

REVISIONE FOTOGRAFICA DEI GHIACCIAI DEL MONTE CANIN (Agosto 2003)

Nel numero V di *Terra glacialis*, a cura di Andrea Almasio, venne presentato un rapporto sullo stato attuale dei ghiacciai del Monte Canin e dei suoi satelliti, con relativo itinerario di visita. Le immagini e i dati si riferivano in quell'occasione a visite compiute nelle estati 2000 e 2001, oltre che a una ricostruzione storica delle osservazioni glaciologiche compiute in questo settore montuoso. Posti all'estremo limite orientale del glacialismo italiano, gli apparati glaciali del Monte Canin, nel corso del XX secolo, si sono man mano smembrati, fino a ridursi a piccoli glacionevati e a semplici conoidi di valanga. Negli Anni Ottanta, nel gruppo montuoso si riconoscevano ancora due unità di una certa importanza: i ghiacciai Occidentale e Orientale del Canin. Più ad Est, separati dallo sperone roccioso che congiunge il Monte Ursic al Bila Pec, si conservavano, quali relitti del passato, i glacionevati dell'Ursic e del Prestrelenig. Come si evidenziava nell'articolo citato, anche i Ghiacciai del Canin nelle estati 2000 e 2001 si presentavano ormai ridotti a piccoli lembi tra loro disgiunti. Agli inizi del mese di agosto 2003 siamo andati a controllarne l'eventuale sopravvivenza, visto il perdurare, e anzi l'accentuarsi, del trend climatico sfavorevole alla conservazione delle masse nivoglaciali, in modo particolare per quelle situate a quota assai modesta, senza dubbio sensibili più di altre alle alte temperature estive. Per un inquadramento geografico del Gruppo del Monte Canin e dei suoi apparati glaciali attuali si veda lo stralcio cartografico sottostante (fig. 1).

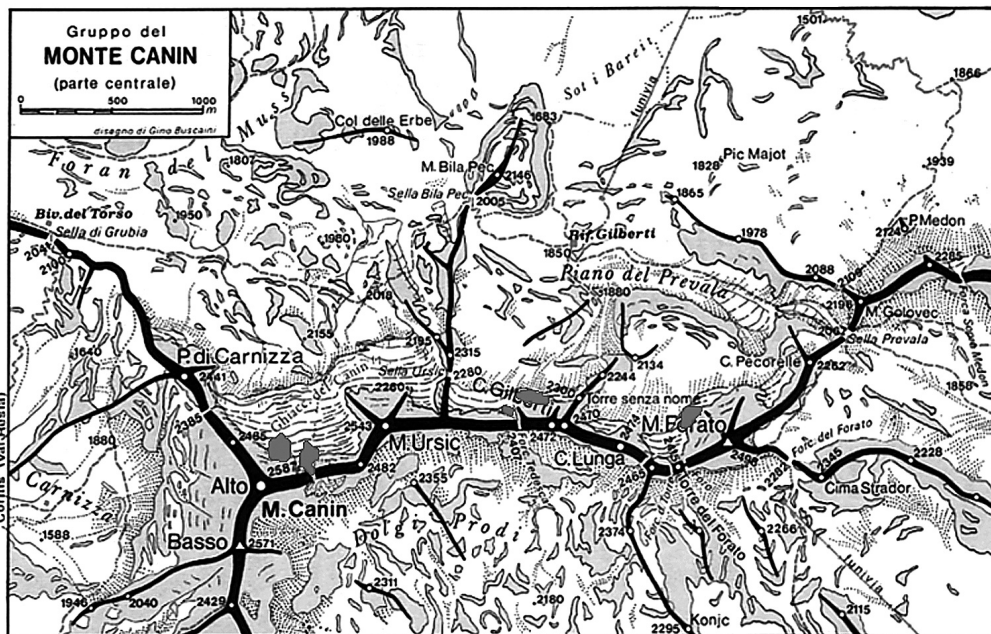


Fig. 1: carta topografica del Massiccio del Monte Canin. In nero sono evidenziati i piccoli apparati glaciali residuali, in ordine da sinistra a destra: 1, 2) glacionevati del Monte Canin Occidentale II e I; 3) glacionevato di Cima Gilberti; 4) glacionevato del Monte Forato. (dai tipi CAI-TCI Alpi Giulie, G. Buscaini, 1974, ridisegnato).

Fig. 1: topographical map of the Monte Canin Massif. The small residual glacial units are in black, from left to right: 1, 2) glacierettes of the Western Monte Canin I and II; 3) glacierette of Cima Gilberti; 4) glacierette of the Monte Forato. (from the types CAI-TCI Julian Alps, G. Buscaini, 1974, redrawn).

* Servizio Glaciologico Lombardo. E-mail: guido.digallo@fastwebnet.it.

L'eccezionale andamento meteorologico dell'anno 2003 ha in effetti dissolto gli accumuli nevosi invernali e già all'inizio del mese di agosto l'intera zona risulta essere priva di campi nevosi dell'annata. Osservando il settore montuoso da Est a Ovest (aree scure in fig. 1), si riconoscono quattro piccoli apparati glaciali residuali: il glacionevato del Monte Forato (foto 1 e 2), il glacionevato della Torre Gilberti (foto 3), e due glacionevati appartenenti a quello che era il Ghiacciaio Occidentale del Canin (per comodità identificati come Monte Canin Occidentale I e II) (foto 4, 5, 6). Nel complesso, dunque, in questo settore delle Alpi Giulie ormai non si rinvergono più ghiacciai veri e propri, in quanto non si evidenzia alcun movimento delle masse glaciali (a parte, dubitativamente, l'apparato del Monte Canin Occidentale I): si osservano solo piccoli glacionevati residuali che a volte si prolungano nei canali delle pareti soprastanti.

Più in dettaglio, spostandosi da Est ad Ovest, si rileva che sotto il Monte Forato (Prestrelenig) si trovano ormai solo due piccoli campi di ghiaccio, in parte coperti di morenico, di cui uno solo ha una qualche consistenza (foto 2). Il Ghiacciaio Orientale del Canin e il Ghiacciaio dell'Ursic sono ridotti a piccolissimi campi di ghiaccio residuale, di cui il principale si trova ai piedi della Torre Gilberti (foto 3), mentre si può constatare la scomparsa del settore sottostante la parete del Monte Ursic.



Foto 1 e 2: Monte Forato dalla Sella del Bila Pec e glacionevato del Monte Forato dal Bila Pec. (a destra).

Photo 1 and 2: the Monte Forato from the Sella della Bila Pec and glacierette of the Monte Forato from the Bila Pec. (on the right).



Foto 3: il glacionevato della Torre Gilberti. Sulla parete rocciosa è ben evidente la fascia di rocce non ancora metamorfosate che indica l'antico livello del ghiaccio. (3 agosto 2003).

Photo 3: the glacierette of the Torre Gilberti. On the rocky wall the rocky strip, which has not yet metamorphosed and shows the old ice level, is very clear. (August 3rd 2003).





Foto 4: in primo piano il Pizzo di Carnizza e il retrostante Monte Ursic da Sella Grubia. Nel circo roccioso al centro dell'immagine (in secondo piano) si intravede il glacionevato del Monte Canin Occidentale I. (27 luglio 2003).

Photo 4: in the foreground the Pizzo di Carnizza and at the back the Monte Ursic from the Sella Grubia. In the rocky cirque in the middle of the picture (in the background) one can spot the glacierette of the Western Monte Canin I. (27th July 2003).



Foto 5: i glacionevati di Monte Canin Occidentale I e II (dall'alto della parete del Canin). (3 agosto 2003).

Photo 5: the glacierettes of the Western Monte Canin I and II (from the top of the Canin's wall). (August 3rd 2003).

Il Ghiacciaio Occidentale del Canin è a sua volta suddiviso in più sottounità, di cui due sono le più rilevanti (Monte Canin Occidentale I e II). La prima (I) si prolunga nel canale, una volta nevoso, tra la *via delle cenge* e la *Ferrata Julia*. Da notare che l'attacco della ferrata è oggi raggiungibile senza toccare il ghiaccio mentre in passato vi si arrivava percorrendo il ghiacciaio stesso attraversando alcuni crepacci; la ferrata risulta così "allungata" dalla deglaciazione come testimonia la targa originaria col nome della via, che si trova oggi circa 30 m più in alto rispetto alla base della parete. Il secondo glacionevato (II) (foto 6) si trova un poco a Ovest dell'attacco della ferrata: si presenta privo di residuo nevoso e di copertura detritica: l'elevata pendenza impedisce alle pietre cadute dalle pareti sovrastanti di fermarsi sulla superficie glaciale. Non abbiamo controllato l'apparato descritto in *Terra glacialis* n. 5, alla variante 2 del percorso di visita. Sulle pareti di gran parte della vecchia zona glaciale, che si estendeva dal Monte Forato al Monte Canin, sono visibili le impronte lasciate sulla

roccia dai vari apparati; l'impronta dell'antico Ghiacciaio del Canin Occidentale sulle pareti del Monte Ursic si rende particolarmente evidente nella foto ripresa da Sella Grubia (foto 4).

Dalle immagini riportate e dall'osservazione diretta si constata dunque l'avvenuta deglaciazione del gruppo montuoso, con gli attuali residui glaciali nella veste di semplici testimonianze di caratteristiche climatiche ormai tramontate.



Foto 6: il glacionevato del Monte Canin Occidentale II. (3 agosto 2003).

Photo 6: the glacierette of the Western Monte Canin II. (August 3rd 2003).

Non è possibile in questa sede un'indagine meteorologica che supporti con dati sicuri quanto avvenuto; si può però facilmente ipotizzare che la modestia altimetrica del rilievo costituisca, nella odierna fase climatica, il fattore saliente del fenomeno, mentre un ruolo vicariante, non quantificabile ma suggestivo, può essere assegnato alla matrice calcarea del Monte Canin: le chiare rocce sedimentarie, come noto, grazie alla forte albedo che le contraddistingue, sono in grado di accrescere localmente l'effetto termico dell'irraggiamento solare nella stagione calda.

L'estate 2003, con i suoi parossismi termici, ha prodotto una ulteriore, imponente accelerazione a quel processo di rapida disgregazione, in atto ormai da circa 20 anni, di quelli che erano i ghiacciai più orientali del territorio montuoso italiano.

