

*La neve è una poesia.
Una poesia che cade dalle nuvole
in fiocchi bianchi e leggeri.
Questa poesia arriva dalle labbra del cielo,
dalla mano di Dio.
Ha un nome.
Un nome di un candore smagliante.
Neve.*

(da *Neve*, di Maxence Fermine, © Arléa, Paris, 1999)

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:

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

Segreteria / Secretary:

Stefania Zocchetti

Impaginazione e grafica / Paging and graphics:

Antonio Galluccio, Francesca Strozzi

Amministrazione / Administration:

Alessandro Galluccio

Contatti con gli sponsor / Liaison with sponsors:

Giovanna Mainardi, Francesco Galluccio

Traduzioni / Translations:

Carla Bessi, Carlo Bonfanti, Laura Cibien, Angelo Molteni, Alice Sala, Andrea Salvetti, Francesco Serracchioli, Chiara Uglietti (inglese); Sandra Mauri, Guido Catasta (francese) Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi (inglese e 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 fonte, 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, giugno 2005

In copertina: deglaciazione alpina: il grande seracco in fase di dislocazione sulla Parete Nord della Punta S. Matteo (Ortles-Cevedale, Valfurva, Italia). (maggio 2005, R. Scotti, G. Cola, A.C. Galluccio).

Cover: alpine de-glaciation: the huge serac about to detach from the North Wall of Punta S. Matteo (Ortles-Cevedale, Valfurva, Italy). (May 2005, R. Scotti, G. Cola, A.C. Galluccio).

TERRA GLACIALIS

annali di cultura glaciologica

annals of glaciological culture - annales de culture glaciologique

Anno VIII

2005

Servizio Glaciologico Lombardo
Milano - Italia

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

opera realizzata con il patrocinio del

Convegno delle Sezioni Lombarde del Club Alpino Italiano

e con il contributo di:

CLUSTER s.r.l.

CODEVINTEC ITALIANA s.r.l.

Strumentazione per Geofisica, Oceanografia, Sismologia, LaserScanner 3D e GPS/DGPS



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 to the authors

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

- Supply of material:
 - text dimension: free
 - text format: floppy disk 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: Ghiacciai, clima, società

Nulla di nuovo sotto il sole.

Nulla di nuovo, pure quest'anno, sotto un sole da cui dipendono le sorti del nostro pianeta e, in senso ancora più stretto, quelle dei ghiacciai. Per questi ultimi, come per il primo, l'annata 2004 si è rivelata, una volta di più, fortemente negativa. Almeno nelle Alpi centrali. L'estate, sopra la media per quanto riguarda il dato termico, ha avuto facilmente ragione dei poco significativi contributi della stagione invernale, se si eccettuano i ristretti ambiti a prevalente accumulo valanghivo. Una pronunciata azione eolica ha, per parte sua, svolto un effetto marcatamente svantaggioso in alcuni settori glacializzati della montagna alpina. Se l'estate 2003 ci aveva consegnato i ghiacciai in condizioni francamente spoglie, come non si vedevano almeno da parecchi decenni, il 2004 ha, bontà sua, permesso il rientro nella media: in una media, però, quella dell'ultimo ventennio (ma più in là dell'ultimo secolo) che lascia poche speranze alla sopravvivenza del fenomeno glaciale nelle Alpi. Una conferma dopo l'altra. Un secolo al più, secondo recenti stime, per assistere alla scomparsa quasi totale dei ghiacciai in questa porzione del rilievo terrestre. E al momento della stesura di queste righe, sotto una generosa nevicata che imbianca Milano, qualità e quantità dell'innevamento presente sulle montagne preannunciano una probabile, ulteriore annata negativa. Nè, del resto, le cose vanno meglio altrove.

Modelli previsionali complessi - mai però quanto il clima stesso - ci restituiscono l'elevata possibilità della scomparsa di ogni traccia di glacialismo nell'intero emisfero boreale entro i prossimi ottomila anni. Duemila, i primi, dovrebbero però essere più che sufficienti ad erodere larga parte delle riserve di ghiaccio presenti nella metà Nord del pianeta.

Buoni motivi, insomma, per preoccuparsi, soprattutto in virtù delle probabilissime ragioni alla base di tale tendenza. Se l'eventuale naturalità del fenomeno non porrebbe comunque l'uomo al riparo da ogni timore, il suo iscriversi all'ambito delle attività antropiche dovrebbe imperativamente indurre più profonde riflessioni.

Come noto, l'atmosfera della Terra sperimenta oggi, con le sue 370 ppmv, le più alte concentrazioni di gas serra mai registrate negli ultimi 400.000 anni. Con o senza Kyoto, a cui è difficile assegnare più di un, peraltro importante, carico simbolico e pedagogico, tali valori sono inesorabilmente destinati ad accrescersi in misura sensibile nei prossimi decenni. Con essi, è praticamente certo, un'ulteriore impennata subirà la temperatura media del pianeta. Il coerente incremento delle precipitazioni, peraltro nella probabile forma di un aumento del numero di eventi estremi, scarso giovamento potrà condurre alle masse glaciali, ben più sensibili nel lungo periodo al regime termico che non a quello pluviometrico.

A cosa ricondurre quindi il progressivo, attuale depauperamento delle riserve glaciali del pianeta e gli scenari ancor più inquietanti che su di esse gravano?

Negli anni passati, in questa sede hanno trovato spazio forme di aperta polemica verso (come direbbe Calvin a Hobbes) un certo modo di "gestire il mondo" e talune sue manifestazioni in specifici ambiti locali (si vedano le righe dedicate al "non-evento" da poco conclusosi dei Mondiali di Sci Alpino in Alta Valtellina negli editoriali di Terra glacialis 5, 6 e 7). Come sempre, l'espressione di un pensiero critico suscita reazioni contrastanti.