BIBLIOGRAFIA

- ALMASIO A. (2001) - *Itinerario di visita. N° 1.2001- I ghiacciai delle Alpi Giulie: visita al Ghiacciaio del Montasio*, Terra glacialis, n. 4, Milano
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1930-2000) - *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1929, 1938, 1939, 1940, 1947, 1949, 1950, 1951, 1952, 1953, 1954, 1956, 1957, 1958, 1959, 1982, 1985, 1986, 1988, 1994, 1999*. in Boll. Com. Glac. It.: Serie I, n. 10, 19, 20, 21; Serie II, n. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9; in Geogr. Fis. Dinam. Quat., Boll. Com. Glac. It.: Serie III, voll. 6 (1), 9 (2), 10 (2), 12 (2), 18 (1), 23 (2), Torino.
- ALMASIO A. (2002) - *It. n° 2.2002: I ghiacciai delle Alpi Giulie: visita al Ghiacciaio del Canin*, Terra gl., n. 5.



*Foto 7: il Massiccio Monte Forato - Monte Canin da Nord. (3 agosto 2003).
Photo 7: the Monte Forato Massif - the Monte Canin from North. (August 3rd 2003).*



*Foto 8: il Massiccio del Monte Canin ripreso dal Bila Pec nel 1893. (A. Ferrucci, 30 luglio; da O. Marnelli, 1910).
Photo 8: the Monte Canin Massif from the Bila Pec in 1893. (A. Ferrucci, July 30th; from O. Marnelli, 1910).*

PHOTOGRAPHIC UPDATE OF THE MONTE CANIN GLACIERS

August 2003

Guido Di Gallo

In the issue nr. 5 of *Terra glaciālis*, Andrea Almasio presented a report on the present conditions of the Monte Canin glaciers and of its satellite units as well as the itinerary followed. On that occasion, the images and the figures referred both to surveys carried out in the 2000 and 2001 summer seasons and to a historical reconstruction of the glaciers' observations carried out in this mountain sector. During the 20th century, the glacial units of the Monte Canin, which are located at the easternmost border of the Italian glaciers, have gradually broken up, thus becoming small glacierettes or simple avalanche cones. In the 80s two rather significant units could still be observed in this mountain group: the Canin Western and Eastern Glaciers. More eastwards, the Ursic and Prestrelenig glacierettes, which were separated by the rocky spur connecting the Monte Ursic with the Bila Pec, were still keeping as relicts of the past. As already highlighted in the above-mentioned article, during the 2000 and 2001 summer seasons the Canin Glaciers, too, had shrunk to small ends separated from each other. At the beginning of August 2003 we went to check their possible survival; the unfavourable climate trend for the preservation of the snow-ice masses was, indeed, persisting or even worsening, in particular for those masses located at extremely moderate altitude, which are undoubtedly more sensitive to the high summer temperatures. The geographic setting of the Monte Canin Group and of its present glacial units is represented in the cartographic extract below (fig. 1).

The unusual weather course of the year 2003 has, in fact, melted the winter snow accumulation; at the beginning of August the whole area already had no snow fields of the year. By observing the mountain sector from East to West (dark areas in fig. 1), four small residual glacial units can be identified: the glacierette of the Monte Forato (photo 1 and 2), the glacierette of the Torre Gilberti (photo 3), and two glacierettes belonging to what used to be the Western Canin Glacier (for ease of reference they are now identified as Western Monte Canin I and II) (photos 4, 5, 6).

On the whole, however, this sector of the Julian Alps no longer hosts real glaciers, because no movement of the ice masses is registered (except for the unit of the Western Monte Canin, doubtfully): only small residual glacierettes are visible; they sometimes stretch into the gorges of the overlying walls.

Going into more details, when moving from East to West, two small ice fields can now be observed below the Monte Forato (Prestrelenig); they are partly covered with drift and only one of the two is rather thick (photo 2). The Eastern Canin Glacier and the Ursic Glacier have turned into extremely small fields of residual ice, of which the main one is located at the foot of the Torre Gilberti (photo 3), while the sector below the wall of the Monte Ursic has disappeared.

The Western Canin Glacier is in turn divided into some subunits, of which two are the most significant (Western Monte Canin I and II). The first one (I) stretches into the gorge, which used to be covered with snow, between the *via delle cenge* and the *Julia Iron Steps*. The starting point of the iron steps can now be reached without touching the ice, while in the past one had to pass on the glacier through some seracs. The iron steps is therefore "stretched" by the deglaciation as witnessed by the original plate with the name of the route, which is now 30m higher up compared to the wall's base. The second glacierette (II) (photo 6) is situated a little more westwards of the starting point of the iron steps. It has no residual snow and no drift cover; the high inclination prevents the stones fallen from the overlying walls from stopping on the glacier's surface. We have not checked the unit described in *Terra glaciālis* V at the improvement route 2 of the itinerary of visit. The marks left on the rock by the various units are visible on the walls of most of the old glacial area, which used to stretch from the Monte Forato to the Monte Canin. The mark of the old Western Canin Glacier on the walls of the Monte Ursic is particularly clear in the picture taken from the Sella Grubia (photo 4).

Both the pictures and the direct observation prove therefore that the mountain group has undergone deglaciation. The present residual glacial units are just the evidence of those climate features that have now faded away. It has not been possible now to carry out a weather survey supporting the occurred phenomena with certain data; one can however assume that, in the present climate phase, the moderate altitude of the mountain represents the main factor of the phenomenon, while the calcareous origin of the Monte Canin plays a secondary role, which cannot be quantified but which is grand. The light sedimentary rocks, as everybody knows, can locally enhance the thermal effect of solar radiation in the warm season thanks to the strong albedo characterizing them. The thermal paroxysms of the summer 2003 further speeded up that break-up process that has been going on for about 20 years of those glaciers which used to be the easternmost units of the Italian mountain area.

Stefano D'Adda (*)

IL “GIÀS” E IL “VENDUL” DEL MONTE SECCO (Valle Seriana – Prealpi bergamasche)

1 - INTRODUZIONE

Il Monte Secco è una bella e complessa montagna che chiude a levante la poderosa scogliera calcarea imperniata sul Monte Arera, nelle Prealpi bergamasche. Questo allineamento di rocce chiare, disposto secondo i paralleli, si caratterizza per le ripide e nude pareti del lato settentrionale, a cui si contrappongono i dolci pendii del versante meridionale, solivo, ricchi di pascoli e boschi. La costiera segna inoltre il limite meridionale della Valcanale, importante bacino secondario della Valle Seriana. Il Monte Secco presenta tre vette distinte: l'anticima (2216 m), dotata di croce, la cima meridionale (2266 m) e quella settentrionale (2267 m) ². L'oronomo, nell'idioma locale “*Mut Sec*”, è un esplicito riferimento alla scarsa o nulla presenza di acque superficiali, dovute alla permeabilità delle rocce calcaree. Esso è utilizzato dai valligiani solo per indicare i versanti orientale e meridionale della montagna, volti al solco seriano ³, giacché a Nord, sulla Valcanale, domina la “*Corna Giàs*”. Nonostante la modesta quota massima il Monte Secco presenta sotto l'aspetto nivo-glaciale due interessanti fenomeni: il “*Giàs*”, sul versante settentrionale, e il “*Vendul*”, lungo quello orientale.



Foto 1: il versante Nord del Monte Secco, con la grande parete detta “Corna Giàs”, ripreso dai pressi della contrada Bani. (Archivio Foto Romolo, Ardesio).

Photo 1: the northern face of Monte Secco, with the great rock wall known as Corna Giàs, taken from the vicinity of Bani. (Romolo photo archive, Ardesio).

* Servizio Glaciologico Lombardo; e-mail: ruralp.territorio@libero.it.

² AA.VV., 1991 - *Valcanale storia e ambiente*. Novecento Grafico, Bergamo. La parte quarta del volume, a cura di Gianmaria Righetti e Marco Bertuletti, descrive, tra le altre, la salita alla montagna lungo il versante Est, con il superamento delle prime due cime e il raggiungimento della terza.

³ sul lato orientale della montagna è collocata l'Alpe Monte Secco. Giacché nell'idioma locale i sinonimi alpe, malga e monte equivalgono a “*Mut*”, per gli abitanti di Ardesio il “*Mut Sec*” è tipicamente quello che volge a levante.

2 - LA “CORNA GIÀS” E IL “GIÀS”

Il Monte Secco presenta a Nord una parete imponente e quasi verticale, foggata a ganascia, che gli abitanti della Valcanale chiamano “*Corna Giàs*”, ossia “Roccia Ghiaccio”. L’oronimo vuole riferirsi alla presenza di neve e ghiaccio lungo la parete, che per l’esposizione e la peculiare morfologia è un naturale sito di conservazione dei residui nevosi. In condizioni favorevoli questi possono mantenersi per anni e anche trasformarsi in ghiaccio. La parete ospita di norma due piccoli nevai e un minuscolo glacionevato ⁴: il glacionevato “*Giàs*”, che in dialetto bergamasco significa “Ghiaccio”, al piede; il nevaio “*Prim giàs*”, che vuol dire “Primo ghiaccio”, nel tratto medio-inferiore; il nevaio “*Segont giàs*”, ossia “Secondo ghiaccio”, nella parte medio-alta. I tre *siti glaciogeni* sono alimentati dalle valanghe, localmente dette “*vendöi*”, che l’anfiteatro roccioso tende a raccogliere nella parte centrale, incassata e con tratti dall’aspetto di vallone. Nonostante la fama locale, i “*Giàs*” sono orfani di documenti storici. A oggi non si conoscono testi, carte o disegni che ne facciano esplicito riferimento. I pochi materiali disponibili sono tutti di data recente. In questa breve ricerca si è dunque dato spazio alle testimonianze orali, offerte dagli abitanti della Valcanale e della Valle Seriana ⁵.



Foto 2: la “Corna Giàs” con i tre “Giàs” nel maggio 2000. (Archivio Foto Romolo, Ardesio).

Photo 2: the Corna Giàs with the three Giàs in May 2000. (Romolo Photo Archive, Ardesio).

⁴ Servizio Glaciologico Lombardo, 1992 - *Ghiacciai in Lombardia*. Nuovo Catasto dei ghiacciai lombardi. A cura di A. Galluccio e G. Catasta. Ed. Bolis, Bergamo, p. 31. Per “glacionevato” si intende una “massa di nevato o ghiaccio priva di movimento”, la cui “sopravvivenza è superiore al biennio”.