Premesso che, come ricordava Gaston Bachelard, "l'osservazione scientifica è sempre un'osservazione polemica", pare del tutto evidente la necessità di una riflessione capace di legare i fenomeni, in questo caso quelli delle dinamiche del clima e dei ghiacciai, alle cause che li determinano: queste ultime, in larga misura riferibili a un modello di sviluppo che, in misura crescente dalla Rivoluzione Industriale in poi, ha guardato, finendo con il divenirne tragicamente sinonimo, alla crescita economica come all'indicatore unico e irrinunciabile dell'agire umano. Se non che, proprio tale modello è responsabile, qui e adesso, di un miliardo di sottoalimentati, sparsi - e neppure troppo - un po' ovunque, e comunque in larga parte ricompresi in quella parte del mondo che aderisce, in maniera più o meno cosciente e volontaria, ai principi di un devastante liberismo economico. Responsabile, tale modello, di decine di nuovi e vecchi conflitti alimentati

ad arte ben più dalla ricchezza che dalla fame. Responsabile, ancora, di accumuli di ricchezze personali che corrispondono al doppio o al triplo di quelle prodotte da interi stati.

Da ultimo (si fa per dire) allo stesso modello economico, politico e culturale è facile attribuire il pesante intervento sui delicati equilibri del clima terrestre e su quelli degli ecosistemi. In realtà sull'unico grande geo-sistema, che non tarderà, più di quanto già non accada, a presentarci il conto.

Ciò, senza dimenticare che anche altri sistemi economici hanno prodotto, sino a un recente passato, "esiti ambientali" analoghi, quando non peggiori.

Ecco allora che il rapportarsi direttamente, come già abbiamo fatto in passato, a situazioni di carattere locale, le cui conseguenze gravano comunque su sistemi più ampi, trova senso in un contesto di dichiarata accusa verso un modello che di tali fatti concretamente si compone e che in essi trova esplicita affermazione. Non si tratta, è infine evidente, di una volontà di chiusura nel localistico o, peggio, nell'individualistico, logiche queste di cui è peraltro drammaticamente pregna la nostra cultura, ma, viceversa, di portare su un piano concreto, e pragmatico, l'irrimandabile denuncia dei guasti e delle tragedie prodotte da questo modello di (sotto)sviluppo.

Chiusosi il (mai aperto) sipario delle manifestazioni dei Mondiali di Sci Alpino nella, più povera, Alta Valtellina, restano i danni. Quelli, ampiamente annunciati anche in queste pagine, a esito di quanto è stato fatto, e quelli prodotti da quanto non è stato fatto, e si poteva invece fare, con le ingenti somme di danaro pubblico stanziate. Restano le foreste abbattute, i suoli denudati, i paesaggi compromessi, i ponti surreali a scavalcare realissime fogne a cielo aperto, le leggi infrante (vedi il recente deferimento dell'Italia alla Corte di Giustizia Europea per la pista da discesa realizzata senza le necessarie valutazioni d'incidenza) e molto altro. Senza che ciò, e comunque non sui risultati si misurano i mezzi, abbia prodotto un briciolo del tanto atteso e proclamato rilancio di questo comprensorio alpino. Ma, viceversa, avendone ulteriormente intaccati il patrimonio ambientale e culturale: già ridotto, quest'ultimo, a ben poca cosa, se è vero che la promozione della (sbiadita) immagine di questi territori è passata attraverso quella, certo più attraente, di improbabili gruppi di ballerine brasiliane. E se è vero che il tentativo di salvare l'immagine del circo bianco è passato per la squallida implorazione diretta a insegnanti e bambini affinché contribuissero a rendere meno vuoti i desolati spazi delle tribune mondiali. Un genuino *horror vacui* per gli esiti di quello che nelle aspettative di taluni doveva essere il trampolino di rilancio della valle nel sempre più difficile mercato del turismo internazionale e che si è invece risolto in una sorta di farsesca autorappresentazione del peggior provincialismo burocratico e culturale.

I complicati conti dei corrispettivi di emissione di gas climalteranti (e quindi, perché qui di ghiacciai si parla, glacioalteranti) prodotti da tutto ciò, non sono ovviamente stati fatti, né, presumibilmente, mai lo saranno. Quelli non meno semplici del ritorno in termini di benessere umano, ma anche solo economico, dell'operazione Mondiali nel medio e nel lungo periodo, neppure. Stesse lacune per ragioni non troppo diverse.

Nell'attesa che qualcosa muti, i lettori potranno intanto garantirsi - perché no, un anno e oltre prima che lo *show* prenda avvio - un posto in prima fila per le prossime Olimpiadi della Neve. Lo spettacolo dello sviluppo senza limiti e di tutta la sordidezza che lo accompagna è garantito.

Nulla, ma proprio nulla, di nuovo sotto il sole.

Luca Bonardi
Milano, 3 marzo 2005

EDITORIAL: Glaciers, climate, society

Nothing new under the sun.

Nothing new, for one more year, under a sun which controls the fate of our planet and, in a more direct way, that of any single glacier. For the latter, as well as for the former, the year 2004 turned out, once more, strongly negative. At least in the Central Alps. The summer, above average as far as thermal data are concerned, definitely overwhelmed the scarce contributions of the winter season, with the exception of a few, limited areas subject to avalanche accumulation. Strong winds also contributed to enhance an already negative season in some icy sectors of the Alps. If the summer 2003 had left the glaciers in terrible conditions, the worse ever of the last few decades, the year 2004, fortunately, turned out to be an average year: an average, mind you, matching the trend of the last twenty years (or, more extensively, the trend of the last century) but leaving little hope for the survival of our Alpine glaciers. One confirmation after another: according to recent estimates, the next hundred years, at the most, will see a nearly complete disappearance of the glaciers in this portion of the planet. At the moment of writing these notes, while a nice snowfall blankets Milano, quality and quantity of the Alpine snow cover point to a likely, further negative year. The situation is no better elsewhere. Complex forecasting models - though not nearly as complex as the climate itself - point to a high probability of loosing all glacial sites of the northern hemisphere within the next eight thousand years. The first two thousand, however, are deemed to be sufficient to wipe out most of the ice fields now existing on our half of the planet.

These are good reasons to start worrying, especially when considering the true causes underlying this trend. Even if a series of “natural” causes for such trend were to be identified, this would by no means overcome our worries, as its probable origin from human activities should sound an immediate alarm.

Nowadays, it is well known that our terrestrial atmosphere, with CO₂ at 370 ppm, faces the highest concentration of global warming gases of the last 400.000 years. With or without the Kyoto pact, which, as important as it may be, carries a mere symbolic and pedagogic weight, such values are inevitably going to rise in the coming decades. This situation will doubtless lead to a further increase of Earth’s average temperature. The expected rainfall increase, most likely in the form of extreme events, will hardly benefit the glacial masses which, in the long term, are more sensitive to the thermal regime than to the pluviometric one.

What are then the causes driving the present reduction of our glacial masses and fueling even more worrisome expectations?

In past years this publication has objected to certain ways of “ruling the world” and to some of its specific, local applications (see for example the notes in the Editorials Nr. 5, 6, 7 of *Terra glaciälis* addressing the “non-event” of the recently held Alpine ski championship in Upper Valtellina). As usual, a critical argument rises contrasting reactions.

Under the assumption that, quoting Gaston Bachelard, “scientific investigation is always a critical observation”, there is a clear need for analyses capable of linking the different phenomena, namely climate and glaciers dynamics, to their originating causes: since the Industrial Revolution, these point to a development model largely aiming at unrestricted economic growth as the main and utmost indicator of human behaviour. This model, however, is responsible, here and now, for a billion of starving human beings, spread everywhere and to a large extent located in those parts of the world that follow, in a more or less conscious manner, the principles of a devastating economic liberism; also responsible for dozens of new and old conflicts conveniently fed by wealth rather than by hunger; also responsible for allowing personal fortunes exceeding, by two or three times, the GNP of entire countries.

Last but not least, one can easily blame this economical, political and cultural model for upsetting the eco-systems and the delicate balance of Earth’s climate. A model ostensibly bound to undermine the overall geo-system, which will soon force mankind to pay a bill higher than the

one it is paying already. Thou, without forgetting that until a recent past, other economic systems produced the same (if not worst) environmental outcomes.

This is the reason why, as we have consistently done in the past, we direct our attention to local situations, whose consequences immediately affect the larger systems and throw the blame on a model built upon these premises. It does not mean that we intend to address only minor areas or, worse, individual themes, things that our culture seems to promote; on the contrary, we wish to address our considerations to the tragedies, real and pragmatical, descending from such model.

Having closed the (never opened) World Alpine Ski saga, the spoliation of the upper Valtellina remains. As already reported in previous pages, the spoliation is the consequence of what has been done - or what has not been done - with the huge amount of public money made available for this purpose. What this whole affair has left behind is a large number of fallen trees, spoiled soil, impaired landscapes, senseless bridges over sewage drains, infringed laws (see Italy's accusation in front of the European court on the ground of a downhill run not meeting the prescribed environmental criteria) and much more. All the above has produced none of the heralded benefits supposed to bless the economy of this alpine area; on the contrary, it has eaten away into the environment and local cultural inheritances, a sad end for an area having to rely on Brazilian showgirls for the promotion of its territory and pressed to round-up schoolteachers and students to fill the voids on the stands. A genuine *horror vacui* for the expectations placed on an event which, supposedly designed to promote the valley in the ever more difficult international tourism market, turned out to be a ridiculous self-representation of the worst bureaucratic and cultural provincialism.

The difficult computations of the damages inferred to the environment - which in an Alpine area is represented by its glaciers - through unnecessary gaseous emissions have not been carried out, nor will they ever be. Same fate for those addressing the economic payback in terms of medium-long term human welfare.

Hoping and waiting for something to change, the reader can book, one full year in advance, a first line seat at the next Olympic Winter Games. The show of no-limits development and its worst displays is about to play.

Really, again, nothing new under the sun.

Luca Bonardi

Giuseppe Cola (*)

LA GRANDE FRANA DELLA CRESTA SUD-EST DELLA PUNTA THURWIESER (THURWIESER-SPITZE) 3658 m (Alta Valtellina, Italia)

1 - INTRODUZIONE

Sabato 18 settembre 2004, nella conca di Bormio è una giornata di fine estate come tante altre, tranquilla e assolata. Improvvisamente, il normale svolgersi della vita quotidiana viene sconvolto dalla notizia della caduta di una grande frana in alta Val Zebrù: i Valtellinesi rivivono quella angoscia che già avevano provato nel 1987, quando la frana della Val Pola provocò la morte di 27 persone. Alle 13:44 un sordo boato rompe il silenzio di questo intatto angolo della Valfurva; una gigantesca nube di polvere grigia riempie la vallata, avvolgendo gole, sentieri e alpeggi. L'allarme scatta subito: a lanciarlo sono i gestori del Rif. Campo, testimoni diretti dell'avvenimento. La macchina dei soccorsi si mette rapidamente in moto alla ricerca di eventuali vittime o dispersi. Lo spettacolo che si presenta ha dell'incredibile: la frana, staccatasi poco al di sotto della vetta della Punta Thurwieser, dopo essere scivolata sul sottostante Ghiacciaio dello Zebrù, ha superato con un gigantesco balzo la bastionata rocciosa su cui sorge il Rif. V Alpini; si è poi incanalata nel vallone sottostante, ricoprendo gran parte dell'imponente apparato morenico deposto dal ghiacciaio nella Piccola Età Glaciale (PEG), e si è arrestata a 2235 m di quota, poco a monte della Baita del Pastore. Nella sua corsa verso il fondovalle, la colata di detriti distrugge un'area da picnic, fortunatamente deserta, e un lungo tratto del sentiero di accesso al Rif. V Alpini. La notizia del crollo è prontamente ripresa dagli organi d'informazione: in breve le notizie e le immagini dell'evento raggiungono il grande pubblico.