⁵ in particolare sono state raccolte le testimonianze di: Mario Angelo Verzeroli, classe 1948, abitante alla contrada Marinoni (intervista del 12 luglio 2003); Angelo Pasini, classe 1926, Conservatore del Museo Etnografico di Ardesio, abitante ad Ardesio (intervista del 20 dicembre 2003); Francesco Filisetti, classe 1933, abitante alla contrada Bani ed Elisa Gaiti, classe 1935, abitante alla contrada Bani (interviste del 10 gennaio 2004); Romolo Filisetti, classe 1947, abitante alla contrada Ludrigno, Benito Gaiti, classe 1938, abitante alla contrada Rizzoli e Luigi Verzeroli, classe 1940, abitante alla contrada Albareti (interviste del 7 febbraio 2004); Giacomo Verzeroli, classe 1936, abitante alla contrada Albareti (intervista del 12 febbraio 2004).

2.a - IL "GLAS", GHIACCIO PER ANTONOMASIA

Il più noto tra i "Giàs" è quello basale, il "Giàs" per antonomasia. Lo stesso toponimo, probabilmente antico, come anche quello della "Corna Giàs", è un chiaro riferimento alla sua peculiare natura ⁶. A esso si rifà la quasi totalità delle testimonianze e delle note raccolte. Si tratta di un minuscolo cono di ghiaccio e neve, collocato a circa 1130 m di quota e facilmente raggiungibile per comodo sentiero. La vicinanza con gli abitati della Valcanale e dell'alta Valle Seriana ne ha fatto per secoli un naturale e agevole serbatoio di ghiaccio ⁷, a cui i valligiani attingevano per la conservazione dei cibi ⁸, in particolare nelle fasi più calde dell'estate. Questo sino alla diffusione dei frigoriferi elettrici nelle case, all'incirca negli Anni Sessanta. Al "Giàs", lungo la Val "Las", la vallecola che scende dall'anfiteatro della "Corna Giàs", salivano gli abitanti di tutte le contrade e case sparse della Valcanale, in particolare quelle di Albareti, Rizzoli e Bani, più prossime al sito. Dal fondovalle principale salivano quelli di Ardesio, di Villa d'Ogna e Gromo. Un apposito sentiero giunge anche dalle contrade Cerete e Cacciamali, site alle pendici orientali del Monte Secco. Chi doveva soddisfare i soli bisogni familiari si arrangiava con borse di lana o canapa o, meglio, con uno o due sacchi di iuta o canapa, portati a mano o con l'aiuto del "bàsol", attrezzo ligneo retto in bilico su una spalla ⁹. Chi invece doveva procurarne un cospicuo quantitativo, per le proprie necessità o dietro richiesta di negozianti e osti, saliva con animali da soma, di norma muli ma anche cavalli o asini. Sul basto, appositamente predisposto ¹⁰, trovavano spazio due, tre e anche quattro sacchi, che venivano ben legati con corde di canapa. In alternativa agli animali da soma veniva utilizzata la "preala", grande slitta lignea trainata da muli, cavalli o asini, oppure dagli stessi uomini. Sulla "preala" il carico poteva essere di molti sacchi, a seconda dei casi. Secondo le fonti orali, negli Anni Venti un commerciante di Villa d'Ogna giungeva con il carro al "Put di Albarec" (Ponte di Albareti), dove i cavaletti di ghiaccio si facevano trovare con la "preala" ben carica di sacchi.

Ancora negli Anni Venti e Trenta i carrettieri locali portavano sacchi pieni di ghiaccio ai negozianti della Valle Seriana, giungendo talvolta con i loro servizi in Val Borlezza e a Lovere, sulle rive del Lago d'Iseo. Grosse richieste venivano in particolare dai macellai, che necessitavano di molto ghiaccio per riempire le loro ghiacciaie ¹¹. Durante il carico al "Giàs", borse e sacchi venivano riempiti con pezzi di ghiaccio preferibilmente piccoli e ben disposti, per evitare l'eccessiva formazione di vuoti. Per cavare il ghiaccio veniva usato il "pic", ossia il piccone. All'inizio dell'estate il ghiaccio doveva essere precedentemente liberato dallo strato di neve soprastante, il cui spessore era variabile a seconda degli anni. A fine estate anche la residua neve, quando presente, era in gran

⁶ la qualifica glaciologica del "Gias" è stata spesso oggetto di discussione. A questo proposito è emblematica la lettera di Cesare Ravazzi, ricercatore del CNR, Centro Geodinamica Alpina Quaternaria, Bergamo, comparsa su *L'Eco di Bergamo* del 14 agosto 1996, nella quale lo studioso critica l'uso del termine ghiacciaio fatto dal giornalista Paolo Aresi in un articolo dedicato al "Giàs" e pubblicato dallo stesso quotidiano nel precedente mese di luglio. La qualifica di ghiacciaio è certamente fuori luogo. La permanenza al suolo, per diversi anni, di un nucleo di ghiaccio senza attività dinamica, più o meno coperto da neve stagionale e da nevati, fa ritenere corretto l'uso del termine *glacionevato*, seppur riferito a un individuo di minuscole dimensioni. Vedi a questo proposito la nota n. 4.

⁷ nessun altro analogo *sito glaciogeno* dell'alto bacino del Serio era comodo quanto il "Giàs". I diversi nevai scomparivano nel momento del bisogno mentre le vedrette, poste alla testata di valle, erano assolutamente sconvenienti per la quota elevata.

⁸ Franco Rho, 1999 - *Al nevaio di Cenerentola. Orobie* n. 106, luglio 1999. Quanto scritto dall'autore circa l'uso del ghiaccio ha trovato conferma nelle testimonianze orali raccolte in loco. Il servizio giornalistico, che ha costituito un importante momento di descrizione e divulgazione del sito glaciogeno basale, contiene alcune inesattezze: in particolare si segnalano quella relativa alla quota del "Giàs", erroneamente collocato a circa 900 m, e quella relativa all'oronimo "Corna Giàs", impropriamente usato sia per indicare il solo nevaio sia per il "nevaio e dintorni".

⁹ Antonio Tiraboschi, 1867 - *Vocabolario dei dialetti bergamaschi antichi e moderni*. Bolis, Bergamo. L'autore lo descrive come "uno strumento di legno, lungo circa 3 piedi, un po' concavo nel mezzo e avente ad ambedue i capi due tacche per appendervi due secchi d'acqua che in tal modo si portano sulle spalle". In questo caso invece dei secchi venivano appesi i sacchi colmi di ghiaccio.

¹⁰ per l'occasione al basto veniva applicato una sorta di telaio in ferro che permetteva di caricare due sacchi allineati ai fianchi dell'animale. Se i sacchi da caricare erano tre, il terzo veniva posto in mezzo agli altri due con il medesimo orientamento; se i sacchi erano quattro i due superiori venivano posti perpendicolarmente agli altri due.

¹¹ ancora oggi alcune vecchie case di Ardesio, come di altri paesi, conservano in evidenza le vecchie bocche di carico delle ghiacciaie, lungo il lato della strada.

parte trasformata e perciò poteva essere asportata insieme al ghiaccio. Il ghiaccio raccolto per usi domestici, una volta giunto a destinazione, veniva presto collocato nel “*mastèl*” (o “*sòl*”), il mastello in legno, e questo posto in un angolo del “*casèröl*”, il locale fresco, di norma adiacente la cucina e sovente in parte interrato, dove erano conservate le scorte alimentari. Per rallentarne lo scioglimento, il ghiaccio veniva coperto con panni di lana o sabbia. In questo modo, il locale rimaneva fresco e i cibi si conservavano meglio. A partire dagli Anni Cinquanta il ghiaccio del “*Giàs*” venne destinato anche a usi voluttuari, quali ad esempio la produzione di gelato e granite, talvolta direttamente sul posto, sotto la “*Corna Giàs*”. In questo contesto ludico, vengono particolarmente ricordate le figure dell’oste della contrada Bani, certo “*Legò*”, e di due fruttivendoli di Ardesio, detti “*Murini*” e “*Nedali*”. Questi, direttamente o delegando qualche “*famèl*”, ossia qualche giovane lavorante, erano soliti prelevare con le bestie da soma il materiale refrigerante necessario alla produzione del gelato, effettuando nelle occasioni opportune, tra cui le feste religiose, diversi e rapidi viaggi al “*Giàs*”.



Foto 3: il “Giàs”, rannicchiato al piede della “Corna Giàs”, in una immagine dell’ottobre 1988 (Archivio Foto Romolo, Ardesio).

Photo 3: the Giàs huddled at the foot of the Corna Giàs, in a photograph taken in October 1988. (Romolo Photo Archive, Ardesio).

2.b - LA SITUAZIONE ATTUALE

Dopo una serie di annate poco nevose, nell’estate del 1993 il “*Giàs*” scomparve. Secondo gli abitanti della Valcanale si trattò di un fatto straordinario, che a memoria d’uomo non aveva precedenti¹². Le abbondanti nevicate dell’inverno successivo permisero però a una discreta massa di neve di conservarsi sino all’autunno del 1994, avviando così il processo di ricostituzione del “*Giàs*”¹³. L’eco della scomparsa amplificò la fama di questo fenomeno naturale, che da allora fu oggetto di rinnovate attenzioni da parte degli appassionati di montagna, di meteorologia e

¹² Ilia Pasini, 1993 – *L’ultimo ghiacciaio è scomparso*. Araberara, agosto 1993. Il servizio del periodico locale, che erroneamente qualifica come “ghiacciaio” la minuscola massa del “Giàs”, riporta una foto risalente al luglio del 1990, in cui già si colgono le ormai minime dimensioni dell’apparato, in parte coperto dal detrito. Tra le testimonianze raccolte dal giornalista una sola riferisce di una precedente scomparsa del “Giàs”.

¹³ Paolo Aresi, 1994 – *Ecco di nuovo il nevato*. L’Eco di Bergamo, 12 settembre 1994. L’autore descrive l’ammasso di neve come uno “scivolo”, lungo circa 30 m, largo 15 e profondo 6 nel punto di massimo spessore.

glaciologia ¹⁴. Nonostante il succedersi di annate sfavorevoli al glacialismo, il “Giàs” resisteva nella sua nicchia, ora leggermente aumentando ora riducendo la propria minuscola massa. Sino all'estate 2003. Dopo l'incremento del 2001, anno assolutamente favorevole a tutti i siti glaciogeni orobici ¹⁵, il succedersi di due stagioni povere di neve, anche in considerazione della bassa quota del sito e del suo bacino di alimentazione, ha posto le basi per una nuova totale scomparsa del “Giàs”. Scomparsa puntualmente verificatasi nella lunga e calda estate 2003, che già all'inizio di luglio cancellava i resti del minuscolo glacionevato, replicando in un decennio ciò che vecchi della Valcanale affermano non essere mai successo in precedenza. Le successive nevicate autunnali, prodottesi a quote troppo elevate per il Monte Secco, non hanno portato alcun accumulo valanghivo, avviato solo dalle precipitazioni nevose del dicembre 2003. Perché del “Giàs” non resti solo il ricordo si spera nei “vendöi” primaverili, quegli stessi che a pochi chilometri di distanza gli abitanti della contrada Ludrigno guardano con diffidenza e timore.