2 - IL DISGELO MINACCIA LE ALPI

Nella regione alpina gli effetti dell'attuale riscaldamento del Pianeta sono particolarmente evidenti: precipitazioni in aumento, ghiacciai che si ritirano, vegetazione che muta, tutti fenomeni che stanno modificando profondamente il paesaggio montano. Tra questi si deve considerare anche la fusione dello strato di *permafrost*². Esso è un formidabile collante naturale dei versanti montani e nelle Alpi risulta distribuito "a chiazze" in zone di media e alta quota. La sua presenza è connessa alla quota dell'isoterma - 2 °C della temperatura media annua dell'aria. Nel permafrost il ghiaccio può presentarsi sia in forma interstiziale sia in forma di lenti più o meno continue, di spessore variabile, intercalate con livelli rocciosi o, ancora, come corpi compatti con inclusioni di suolo. Esso è minacciato dal calore, nemico insidioso, che può comprometterne la struttura fino a fonderlo, saturando d'acqua lo "strato attivo", cioè quella porzione di suolo superficiale (da pochi cm a 3-4 m) soggetta all'alternanza tra fusione estiva e congelamento nella stagione fredda. In seguito alla perdita delle resistenze interne che in tal modo si verifica, i suoli a permafrost sono soggetti a movimento lento anche su pendii a bassissima inclinazione, secondo il ben noto meccanismo del *soliflusso*. Anche negli ammassi rocciosi fratturati la presenza del permafrost può contribuire all'aumento delle pressioni neutre³, in quanto può agire da strato impermeabile nei confronti delle acque circolanti in frattura o, in caso di fusione del ghiaccio, incrementare direttamente il contenuto d'acqua.

(*) Servizio Glaciologico Lombardo; email: dosegu@libero.it.

² definito come suolo gelato per almeno due anni consecutivi.

³ per pressione neutra si intende la pressione esercitata dall'acqua e dall'aria che occupano i pori del terreno nel punto considerato; è neutra in quanto le sue variazioni non necessariamente si traducono in modificazioni della pressione effettiva, quindi non influenza la resistenza al taglio e i cedimenti.

La neve influenza ampiamente la temperatura del permafrost. Il periodo dell'anno in cui si verificano le prime forti nevicate è in tal senso di fondamentale importanza: se queste si hanno già in estate o all'inizio dell'autunno il terreno ne resta isolato e il calore immagazzinato durante la stagione calda rimane al suo interno; se invece si fanno attendere, il terreno ha il tempo di raffreddarsi. Si noti come l'abbondanza di neve raccorci il periodo durante il quale il terreno assorbe il calore estivo.

Perforazioni profonde effettuate sui monti di St. Moritz (Engadina, Svizzera) hanno rilevato un innalzamento della temperatura interna dei versanti da 0,5 °C a 1 °C negli ultimi 15 anni, a fronte di un aumento medio della temperatura dell'aria di 0,2 °C nell'ultimo decennio. Le stime indicano inoltre un innalzamento complessivo della temperatura del permafrost alpino di 1-2 °C nel secolo scorso: è dunque facile immaginare che, se i terreni ghiacciati delle nostre Alpi si trovano a temperature di - 2 / - 3 °C, non ci vorrà molto a portare a completa fusione estese porzioni di permafrost e dunque a porre a rischio di collasso interi versanti.

Un fattore ulteriore, in un vero e proprio effetto "a catena", è poi il progressivo ritiro dei ghiacciai, che lascia esposte vaste superfici rocciose e detritiche *ghiacciate* agli effetti deleteri del calore estivo. Ciò che rende il permafrost montano particolarmente vulnerabile ai cambiamenti climatici (e ne fa dunque un perfetto indicatore per verificare l'entità dei cambiamenti stessi), è la combinazione di temperature appena al di sotto di 0 °C, alti contenuti di ghiaccio e versanti particolarmente acclivi.

Oggi vaste porzioni di suolo passano da una condizione di permafrost a quella di scongelamento: ne derivano il disgregamento e il collasso di interi versanti, con frane catastrofiche e colate di fango di dimensioni gigantesche, con conseguenze facilmente immaginabili per le comunità che su tali versanti vivono e sviluppano le loro iniziative economiche. Secondo DRAMIS, una delle cause scatenanti della colossale frana della Val Pola in Valtellina (1987), va ricercata proprio nel permafrost, degradato dal riscaldamento. Indizio diretto della sua presenza nell'area di distacco di questa frana, è fornito dalla presenza nelle vicinanze di numerosi *ghiacciai di roccia* (*rock glaciers*), giganteschi accumuli di roccia e ghiaccio di forma lobata, simili a colate di lava e in lentissimo movimento verso valle. I rock glaciers sono considerati i migliori "indicatori" geomorfologici della presenza di permafrost montano.

3 - NOTAZIONI STORICO-GEOGRAFICHE

La Val Zebrù, tributaria di destra della Valfurva, è lunga circa 12 km e ha un andamento arcuato da E-SE a W-NW nel tratto più elevato, per piegare successivamente a W e a SW al suo sbocco (fig. 1). La valle appare fortemente asimmetrica a causa dell'assetto tettonico-strutturale delle formazioni affioranti: il fianco destro sfiora con diverse elevazioni i 4000 m di quota ed è interessato da una fitta rete di solchi di ruscellamento e di canali scolpiti nelle dolomie e nei calcari, mentre il fondovalle è inciso nel cristallino. Con i suoi 3658 m di quota, la Punta Thurwieser sembra un nanerottolo rispetto alle vette circostanti, tuttavia, in virtù del suo aspetto selvaggio (sul versante lombardo presenta dirupi ripidissimi mentre su quello atesino è ammantata da una vertiginosa parete di ghiaccio e roccia), viene tuttora considerata, a ragion veduta, come una delle più belle montagne dell'Ortles-Cevedale.