Foto 4: il sito glaciogeno al piede della “Corna Giàs” il 12 luglio 2003: il “Giàs” è scomparso (S. D’Adda).

Photo 4: the ice field site at the foot of the Corna Giàs on 12th July 2003 - the Giàs has disappeared. (S. D’Adda).

3 - IL “VENDUL” DI LUDRIGNO

Il versante orientale del Monte Secco è inciso dalla Valle “Vendul” (o “Vandul”), un solco quasi retto nella sua linea principale, che dalle rocce sommitali scende al Fiume Serio, coprendo in circa 3 chilometri di sviluppo un dislivello di oltre 1600 m. Al pari di molte altre valli di forma analoga, essa costituisce un solco privilegiato di raccolta delle scariche valanghive (il toponimo “Vendul” in dialetto bergamasco significa infatti “valanga” ¹⁶). Lo sbocco diretto nella valle principale e, soprattutto, la prossimità alla contrada di Ludrigno, un pugno di case posto poco sopra la riva destra del Serio, fanno però di questa valle una presenza incombente e la sua valanga un evento assai temuto. Attualmente il tracciato della S.P. n. 49 è protetto da un paravalanghe, ma ancora nel marzo

¹⁴ Paolo Aresi, 1996 – *Il ghiacciaio ha raddoppiato*. *L'Eco di Bergamo*, 27 luglio 1996. L'autore dell'articolo, che nel qualificare il “Giàs” utilizza più volte l'improprio termine di ghiacciaio, riferisce di una “massa di neve perenne” lunga circa 50 m, larga 70 e profonda 10. Si deve però tenere conto che il rilievo viene effettuato alla fine di luglio, molto prima del termine della stagione di ablazione, che per il “Giàs” può arrivare anche alla fine di ottobre.

¹⁵ Servizio Glaciologico Lombardo, 2002 – *Campagna glaciologica 2001*. Terra glacialis. anno V, 2002. Sul sito nivologico del Ghiacciaio del Lupo, nella parte orientale e più elevata della catena orobica, a circa 2500 m di quota, è stato calcolato che la sommatoria delle precipitazioni nevose della stagione di accumulo 2000-2001 ammonta a circa 40 m.

¹⁶ Antonio Tiraboschi, 1867 – *Vocabolario dei dialetti bergamaschi antichi e moderni*. L'autore riporta anche le voci “Andùl, Vandùl e Vandòl”, con il medesimo significato.

del 1984 una grande valanga giunse sino all'alveo fluviale, interrompendo per diversi giorni il transito lungo la strada principale. In quell'occasione, un'automobilista, fermatosi a riposare a fianco della strada, venne travolto e trascinato nel fiume con la sua auto ¹⁷. Le valanghe, che sul versante settentrionale della montagna alimentano i tre "Giàs" e costituiscono un fenomeno assolutamente normale, dai valligiani osservato con distaccato interesse, lungo il fianco orientale divengono fonte di attenzione costante, di paura e preoccupazioni. Tanto da fare dei "vendöi" e della valle un tutt'uno, il "Vendul" per eccellenza.

3.a - IL "VENDUL" NEGLI EX VOTO DEL SANTUARIO DI ARDESIO

Nel Santuario della Madonna delle Grazie, in Ardesio, si conservano alcuni ex voto che ricordano alcune delle valanghe scese dal "Vendul". Il seicentesco edificio è un importante sito religioso dell'alto bacino del Serio ¹⁸, la cui popolarità supera il confine provinciale. Un cenno particolare merita in questa sede il legame tra il Santuario e i pellegrini valtelinesi, che in passato giungevano ad Ardesio a piedi, percorrendo le valli Arigna e Coca e superando il Passo di Coca e l'attiguo Ghiacciaio del Lupo. Il primo evento raccontato dai dipinti risale al 30 marzo 1626 (foto 7): una gran massa di neve scese dal monte e travolse numerose case, seppellendo 30 abitanti di Ludrigno ¹⁹. Insieme alle ricerche vennero fatte scoperte ²⁰ e preghiere alla Madonna, tanto che dopo due giorni di affannose ricerche tutti i sepolti vennero tratti in salvo ²¹. Di quell'evento rimane oggi anche il pellegrinaggio che ogni anno, il 30 marzo, gli abitanti della contrada compiono, rinnovando così il ringraziamento e la promessa degli avi ²². Un secondo grande dipinto ricorda la valanga del 4 aprile 1746 ²³ (foto 8). Anche in quell'occasione Ludrigno fu risparmiata dalla furia del "vendul", che "piegò miracolosamente" e si scaricò nel Serio ²⁴. Un terzo grande ex-voto fa memoria della valanga precipitata il 19 marzo 1901 ²⁵ (foto 5), nuovamente risparmiando la contrada. Tutti i dipinti, pur nella diversa rappresentazione degli stessi luoghi, descrivono con forza la drammaticità del momento e la furia degli eventi. Il loro valore è anche documentario, giacché illustrano con chiarezza la traiettoria delle scariche valanghive e dunque il ripetersi nei secoli dei medesimi scenari.

¹⁷ Angelo Bonzano, Egidio Genise, Enzo Valenti, 1984 – *Un'enorme valanga sulla provinciale a Ludrigno, all'inizio della Val Bondione*. *L'Eco di Bergamo*, 30 marzo 1984. La valanga cadde il pomeriggio del 29 marzo e, dopo aver occupato per circa 120 m la strada provinciale dell'alta Valle Seriana, si fermò nelle acque del Serio. Furono proprio queste ultime, quasi in regime di piena, a sciogliere parte della massa nevosa e a consentire l'individuazione dell'automobile travolta e trascinata nel fiume. L'automobilista fu così tratto in salvo. Secondo i cronisti la caduta della valanga fu causata da "eccessivo innevamento" presente "verso la vetta", ove si quantificarono "cinque metri e oltre" di neve. Gli stessi riferiscono di una valanga precipitata "in tre tempi successivi: prima una spolverata che ha imbiancato la strada, poi la massa enorme, infine un'altra «ondata» di scarsa entità". Sulla strada provinciale lo strato nevoso portato dal "Vendul" toccò i 20 m di spessore.

¹⁸ Il Santuario sorge laddove la sera del 23 giugno 1607 la Madonna apparve a due bambine. Ancora oggi l'evento viene ricordato con una grande festa.

¹⁹ Il cartiglio alla base del dipinto riporta un'iscrizione non del tutto leggibile: "ANNO D(omini) MDCXXVI DIE XXX MARTII LOCO LUDRINII/ AB INGENTISSIMO NIVIS ACERVO INVASO MULTIS/ DOMIBUS DESTRUCTIS INEISQUE TRIGINTA CIRCI/ TERVE PERSONIS AGGRESSIS OMNES TAMEN INCOLUMES/ EREPTE FUERE QUA OBTENTA GRATIA/ INCOLE D. B.V.M. GRATIARUM/ DE ARDESIO (...) ORTUS ERIT".

²⁰ La "scoperta" è un'antica tradizione religiosa, oggi caduta in disuso. Nel passato le immagini sacre, tra cui anche quella della Madonna di Ardesio, venivano "coperte" con un velo ornato, sia per ripararle dalla polvere che per creare un alone misterioso attorno ad esse. Solo in occasioni particolari, con enfasi quasi teatrale, avveniva lo scoprimento.

²¹ Baronchelli S., Zanoletti L., 1986 – *Il Santuario di Ardesio*. Edizione a cura della Amministrazione del Santuario, pp. 36-37.

²² Enzo Valenti, 1994 – *Quei santi di primavera*. *Orobie* n. 43, marzo 1994. Rubrica "Tra Santi e proverbi". Sino a qualche tempo fa si trattava di una vera e propria processione. I limiti imposti alle strade provinciali obbligano oggi i fedeli a un trasferimento con mezzi motorizzati.

²³ Stefano Baronchelli, 1992 – *La Parrocchiale di San Giorgio ad Ardesio*. Ferrari Editrice, pp. 34-36.

²⁴ Il cartiglio, nella parte alta del dipinto, è poco leggibile. Le ultime righe del messaggio così recitano: "... verso la Chiesa, in (...) di spianarla fatto voto à questa Madre delle Grazie piegò miracolosamente il corso scaricandosi nel Serio, E ciò fu li (...) aprile 1746". Viene ommesso il giorno, giacché il numero che si legge (pare un 8) è in contrasto con le date riportate nella bibliografia.

²⁵ Il cartiglio alla base del dipinto riporta un'iscrizione in lettere capitali, ben leggibile: "FRA LIRA UN DI DEG/LI ELEMENTI INFESTI/ E FURROR DI NATURA/ VERGINE POTETRICE/ A NOI SENDETI SU QES/TO SUOLO PIANTASTI/ IL TRONO UNA L'TRA/ VOLTA LUDRIGNO SALVO/ 19 MARZO 1901".

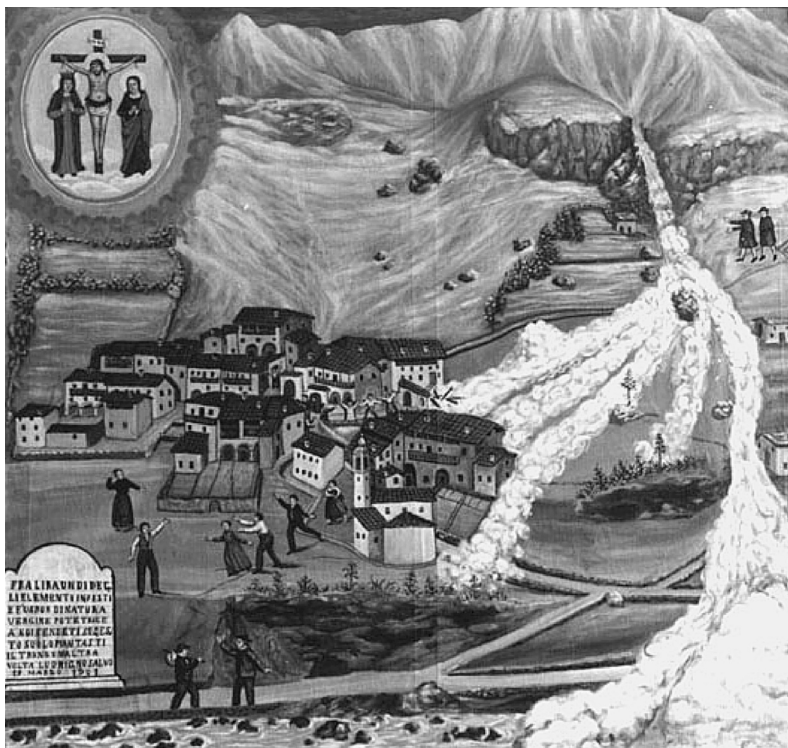


Foto 5: ex-voto relativo alla valanga scesa dal "Vendul" il 19 marzo 1901. (Archivio Foto Romolo, Ardesio).

Photo 5: ex voto showing the avalanche from the Vendul on March 19th 1901. (Romolo Photo Archive, Ardesio).

3.b - LA TRAGICA VALANGA DEL 13 MARZO 1916

Le recenti cronache riferiscono di valanghe precipitate nel 1960, nel 1969 e nel 1976 ²⁶, oltre a quella del 1984 di cui s'è già riferito e che a oggi chiude la serie degli eventi. Ma il più tragico "vendul" di cui si abbia memoria è quello del 13 marzo 1916. In quell'occasione un'immane massa di neve travolse le case di Ludrigno provocando la morte di otto persone ²⁷. I cronisti dell'epoca descrivono uno scenario apocalittico, con 14 case "investite, schiantate, travolte dalla valanga e una trentina le persone ... sepolte sotto, insieme pure a una trentina di animali". Lo squarcio "in mezzo all'abitato" fu tale da creare un vuoto di "una quarantina di metri" ²⁸. Come sempre, a provocare il disastro è il ramo meridionale della colata nevosa, che in corrispondenza del conoide basale del "Vendul" improvvisamente si allarga, non più costretta dalla forra che poco sopra ne strozza il corso. Nell'occasione la valanga trova la parte bassa del "Vendul" già ingombra di neve, portata da una precedente scarica, che ne facilita la suddivisione in due rami ²⁹. La tragedia, più volte solo sfiorata, questa volta coglie in pieno il piccolo nucleo, indifeso di fronte alla furia della neve, così come molti

²⁶ Angelo Bonzano, Egidio Genise, Enzo Valenti, 1984 - *Un'enorme valanga sulla provinciale a Ludrigno, all'inizio della Val Bondione*. *L'Eco di Bergamo*, 30 marzo 1984. Gli articolisti riferiscono che "la più imponente" fu quella del 1960, anno che sulle Alpi Orobie segnò con evidenza l'avvio di una piccola fase di riglaciazione, durata sino al 1986.

²⁷ (...), 1916 - *La valanga omicida di Ludrigno di Ardesio*. La valanga omicida di Ludrigno di Ardesio. *L'Eco di Bergamo*, 14 marzo 1916. Secondo Stefano Baronchelli (vedi nota n. 23) il numero delle vittime è invece pari a nove.

²⁸ (...), 1916 - *La valanga omicida di Ludrigno di Ardesio*. *L'Eco di Bergamo*, 14 marzo 1916. I cronisti descrivono la superficie della gran massa di neve articolata "in torrioni, in guglie, in pinnacoli dagli orli frastagliati, dalle punte scheggiate". La parte distesa sulla strada provinciale aveva una sezione di 180 m.

²⁹ (...), 1916 - *La valanga omicida di Ludrigno di Ardesio*. *L'Eco di Bergamo*, 14 marzo 1916. Il quotidiano riporta la testimonianza dell'ing. Zanchi, recatosi sul posto, che paragona la valanga a quelle verificatesi nel 1901 e nel 1888. Il tecnico espone cause e dinamiche della colata nevosa, soffermandosi poi in una descrizione della valanga caduta nel 1901. Questa, nel suo precipitare e urtare sul fondo della valle del Serio, riferisce lo Zanchi, produsse "un vento così veemente da scoperchiare il tetto di una casa a Ludrigno, e un fragore così forte da essere udito a due chilometri di distanza", mentre il terreno presso

altri abitati montani³⁰. L'elenco delle valanghe si chiude con le date del 1810 e del 1888. Per loro solo un breve cenno tra i documenti consultati. Ma altri attendono di essere letti.

Ringraziamenti

Questo lavoro, da tempo in itinere, nasce nella quotidiana fatica di trovare momenti adatti allo scrivere. Momenti di calma, silenzio, piacevole smarrimento in pensieri e idee, isolamento in fruttuose riflessioni. Momenti fortemente cercati e solo talvolta trovati: nella notte, silenziosa ma carica di stanchezza, nei frammenti del giorno, infilati nel volontario e protetto esilio domestico, nelle brevi uscite e ricerche sul campo, sorta di fughe costrette nel tempo e nello spazio. Vuole essere un omaggio alle tante realtà che ogni giorno si spengono senza lasciare traccia: luoghi, scenari, culture, materiali, saperi, tradizioni. Infiniti beni che il nostro tempo cancella o dimentica con disinvolta rapidità. Quella stessa che da una parte schiaccia e affatica e dall'altra non lascia il tempo di raccogliere storie e immagini. Ringrazio per la grande pazienza Antonio Galluccio, che ormai conosce il mio lento incedere e che mi ha permesso sino all'ultimo di riunire notizie e materiali. Grazie anche al prof. Angelo Pasini, per le numerose notizie offerte, e a Romolo Filisetti, per il corposo materiale fotografico messo a disposizione. Un grazie infinito anche a Coletta per la comprensione, l'aiuto e la "protezione" offertimi in ogni modo.

ITINERARIO DI VISITA n. 1.2004



Foto 6: foto-cartolina sulla valanga del 13 marzo 1916. La scritta in basso a sinistra recita: "La Valanga di Ludrigno presso Ardesio alla ricerca delle vittime". (Archivio Foto Romolo, Ardesio).

Photo 6: postcard view of the avalanche of 13 March 1916. The caption at the bottom left reads, "The avalanche of Ludrigno, near Ardesio. In search of victims". (Romolo Photo Archive, Ardesio).

A fianco / Front page:

Foto 7: ex-voto relativo alla valanga scesa dal "Vendul" il 30 marzo 1626. (Fototeca Diocesana Curia Vescovile di Bergamo).
Photo 7: ex voto showing the avalanche from the Vendul on March 30th 1626. (Photo Library of the Diocese and Bishop's See of Bergamo).

Foto 8: ex-voto relativo alla valanga scesa dal "Vendul" il 4 aprile 1746. (Fototeca Diocesana Curia Vescovile di Bergamo).
Photo 8: ex voto on the avalanche from the Vendul on April 4th 1746. (Photo Library of the Diocese and Bishop's See of Bergamo).

Ludrigno "sussultò, come se avesse subito una scossa di terremoto". La neve accumulatasi nell'alveo fluviale fu talmente abbondante da formare una diga che resistette "almeno per una mezz'ora alla spinta e all'azione dissolvitrice dell'acqua". Lo Zanchi sottolinea inoltre la presenza di "un enorme torrione" di neve "dai poderosi fianchi, alto più di 25 m sul fondo del Serio", sovrastante "l'immane deposito" nevoso.

³⁰ il 15 marzo 1916, due giorni dopo il tragico evento di Ludrigno, il quotidiano *L'Eco di Bergamo* riferisce dei funerali di 42 persone uccise da una valanga in Valle Camonica.

IL "GIÀS" DELLA VAL "LAS"

Località di partenza:	Contrada Albareti (m 840), in comune di Ardesio (BG)
Accesso:	Da Bergamo si sale in Valle Seriana lungo la S.P. n. 35 Bergamo-Nembro e poi la S.P. della Valle Seriana (ex S.S. 671), sino all'altezza di Ponte Nossa. Qui si va a sinistra lungo la S.P. n. 49 Valle Seriana Superiore, sino ad Ardesio dove, all'altezza del Ponte Seghe, si imbecca a sinistra la comunale della Valcanale. Superate le contrade Marinoni e Rizzoli, si giunge all'altezza della contrada Albareti, poco sotto la strada (che qui è denominata Via Val "Las"), dove un piccolo parcheggio consente un'agevole sosta alle auto.
Tempo di percorrenza:	h 1,00-1,30 per la sola salita
Dislivello in salita:	330 m (considerando la discesa al Torrente Acqualina)
Quota massima:	1130 m (sede del "Giàs")
Difficoltà:	Turistico
Punti d'appoggio:	-
Cartografia:	C.T.R. della Regione Lombardia, scala 1:10.000, <i>Sezione C4d2 Cima del Fop</i> ; I.G.M. carta topografica, scala 1:25.000, <i>Tavoletta Ardesio</i> ; CAI Bergamo, Alpi Orobie, carta dei sentieri e rifugi, scala 1:50.000, <i>Zone 1-2 Orobie centro-occidentali</i> ; Kompas, carta turistica, scala 1:50.000, <i>n. 104 Foppolo-Valle Seriana</i> .
Note:	L'itinerario si svolge tra rocce calcaree permeabili e asciutte. Conviene perciò fare scorta d'acqua alla fontana di Albareti.