Nella celebre Guida ai Monti d'Italia del Club Alpino Italiano dedicata alla regione dell'Ortles, curata da A. BONACOSSA (1915) nell'imminenza della Grande Guerra, l'autore così la descrive: "*Svelta piramide di rocce, a forma di aguzza lancia, con un tagliente di ghiaccio terso, di tal ripidezza che passò come sinonimo nella letteratura alpina. È tra le più belle montagne delle Alpi Orientali e costituisce, vista dall'Est, col Tresero la più elegante vetta del gruppo. Ascensione di frequente compiuta per la fama di più difficile cima della regione, richiede realmente una buona pratica ed abilità onde superare il famoso spigolo di ghiaccio; la ripida facciata rocciosa italiana invece - pressoché sconosciuta - è molto più facile, qualora si tenga la via seguita finora solo dalle guide di S. Caterina*".

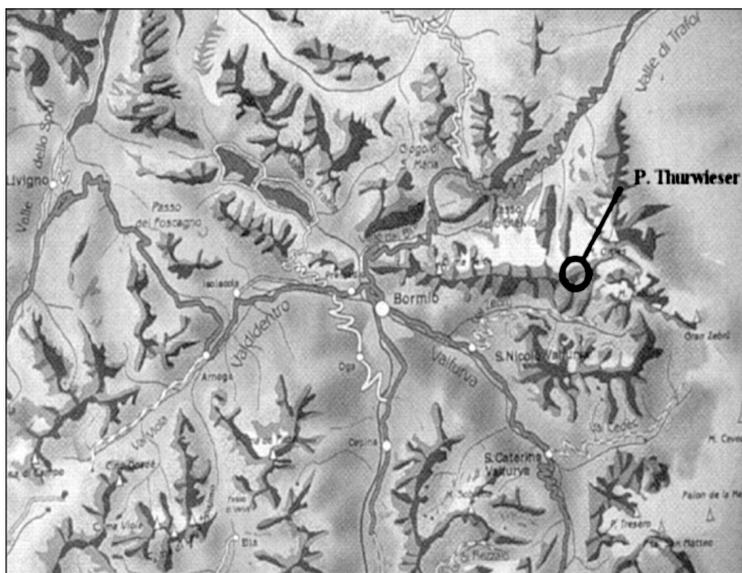


Fig. 1: inquadramento geografico dell'area in esame.

Fig. 1: Thurwieser Peak's geographic location

Durante la guerra, nel marzo 1917, gli Italiani occuparono la vetta, che tennero stabilmente per la restante durata del conflitto, in quanto mirabile osservatorio sulla sottostante Valle di Trafoi. Di lì a poco seguì l'occupazione delle contigue Croda Baeckmann, Cima di Trafoi e del Gran Cono di Ghiaccio. Presso la vetta sono tuttora visibili i resti di alcune baracche, mentre il sottostante Ghiacciaio dello Zebbrù, prima della grande frana, era cosparso di resti bellici precipitati dall'alto o trasportati dalle valanghe, muti testimoni delle epiche gesta di cui diedero prova e delle fatiche inumane cui si sottoposero i nostri alpini. Lungo la parete Sud della montagna venne inoltre realizzata una delle vie militari attrezzate di maggiori dimensioni del Gruppo dell'Ortles-Cevedale, tracciato che, partendo dal Ghiacciaio dello Zebbrù, si inerpicava sulla parete fino a raggiungere le postazioni della vetta. La sicurezza era garantita da corde fisse, in certi punti doppie e triple per una lunghezza di 3000 m e che superavano un dislivello di 700 m, e da numerose scale di corda, denominate "scale del cielo".

Nella più recente Guida dei Monti d'Italia del Club Alpino Italiano dedicata all'Ortles-Cevedale (G. BUSCAINI, 1984), la Thurwieser viene ancora considerata come una montagna impegnativa e dotata di notevole bellezza in virtù dell'ertissima cresta NE e dell'imponente bastionata di rocce franose che la collega verso W alla Cima di Trafoi. Infatti, l'autore così si esprime "Grazie alla nevosa cresta NE, dal profilo elegante, è una delle più belle montagne della regione. Dalla cima si dirama a S una cresta poco evidente nel corpo della montagna, che in basso separa i resti della Vedretta dei Camosci da quella dello Zebbrù. Tutto il versante orientale è invece complesso. La parete SE, ripida nella parte superiore e con una cresta in quella inferiore, è caratterizzata da ripide fasce di roccia tagliate da canaloni. Da questa parete al canalone nevoso del Passo Thurwieser si protendono verso E alcuni ripidi speroni incisi da orridi canali, che costituiscono la stretta parete E, limitata dall'elegante cresta NE che scende al Passo Thurwieser. La parete N è in gran parte nevosa, la NO di roccia mista a neve, e si alzano ambedue dalla conca superiore della Vedretta del Circo. Infine la breve cresta O si abbassa con qualche salto a formare la lunga cresta che la collega alla Cima di Trafoi. La roccia che la costituisce è rotta e friabile (salvo in qualche rara bancata compatta), disposta in pile instabili di sottili strati di calcare metamorfosato e ovunque cosparso di detriti. L'ascensione più frequentata è quella per la cresta NE, che normalmente si segue in salita e in discesa. Pure abbastanza frequentata è la cresta O (Baeckmann) in traversata dalla Cima di Trafoi, mentre alcune delle altre vie su roccia a giusta ragione non sono state ancora ripetute. Il toponimo venne attribuito da E. von Mojsisovics, in onore di Peter Carl Thurwieser, di Salisburgo, alpinista attivo tra il 1820 e il 1858, uno tra i primi salitori dell'Ortles. La tav. IGM pone erroneamente il nome di Cima di Trafoi alla Punta Thurwieser, e viceversa".