Dal parcheggio di Albareti, da cui è già visibile l'imponente parete settentrionale del Monte Secco,

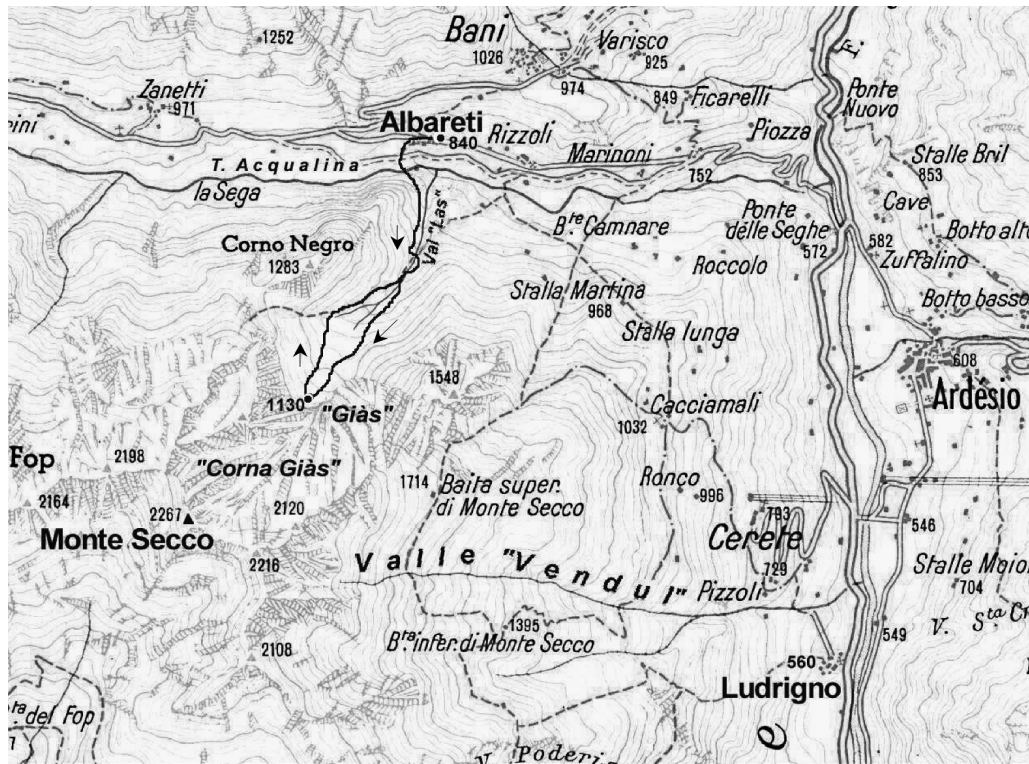


Fig. 1: il Monte Secco con la "Corna Giàs" e la Valle "Vendul". L'itinerario per il "Giàs" lungo la Val "Las" è indicato con la linea piena (da: "Le Orobie". Carta topografica. Poligrafiche Bolis Bergamo, scala 1:50.000. Sotto gli auspici del CAI Bergamo. Modificata e integrata).

Fig. 1: Monte Secco with the Corna Giàs and the Vendul valley. The route to the Giàs along the Val Las is shown with the dotted line (map).

ci si porta alla contrada, verso ponente. In breve si è alla piazzetta, con fontana e lavatoio, donde si traversa scendendo verso sinistra alle case più basse. La mulattiera lascia presto spazio a un sentiero, che pianeggia verso ponente (destra) sino a una edicola votiva. Ora si scende a sinistra su larga mulattiera, tra i prati, sino al Ponte di Albareti, che scavalca il Torrente Acqualina dopo aver incrociato i sentieri “Alto Serio” e “Flavio Tasca”. Guadagnato il lato destro della Valcanale, si sale lungo una stradella sterrata, che dapprima fiancheggia il prato di “Pià di Stai” e poi entra nella Val “Las”, la vallecola che scende dal circo della “Corna Giàs”. Si sale nella fitta pecceta, superando un paio di volte il torrente, sino a raggiungere un bivio: tenendo a sinistra si guadagna in breve un piccolo pianoro, dove il bosco lascia spazio a cespuglieti e ghiareti e dove grandiosa si presenta la parete Nord del Monte Secco, solcata dal canale centrale. Il sentiero sale ora con rapide svolte a sinistra, sul cono detritico, per poi addentrarsi nel grandioso anfiteatro dominato dalla “Corna Giàs”. Il peculiare microclima dell’area, assai più fresco di quanto i poco più di 1000 m di quota lascerebbero prevedere, è reso evidente dall’improvvisa trasformazione della copertura vegetale, che in breve passa dal bosco agli arbusteti e alle rade praterie naturali. Il sentiero si fa meno ripido e, attraversato un fitto mugheto, raggiunge l’ultima distesa detritica. Il “Giàs” è sul fondo del pianoro, minuscolo blocco di ghiaccio e neve addossato alla parete rocciosa. Il ritorno si può effettuare scendendo diritti lungo la sottostante colata di detriti, trasportati dalle

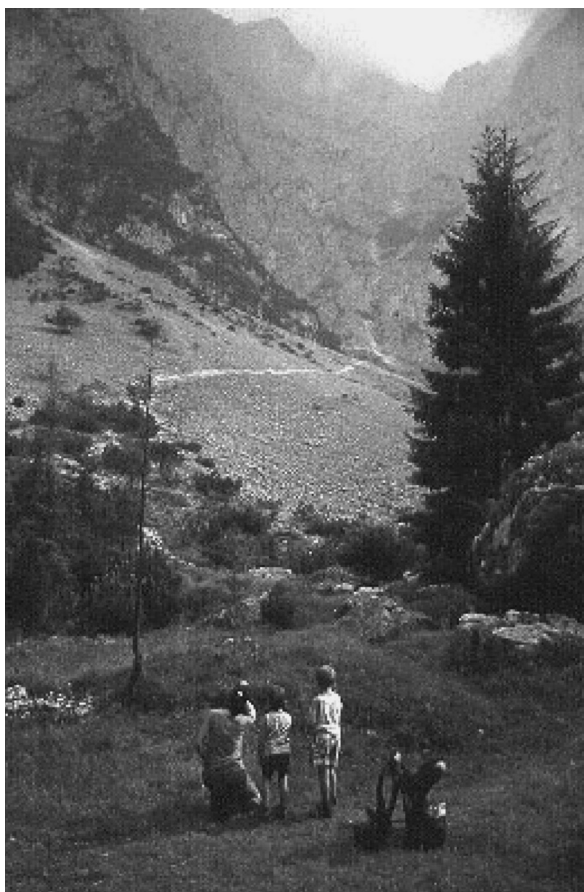


Foto 9: il tratto sommitale dell'itinerario, ormai fuori dal bosco. Lo scenario è dominato dall'imponente parete della "Corna Giàs" e dai suoi ghiareti. (S. D'Adda).

Photo 9: the upper part of the route, with the wood now left behind. The scene is dominated by the massive wall of the Corna Giàs and its gravel runs. (S. D'Adda).

acque torrentizie durante le piogge intense. Gradualmente la pietraia lascia spazio a un sentiero non segnalato che, traversando gli arbusti, si porta nella faggeta, donde verso destra, sempre in discesa, si raggiunge il bivio incontrato durante la salita, a valle del pianoro.

Stefano D'Adda (*)

THE GIÀS AND VENDUL OF MONTE SECCO (Valle Seriana - Bergamo Foothills)

1 - INTRODUCTION

Monte Secco is a fine, complex mountain which closes off the massive limestone cliff that unfolds around Monte Arera, in the Bergamo foothills. This alignment of pale coloured rocks, arranged in parallels, is steep and barren on the northern side, in contrast with the gentle slopes of the southern side, with its sunny pasture land and woods. The mountainside also marks the southern limit of the Valcanale, an important secondary basin of the Valle Seriana. Monte Secco has three peaks: the lower peak (2216 m), topped with a cross, the southern (2266 m) and northern peaks (2267 m)². The name, *Mut Sec* or Dry Mountain, explicitly refers to the virtual absence of surface waters, due to the porous nature of the limestone rock. The inhabitants of the valley use the name only to indicate the eastern and southern sides of the mountain, which face the Valle Seriana cleft³, while on the Valcanale to the north it's the *Corna Giàs* that dominates. In spite of its modest height, Monte Secco presents us with two interesting glacial phenomena, the *Giàs* to the north and the *Vendul* along the eastern side.

Photo. 1: see page 177

2 - CORNA GIÀS AND GIÀS

To the north, Monte Secco presents a massive, almost vertical wall which spreads out like a jaw, known to the inhabitants of the Valcanale as *Corna Giàs*, or Icy Rock. The name testifies to the presence of snow and ice along the rock wall, where the snow remains all the year round due to the exposure and shape of the structure. In the right conditions, the snow can remain for years on end and even turn to ice. The wall normally contains two small snow fields and a tiny glacier⁴, known as *Giàs*, or ice in the dialect of Bergamo. At the foot is the *Prim giàs*, or first ice, snow field. Further up, we encounter the *Segont giàs*, or second ice. The three *glacier* sites are fed by the avalanches, known locally as *vendöi*, which tend to fall towards the centre of the closed in rocky amphitheatre, whose appearance in certain sections recalls that of a valley. In spite of their local fame, there are no historic documents on the *Giàs*. No writings, maps or drawings that refer to them explicitly are known. What little material that does exist is of recent production. In this short paper, we have therefore made considerable use of the oral testimonies of the inhabitants of the Valcanale and Valle Seriana⁵.

Photo 2: see page 178

2.a - THE GLAS, ICE PAR EXCELLENCE

The best known of the *Giàs* is the lowest, known quite simply as *Giàs*. This place name, probably of ancient derivation, like *Corna Giàs*, is a clear reference to the specific nature of the phenomenon⁶. Virtually everybody

* Servizio Glaciologico Lombardo. E-mail: ruralp.territorio@libero.it.

² Various authors, 1991 – *Valcanale storia e ambiente*. Novecento Grafico, Bergamo. Part four of the book, edited by Gianmaria Righetti and Marco Bertuletti, describes the ascent of the mountain along the eastern side, reaching the third peak by way of the other two.

³ Monte Secco is situated on the eastern side of the mountain. In the local dialect, the word *Mut* means a mountain in general, and for the inhabitants of Ardesio *Mut Sec* is the part facing the east.

⁴ *Servizio Glaciologico Lombardo*, 1992 - *Ghiacciai in Lombardia*. New mapping of the glaciers of Lombardy, edited by A. Galluccio and G. Catasta. Ed. Bolis, Bergamo, p. 31. The term 'snowy glacier' means a mass of snow or ice that shows no movement, which remains in place for more than two years.

⁵ more specifically, we interviewed the following local people: Mario Angelo Verzeroli, class of 1948, from Marinoni (interviewed on 12th July 2003); Angelo Pasini, class of 1926, Curator of the Ethnographic Museum of Ardesio, from Ardesio (interviewed on 20th December 2003); Francesco Filisetti, class of 1933, and Elisa Gaiti, class of 1935, from Bani (interviewed on 10th January 2004); Romolo Filisetti, class of 1947, from Ludrigno, Benito Gaiti, class of 1938, from Rizzoli and Luigi Verzeroli, class of 1940, from Albareti (interviewed on 7th February 2004), and Giacomo Verzeroli, class of 1936, from Albareti (interviewed on 12th February 2004).