4 - CARATTERI GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICI

Le unità tettoniche interessate dal movimento franoso sono le Falde Campo e Ortles, unità riferibili all'Austroalpino Centrale. Distribuite in direzione E-W, sono separate da una superficie di dislocazione, lungo la quale si incuneano lembi di trascinamento e scaglie di rocce altamente fratturate e milonitizzate. La demarcazione tra le masse cristalline meridionali (Falda Campo), rappresentate eminentemente dalle Filladi di Bormio, e il sedimentario della fascia NE (Falda Ortles) è definita all'incirca dal decorso della *Linea dello Zembrù*, che rappresenta l'espressione in superficie del piano di sovrascorrimento lungo il quale la Falda Ortles si è accavallata alla Falda Campo. Lungo il piano sono interposte porzioni di successioni alloctone sradicate e trascinate dai movimenti della tettonica alpina, rappresentate da scaglie tettoniche sia di basamento sia di sedimenti permo-carnici⁴. Nel settore dell'Alta Valtellina la linea ha un andamento E-W, immersione a N-NE o N-NW e inclinazione media di 40°, localmente fino a 60°. Si sviluppa dal Passo di Cassana verso Est, al M. Crapène, alla Cima Doscopa, a Premadio, prosegue sul versante meridionale della Cresta di Reit e del M. Cristallo, quindi tra il Gran Zembrù e Punta Graglia fino alle pendici orientali della cresta M. Zembrù-Ortles-Punta Alta.

L'assetto strutturale a grande scala della Falda Ortles risulta apparentemente semplice: è rappresentato esclusivamente da Dolomia Principale, se si escludono alcune scaglie di base lungo la Linea dello Zembrù, e comprende nella successione sedimenti che vanno dal Permiano⁵ fino al Turoniano⁶. È interessata localmente da intrusioni di età oligocenica (30 Ma) costituite in gran parte da granodioriti, che si sono messe in posto dopo lo sviluppo dei sovrascorrimenti. La Falda raggiunge il massimo spessore nel versante settentrionale della Val Zembrù, presentando una immersione quasi sempre costante verso N con inclinazioni variabili, in genere fra i 30° e i 40°. Al suo interno esistono probabilmente delle ripetizioni tettoniche; in particolare sono diffuse intercalazioni decametriche di calcari scuri, che evidenziano piegamenti a grande scala nella successione sedimentaria come ad esempio nel Gran Zembrù, dove la montagna è costituita da una caratteristica piega, e in parte nella Punta Thurwieser. Fra le dolomie e i calcari esistono in taluni casi dei piani di scorrimento determinati dal diverso comportamento alle sollecitazioni dinamiche che le dolomie (massicce o in strati sempre piuttosto spessi) presentano rispetto ai calcari (generalmente in lastre sottili). Nell'area interessata dal distacco la formazione rocciosa risulta costituita da calcari neri (talvolta leggermente dolomitici), da calcari sapropelitici⁷ e da intercalazioni di calcari marnosi⁸ giallastri o mandorlati in lenti allungate.

Durante le fasi tettoniche alpine, responsabili dello sviluppo degli importanti sovrascorrimenti che separano le diverse falde, queste rocce sono state sottoposte a intense deformazioni, testimoniate soprattutto da numerose pieghe a scala da pluridecаметrica a centimetrica.

La struttura geologica ha quindi svolto un ruolo di primo piano nella morfogenesi dei caratteri a grande scala di questa vallata. L'asse vallivo, impostatosi inizialmente lungo la linea genitrice (Linea dello Zembrù), se ne è progressivamente allontanato approfondendosi verticalmente in ragione della diversa resistenza all'erosione esercitata dalla dolomia che ha svolto una azione di protezione nei confronti delle filladi sottostanti.

⁴ le scaglie tettoniche sono costituite da evaporiti o da sedimenti di età paleozoica; questi ultimi sono indicati formalmente con il nome di Verrucano. Sono lembi di trascinamento coinvolti nel movimento avvenuto lungo il piano di sovrascorrimento che ha posto in contatto la Falda Campo con la Falda Ortles, corpi rocciosi alloctoni sui quali risulta aleatoria ogni ipotesi riguardo la posizione stratigrafica-paleogeografica. La posizione strutturale delle scaglie indica come esse abbiano rappresentato degli orizzonti relativamente "plastici e lubrificanti" in corrispondenza dei quali si sono impostati i movimenti e le dislocazioni principali legati alla tettonogenesi alpina.

⁵ ultimo periodo del Paleozoico. Ricopre un periodo di tempo compreso tra 280 e 230 milioni di anni, e ha una durata di 50 milioni di anni.

⁶ piano stratificato del Cretaceo superiore europeo.

⁷ sedimenti e materiali di origine organica.

⁸ roccia calcarea contenente una sensibile quantità di argilla.

5 - L'INSTABILITA' PREGRESSA DELLA PARETE

Nelle immagini di fine Ottocento è ben evidente una profonda incisione che solca verticalmente la parete SE della Punta Thurwieser nell'intervallo altimetrico compreso tra i 3350 e 3450 m di quota, a contatto con il fianco sinistro della cresta, irta di torrioni e guglie, che dalla vetta precipita fino al Passo dei Volontari. Dalla base dell'incisione si sviluppava un grande cono di detrito, il cui settore più distale raggiungeva il bordo destro della colata occidentale del Ghiacciaio dello Zebrù (foto 1). In queste immagini, come in tutte quelle successive scattate nel XX secolo, la neve residua dell'inverno ricopre gran parte del cono detritico (foto 2, 3, 4 e 5).

Questa semplice osservazione porta dunque a concludere che, in questo tratto della parete, il distacco di singoli blocchi rocciosi dovuto eminentemente all'azione del crioclastismo fosse un evento sporadico. Al contrario, nelle immagini degli ultimi anni e in particolare a partire dall'estate 2001, il cono detritico nel periodo estivo appare non solo sempre privo di neve, ma anche ricoperto da un abbondante strato di detrito recente, esito delle continue scariche che si staccano dalla rientranza. Sia le osservazioni personali sia le testimonianze raccolte presso gli alpinisti che frequentano la zona avvalorano l'ipotesi di una riattivazione in tempi recenti del movimento franoso: in questi ultimi anni questo tratto della parete era teatro di continue scariche di massi che raggiungevano il sottostante cono detritico, alimentandolo (foto 6 e 7).



Foto 1: la Punta Thurwieser e il Ghiacciaio dello Zebrù in una celebre immagine di Vittorio Sella del 21 luglio 1887. L'ovale mette in risalto il canale sede del distacco.

Photo 1: the Thurwieser Peak and Zebrù Glacier in a famous photo taken by Vittorio Sella on July 21, 1887. The oval emphasizes the channel where the detachment took place.

Alcune immagini scattate il 3 agosto 2004, oltre a documentare le frequenti scariche di massi e detrito, permettono di osservare cospicue venute d'acqua in più punti della parete rocciosa immediatamente soprastante l'incisione. Poco più in alto, si possono intuire alcune fratture beanti che, dallo sperone roccioso soprastante l'incisione, salgono diagonalmente per un lungo tratto in direzione della vetta. Il distacco del 18 settembre avverrà proprio in corrispondenza delle fratture in questione (foto 8 e 9). Sul lato opposto, la superficie di movimento si è impostata lungo una linea di debolezza preesistente, rappresentata da un lungo canale profondamente incassato che dalla vetta scende obliquamente verso il Ghiacciaio dello Zebrù, intersecando la stratificazione. Immagini fotografiche del fianco orientale della montagna, scattate il 3 settembre dalla vetta del M. Zebrù, permettono di percepire alcune fessure recenti evidenziate dalla diversa colorazione della roccia che, sia pure con andamento discontinuo, risalgono il succitato canale fino a interessare la prominente roccia a ridosso della vetta, delineando così la formazione di un piano di rottura (foto 10). Tutti questi elementi danno vigore all'ipotesi di un lento scivolamento di tutto questo tratto di parete, in atto già alcuni mesi prima del collasso.

Dopo il distacco, nel settore destro della nicchia è apparsa una serie di piani verticali subparalleli che si sono rivelati dei piani di faglia caratterizzati da movimento trascorrente. Questi hanno indubbiamente rappresentato un ulteriore punto di debolezza della parete: nelle immagini del 3 agosto, una delle fratture beanti che attraversavano la parete vi corrispondeva esattamente.



Foto 2: la Punta Thurwieser in una celebre immagine dell'archivio di A. Corti (luglio 1907). L'ovale evidenzia l'incisione.

Photo 2: the Thurwieser Peak in another famous photo from the archives of A. Corti (July 1907). The oval shows the carving.



Foto 3: la Punta Thurwieser da S, poco sopra la Capanna Milano (ora Rif. V Alpini). Il fondo del canalone appare pieno di neve e solcato nella parte centrale da una sottile striscia scura, esito di una piccola scarica di detrito (A. Corti, luglio 1907).

Photo 3: the Thurwieser Peak from S, just above the former Capanna Milano (now V Alpini Hut). The bottom of the canal is full of snow but its central part is streaked by a thin, dark stripe, probably a small debris flow. (A. Corti, July 1907).



Foto 4: così appariva la Punta Thurwieser nel luglio 1972. La montagna presenta un abito decisamente invernale e ben lontano dalle condizioni degli ultimi anni. La parete è solcata da numerose valanghe recenti. (M. Testorelli).

Photo 4: the Thurwieser Peak in July 1972. The mountain has a really wintry look, quite different from the conditions of the previous years. The wall is ploughed by several recent avalanches. (M. Testorelli).



Foto 5: la parete SE della Punta Thurwieser il 23 agosto 1997. L'attività di distacco all'interno del canalone appare ancora normale. (G. Cola).

Photo 5: the SE wall of Thurwieser Peak on August 23, 1997. The detachment activity within the canal is still normal. (G. Cola).

Foto 6: gli eventi franosi significativi sono iniziati: il cono di detrito mostra un aspetto zebraato, dovuto a crolli successivi, come suggeriscono anche le variazioni cromatiche del materiale deposto. (26 agosto 2001, G. Cola).

Photo 6: significant earthflows have started: the debris cone looks striped; debris have fallen at different times, as indicated by their different colours. (August 26, 2001, G. Cola).



Foto 7: all'inizio di ottobre 2001, il cono di detrito appare sovralimentato dal materiale di frana, che ricopre la neve caduta pochi giorni prima. Il silenzio dell'alta valle è interrotto dal rumore dei massi che rotolano fino alla base del cono. (G. Cola).

Photo 7: beginning of October 2001: the debris cone looks overfed by the debris that have covered the snow fallen a few days before. The silence of the valley is broken by the sound of the rocks rolling down to the cone base. (G. Cola).



Foto 8: il cono detritico e la soprastante incisione ripresi il 3 agosto 2004. In alto sono evidenziate: a linea continuu, a le fratture beanti che dal bordo destro del canalone risalgono la parete verso la vetta; a tratteggio, le venute d'acqua. (P. Mascherona).

Photo 8: the debris cone and the carving above taken on August 3, 2004. Highlighted above: the gaping fractures cutting the wall from the right edge of the canal to the peak (solid line); the water veins (dotted line). (P. Mascherona).



Foto 9: una delle tante scariche, di intensità crescente, del periodo antecedente la frana del 18.9. (P. Mascherona, 03.08.2004).

Photo 9: one of the many rockfalls, dropping with increasing intensity, before the landslide of September 18. (P. Mascherona, August 3, 2004).