⁶ there has been some discussion as to whether the *Giàs* really is a glacier. Particularly interesting on this subject is a letter from Cesare Ravazzi of the National Research Centre (CNR), Centro Geodinamica Alpina Quaternaria, Bergamo, which was published in the *Eco di Bergamo* on 14th August 1996, in which he criticises the use of the term glacier by the journalist Paolo Aresi in an article dedicated to the *Giàs*, which appeared in the same newspaper in July of that year. The term glacier is undoubtedly inaccurate. The presence of a nucleus of ice that shows no movement over a period of several years, more or less covered by seasonal or permanent snow, means that the correct term is ice field, even though in this case the dimensions are extremely limited. On this subject, see note 4.

we interviewed and all the notes we took refer to it. It's a tiny cone of ice and snow, located at a height of around 1130 m, easily reached by a path. Its closeness to the settlements of the Valcanale and the high Valle Seriana have made it a natural, convenient source of ice for centuries⁷, used by the inhabitants for the conservation of food⁸, especially during the summer., a practice that continued until refrigerators began to become common in the sixties. From the Las Valley, which slopes down from the amphitheatre of the *Corna Giàs*, the inhabitants of all the settlements and scattered houses of the Valcanale, especially those of Albareti, Rizzoli and Bani, the closest to the side, climbed up to the *Giàs*. The inhabitants of Ardesio, Villa d'Ogna and Gromo came up from the floor of the main valley. There's also a path that reaches the site from Cerete and Cacciamali, on the eastern slopes of Monte Secco. The ice was collected for the home in woollen or hemp bags or, even better, in jute of hemp sacks, which were carried by hand or with the aid of the *bàsol*, a wooden frame balanced on one shoulder⁹. Those in search of large quantities, to serve the requirements of shopkeepers or innkeepers, used beasts of burden, usually mules, but horses and donkeys were also used. The pack saddle¹⁰ had space for two, three or even four sacks, which were firmly tied down with hemp ropes. An alternative to animals was the *preala*, a large wooden sledge hauled by mules, horses or donkeys, or by the men themselves. A large number of sacks could be loaded on the *preala*. According to oral sources, in the twenties a merchant from Villa d'Ogna came to *Put di Albarec* (Ponte di Albareti) with a cart, where he was met by the ice excavators with a *preala* loaded up with sacks.

As late as the twenties and thirties, the local carters delivered sacks full of ice to the shopkeepers of the Valle Seriana, and at times went as far as Val Borlezza and Lovere, on the shores of Lago d'Isèo. Big orders were received from butchers especially, who needed lots of ice to fill their coolers¹¹. During the loading operations at the *Giàs*, bags and sacks were filled with small, lumps of ice, carefully arranged to avoid the formation of vacuums. The ice was chipped away with the *pic*, or pick. At the start of summer, the ice first had to be freed from the layer of snow on top of it, which varied in thickness from one year to another. At the end of the summer, the snow could be removed together with the ice. Once the ice collected for household use reached its destination, it was placed in the *masèl* (or *sòl*), a wooden chest, which was in turn positioned in a corner of the *casèröl*, a cool room normally adjacent to the kitchen, or frequently partially under the ground, where stocks of food were kept. To slow down the melting process, the ice was covered with woollen cloths or layers of sand. In this way, the room stayed cool and food could be kept for longer. From the fifties onwards, the ice from the *Giàs* was also put to less austere uses, such as the production of ice cream and granita, which were sometimes made on the spot, beneath the *Corna Giàs*. Figures that stand out in this sense were an innkeeper from Bani, known as *Legge*, and two fruit sellers from Ardesio, known as *Murini* and *Nedali*. These, at times assisted by young workers, or *famèi*, carried off ice for the production of ice cream with beasts of burden, and at times, especially during religious festivals, made several quick trips to the *Giàs* in a day.

Photo 3: see page 180

2.b - THE CURRENT SITUATION

After a number of years with only light falls of snow, the *Giàs* disappeared in the summer of 1993. According to the inhabitants of the Valcanale, this was an extraordinary event, unknown in living memory¹². However, the heavy snowfalls of the following winter enabled a reasonable mass of snow to remain in place until the

⁷ no other ice deposit in the upper basin of the Serio was as convenient as the *Giàs*. The various snow fields disappeared when they were most needed, and the cirque glaciers at the head of the valley were too high up to be of any practical use.

⁸ Franco Rho, 1999 – *Al nevaio di Cenerentola*. Orobie no. 106, July 1999. This use of ice as described by the author was confirmed by those we interviewed in the area. The article, which provided a useful description of the base site of the ice field, is not entirely accurate. For example, the height of the *Giàs* is incorrectly given as 900 metres, and the name *Corna Giàs* is improperly used to indicate the snow field alone, rather than the snow field and its surrounding areas.

⁹ Antonio Tiraboschi, 1867 – *Vocabolario dei dialetti bergamaschi antichi e moderni*. Bolis, Bergamo. The author describes this as a “wooden tool around 3 feet long, slightly hollow in the middle, with two notches at each end to suspend two buckets of water, which could then be carried on the shoulders”. In this case, the buckets were replaced by sacks full of ice.

¹⁰ on such occasions, a kind of metal framework was attached to the pack saddle, which enabled two sacks to be arranged on the sides of the animal. When there were three sacks, the third was placed between the other two, facing in the same direction. With four sacks, the two upper ones were arranged perpendicularly to the other two.

¹¹ today, some of the old houses in Ardesio, as in certain other villages, still bear the old loading mouths of the coolers, which can be seen along the side of the street.

¹² Ilia Pasini, 1993 – *L'ultimo ghiacciaio è scomparso*. Araberara, August 1993. The local periodical, which incorrectly defined the small area of *Giàs* as a glacier, published a photograph taken in July 1990, in which we can see how greatly the dimensions have been reduced. Among the eyewitness accounts gathered by the journalist, only one mentioned a previous disappearance of the *Giàs*.

autumn of 1994, as a result of which the reconstruction of the *Giàs* was able to go ahead¹³. News of the disappearance increased the fame of this natural phenomenon, which came to the attention of mountaineers, meteorologists and glaciologists¹⁴. In spite of a succession of poor years in terms of ice formation, the *Giàs* resisted in its niche, though it was even smaller than before, up to the summer of 2003. After the increase in 2001, a year that was extremely positive for all the ice field sites¹⁵, two seasons with little snow followed, not helped by the low level of the site and its feeder basin, and once again the scene was set for another total disappearance of the *Giàs*. This took place during the long hot summer of 2003, with all of the tiny ice deposit eliminated by the start of July, as a result of which the phenomenon that the old people of the Valcanale said had never happened before occurred twice in a decade. The later autumn snowfalls took place too high up for Monte Secco, and there were no build-ups that could cause avalanches prior to the snowfalls of December 2003. If nothing is to be left of the *Giàs* but a memory, we have to place our hopes in the *vendöi* of spring, which the inhabitants of Ludrigno look to with suspicion and fear only a few kilometres away.

Photo 4: see page 181

3 - THE VENDUL OF LUDRIGNO

On the eastern side of Monte Secco, a cleft that's almost straight in its main line is cut into the Valle *Vendul* (or *Vandul*). From the rocks at the summit, this falls by more than 1600 metres in around 3 kilometres, to the River Serio. As in many other valleys of the same shape, this is the main channel for the build-up of avalanche snow (in the dialect of Bergamo, the name *Vendul* does in fact mean an avalanche¹⁶). The direct outlet into the main valley, very close to Ludrigno, a scattering of houses just above the right bank of the Serio, means that this valley is a looming presence and avalanches are much feared events. Provincial Road 49 is currently protected by an avalanche barrier, but in March 1984 a major avalanche reached the river bed, cutting off the main road for several days. On that occasion, a motorist who had stopped to rest at the side of the road, was swept away into the river together with his car¹⁷. The avalanches that feed the three *Giàs* on the northern face of the mountain and form an absolutely normal phenomenon, that the valley dwellers observe with scientific interest, become a source of constant attention, concern and fear along the eastern side. To the extent that the *vendöi* and the valley merge into one, the *Vendul* par excellence.

3.a - THE VENDUL IN THE EX VOTO OF THE SANCTUARY OF ARDESIO

In the Sanctuary of Madonna delle Grazie, in Ardesio, a number of ex voto are kept which remind us of some of the avalanches from the *Vendul*. The 17th century building is an important religious site in the upper basin of the Serio¹⁸, whose popularity went beyond the provincial boundaries. In this sense, the link between the Sanctuary and the pilgrims of Valtellina deserves a special mention. In the past, these reached Ardesio on foot, after crossing the Arigna and Coca valleys and the Passo di Coca and adjacent Ghiacciaio del Lupo. The first event represented in the paintings dates back to 30th March 1626 (photo 7), when a large block of snow fell

¹³ Paolo Aresi, 1994 - *Ecco di nuovo il nevaio*. *L'Eco di Bergamo*, 12th September 1994. The author described the build-up of snow as a slide 30 metres long, 15 wide and 6 deep at its thickest point.

¹⁴ Paolo Aresi, 1996 - *Il ghiacciaio ha raddoppiato*. *L'Eco di Bergamo*, 27th July 1996. The writer incorrectly refers to the *Giàs* as a glacier on more than one occasion, and describes a mass of permanent snow around 50 metres long, 70 wide and 10 deep. We have to bear in mind, however, that the measurement was taken at the end of July, long before the end of the melting season, which may go on until the end of October for the *Giàs*.

¹⁵ Servizio Glaciologico Lombardo, 2002 - *Campagna glaciologica 2001*. *Terra glaciàlis*, year V, 2002. On the snowy site of the Ghiacciaio del Lupo, to the east, at the highest point of the mountain chain at around 2500 metres, it was calculated that the snowfall in the 2000-2001 season was in the range of 40 m.

¹⁶ Antonio Tiraboschi, 1867 - *Vocabolario dei dialetti bergamaschi antichi e moderni*. The author also lists the words *Andùl*, *Vandùl* and *Vandòl*, with the same meaning.

¹⁷ Angelo Bonzano, Egidio Genise, Enzo Valenti, 1984 - *Un'enorme valanga sulla provinciale a Ludrigno, all'inizio della Val Bondione*. *L'Eco di Bergamo*, 30th March 1984. The avalanche occurred in the afternoon of 29th March, covered around 120 metres of the high Valle Seriana road and came to a halt in the waters of the Serio, which was almost in spate at the time, and melted a part of the snowy mass, making it possible to find the car that had been swept into the river. The motorist was rescued. According to reporters, the avalanche was caused by excessive snow near the summit, where more than five metres of snow fell. The description given was of a three stage avalanche, starting with a dusting of snow that whitened the road, then the fall of an enormous mass, followed by another, lesser wave. On the road, the layer of snow brought down by the *Vendul* reached 20 metres in thickness.

¹⁸ the Sanctuary is built on the site where the Madonna appeared to two little girls on 23rd June 1607. The event is still commemorated today in a major celebration.

down the mountain and knocked down a number of houses, burying 30 inhabitants of Ludrigno¹⁹. During the searches, *scoperte*²⁰ and prayers to the Madonna were found, and after two days of tireless searching all those buried were rescued²¹. The event is still commemorated today in the pilgrimage of 30th March of each year, when the inhabitants of the settlement appear to renew the thanks and promise of their ancestors²². Another large painting commemorates the avalanche of 4th April 1746²³ (photo 8). On that occasion too, Ludrigno was spared the fury of the *vendul*, which 'miraculously changed direction' and emptied into the Serio²⁴. A third large ex-voto recalls the avalanche of 19th March 1901²⁵ (photo 5), which again spared the village. Even though they show the same locations in a different light, all the paintings evoke the dramatic force of the moment and the fury of the events. They are also important documentary evidence, as they clearly illustrate the trajectory of the avalanches and prove that the same events have taken place in the course of the centuries.

Photo 5: see page 183

3.b - THE TRAGIC AVALANCHE OF 13th MARCH 1916

Recent records refer to the avalanches of 1960, 1969 and 1976²⁶, as well as the 1984 phenomenon we mentioned above, and which closes the series of events, But the most tragic *vendul* in living memory took place on 13th March 1916. On that occasion, a huge mass of snow overwhelmed the houses of Ludrigno, causing eight deaths²⁷. The journalists of the period described an apocalyptic scene, with 14 houses "struck, crushed and overwhelmed by the avalanche and around thirty people... buried underneath, along with thirty or so animals". The breach "in the midst of the settlement" was such as to create a gap "about forty metres wide"²⁸. As ever, it was the southern side of the snow drift that caused the disaster. This suddenly expanded at the conical base of the *Vendul*, as it was no longer held in by the gorge that stopped its flow a little higher up. On this occasion, the avalanche found the lower part of the *Vendul* already full of snow that had been brought down in a previous fall, and which encouraged the subdivision of the drift into two branches²⁹. The tragedy

¹⁹ the scroll at the base of the painting bears a not entirely legible inscription: "ANNO D(omini) MDCXXVI DIE XXX MARTII LOCO LUDRINII/ AB INGENTISSIMO NIVIS ACERVO INVASO MULTIS/ DOMIBUS DESTRUCTIS INEISQUE TRIGINTA CIRCI/ TERVE PERSONIS AGGRESSIS OMNES TAMEN INCOLUMES/ EREPTE FUERE QUA OBTENTA GRATIA/ INCOLE D. B.V.M. GRATIARUM/ DE ARDESIO (...) ORTUS ERIT".

²⁰ the *scoperta* (uncovering) is an old religious tradition which has fallen into disuse. In the past, sacred images, including that of the Madonna of Ardesio, were covered with a decorated veil to protect them from dust and create an aura of mystery around them. They were uncovered only on special occasions, with an almost theatrical emphasis.

²¹ Baronchelli S., Zanoletti L., 1986 – *Il Santuario di Ardesio*. Edited by the Sanctuary Trustees, pp. 36-37.

²² Enzo Valenti, 1994 – *Quei santi di primavera*. *Orobie* no. 43, March 1994. "Between Saints and Proverbs". Up to a short time ago, this was a procession in every sense of the term. The limits imposed on the provincial roads now force the faithful to use motor vehicles.

²³ Stefano Baronchelli, 1992 – *La Parrocchiale di San Giorgio ad Ardesio*. Ferrari Editrice, pp. 34-36.

²⁴ the scroll in the upper part of the painting is almost illegible. The last lines of the message read: "... towards the church, as far as (...) of smooth surface, made a vow to this Mother of the Graces, miraculously changed course and emptied into the Serio. And this occurred on (...) April 1746". The day is missed out, as the number we read (it looks like an 8) is in contrast with the dates in the bibliography.

²⁵ the scroll at the bottom of the painting bears an inscription in capital letters, which is clearly legible: "FRA LIRA UN DI DEG/LI ELEMENTI INFESTI/ E F'URROR DI NATURA/ VERGINE POTETRICE/ A NOI SENDETI SU QES/TO SUOLO PIANTASTI/ IL TRONO UNA L'TRA/ VOLTA LUDRIGNO SALVO/ 19 MARZO 1901".

²⁶ Angelo Bonzano, Egidio Genise, Enzo Valenti, 1984 - *Un'enorme valanga sulla provinciale a Ludrigno, all'inizio della Val Bondione*. *L'Eco di Bergamo*, 30th March 1984. The writers state that 'the most powerful' was the 1960 avalanche, in the year when the Orobian Alps showed evidence of the start-up of a minor reglaciation phase, which continued until 1986.

²⁷ (...), 1916 - *La valanga omicida di Ludrigno di Ardesio*. The murderous avalanche of Ludrigno, Ardesio. *L'Eco di Bergamo*, 14th March 1916. According to Stefano Baronchelli (see note 23), there were actually nine victims.

²⁸ (...), 1916 - *La valanga omicida di Ludrigno di Ardesio*. *L'Eco di Bergamo*, 14th March 1916. The journalists described the great mass of snow as divided up into "columns, spires and pinnacles with jagged edges and sharp points". The part that covered the road was 180 metres wide.

²⁹ (...), 1916 - *La valanga omicida di Ludrigno di Ardesio*. *L'Eco di Bergamo*, 14th March 1916. The newspaper reports the eyewitness report of a Mr. Zanchi, who compared the avalanche to those of 1901 and 1888. On the causes and dynamics of the snow drift, he gave a description similar to those for the 1901 avalanche. According to Zanchi, when this precipitated and struck the floor of the Serio Valley, it caused "a wind so strong that it tore away the roof of a house in Ludrigno, and a noise so loud that it could be heard two kilometres away", while the terrain near Ludrigno "shuddered, as if it had been hit by an earth tremor". So much snow built up in the river bed that a dam was formed, which resisted "for at least half an hour against the thrust and melting action of the water". Zanchi repeated the presence of an "enormous column" of snow, "whose sides were more than 25 metres high on the Serio Valley floor", above the "huge mass" of snow.

that had so often been avoided at the last minute this time struck the small settlement full on, and, like many other mountain settlements³⁰, it found itself undefended against the fury of the snow. The list of avalanches is completed with those of 1810 and 1888. The documents consulted make only a brief mention of these, but other materials remain unread as of now.

Acknowledgements

This paper has been some time in the preparation, due to the difficulty in finding the time to write, and the need for moments of tranquillity and silence in which to give myself up to thought, ideas, and fruitful reflections. I did what I could to find such occasions, and at times succeeded. During the silent night, for example, when fatigue at times got the better of me, or during brief snatches of the day, at home or in the field for purposes of research. The article pays homage to the many factors that vanish every day without trace – places, panoramas, cultures, materials, knowledge and traditions. Infinite riches that time cancels out or casts aside with disconcerting speed, crushing you and tiring you out on the one hand and not leaving you the time to collect words and illustrations on the other. For his great patience, I'd like to thank Antonio Galluccio, who knows my slow progress by now and allowed me to gather information and materials right up to the last minute. Thanks too to Prof. Angelo Pasini, for the copious information offered, and Romolo Filisetti, for the comprehensive photographic materials placed at my disposal. Endless thanks to Coletta, for her understanding, assistance and protection offered to me in every way.

Photo 6: see page 184; photo 7 and 8: see page 185

ITINERARY no. 1.2004

THE GLAS IN THE LAS VALLEY

Starting point	Village of Albareti (840 m), in the municipality of Ardesio (BG)
Access:	From Bergamo, drive up the Valle Seriana on provincial road 35, Bergamo-Nembro, then take the Valle Seriana road (formerly trunk road 671), as far as Ponte Nossa. Turn left onto provincial road 49, Upper Valle Seriana, and continue to Ardesio where, at the level of Ponte Seghe, the Valcanale road runs off to the left. After passing through Marinoni and Rizzoli, the village of Albareti is reached, just below the road (which is known here as Via Val Las), where there's a small car park.
Time required:	1 to 1 H hours for the ascent alone.
Ascent:	330 m (taking the drop to the Acqualina stream into account)
Maximum height:	1130 m (snow field)
Difficulty:	Easy walk
Support points	-
Maps	C.T.R. of the Lombardy Region, scale 1:10,000, Section C4d2, Cima del Fop; I.G.M. map, scale 1:25,000, Ardesio Sheet; CAI Bergamo, Orobian Alps, map of paths and shelters, scale 1:50,000, Zones 1-2 Orobian Alps centre-west; Kompass, tourist map, scale 1:50,000, no. 104 Foppolo-Valle Seriana.
Notes:	The route runs through permeable and dry limestone rocks. We recommend taking on water supplies at the Albareti fountain.

Fig. 1: see page 186

From the Albareti car park, from which the massive northern face of Monte Secco is already visible, we head for the village towards the west. We soon reach the square with its fountain and washing trough, from where we head down towards the lower houses on the left. The mule track quickly becomes a path, which runs flat towards the west (to the right) and a votive niche. We now move down along a broad mule track to the left, through the meadows to the Albareti bridge, which crosses the Acqualina stream after the Alto Serio and Flavio Tasca paths. On the right side of the Valcanale, we climb up along a narrow unpaved road, which first runs alongside the *Pià di Stai* meadow then enters the *Val Las*, the little valley that runs down from the amphitheatre of the *Corna Gias*. We climb through the dense vegetation, crossing the stream a couple of times, until we reach a fork. If we go left, we soon reach a small plane, where the woods give way to bushes and scrub and the northern face of Monte Secco shows off all its grandeur, with the central channel running through it. The path now quickly rises to the left, to the detrital cone, before tunnelling into the great amphitheatre dominated by the *Corna Gias*. The specific microclimate of the area, much cooler than the 1000 metres in height might lead us to believe, is made clear by the sudden transformation in the plant cover, which quickly changes from woods to shrubs and sparse natural grassland. The path becomes less steep and reaches the final extension of detritus through a dense pine grove. The *Gias* is on the floor of the plain, a tiny block of ice and snow against the rocky wall. It's possible to make the return journey by coming straight down along the drift of detritus below, conveyed by the waters of the stream during heavy rain. The stones gradually give way to an unmarked path which runs through a series of shrubs to the beech grove, from where we head right to reach the fork we came across during the ascent, downstream of the plain.

Photo 9: see page 187

³⁰ on March 15th1916, two days after the tragic event of Ludrigno, the L'Eco di Bergamo newspapers reported the funerals of 42 people who died in an avalanche in the Valle Camonica.