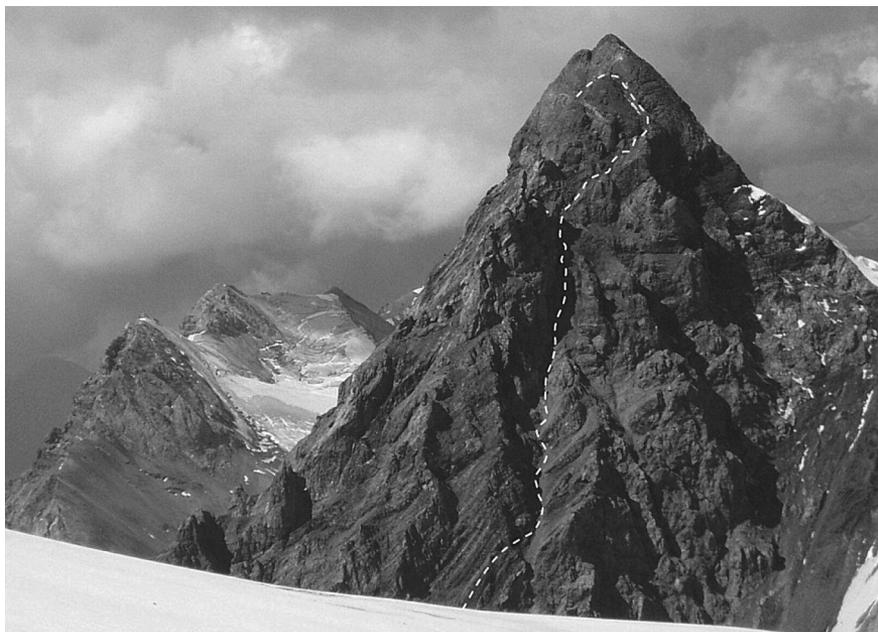


Foto 10: il versante orientale della Punta Thurwieser ertissimo e solcato da orridi canali così come appariva dalla vetta del M. Zebrù il 3 settembre 2004. A tratteggio è evidenziata la superficie di rottura in formazione (P. Mascherona).

Photo 10: the very steep and deeply incised Eastern side of Thurwieser Peak, from the summit of M. Zebrù on September 3, 2004. The breaking surface is marked by a dotted line. (P. Mascherona).



Foto 11: aspetto dell'affioramento roccioso nei pressi del Passo dei Volontari, dove sono stati raccolti i dati presentati nella fig. 2. La massa rocciosa è interrotta da una fitta rete di discontinuità, caratterizzate da una spaziatura molto stretta e da una persistenza poco estesa. In primo piano l'entrata di una galleria realizzata dagli alpini in prossimità dei baraccamenti del Passo dei Volontari durante la Grande Guerra (3 agosto 2004, P. Mascherona).

Photo 11: the rocky outcrop near Passo dei Volontari, where the data shown in figure 2 were collected. The rocky mass is interrupted by a thick net of discontinuities, characterized by very narrow spacing and limited persistence. In the foreground the mouth of a tunnel built by Alpine troops during WWI near the camp of Passo dei Volontari. (August 3, 2004, P. Mascherona).

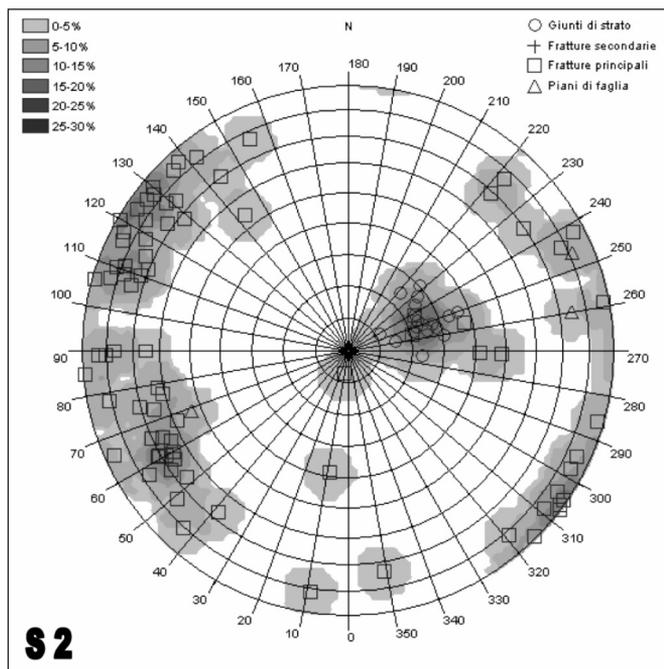
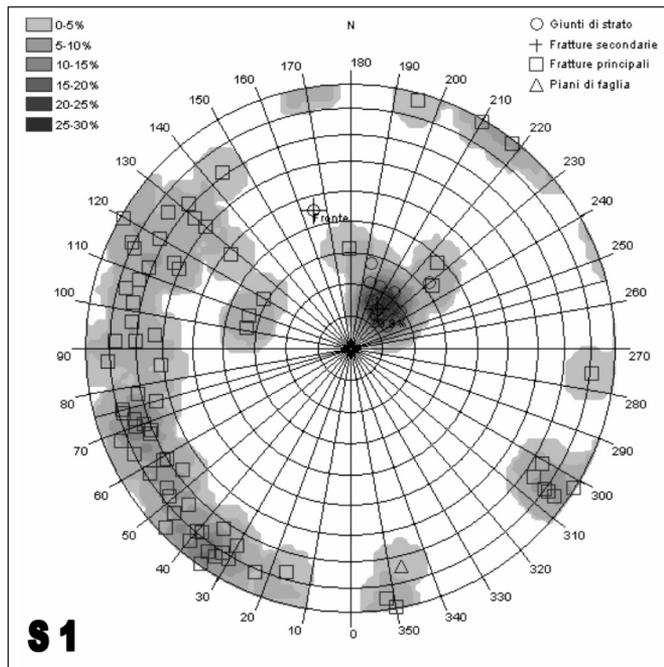


Fig. 2 e 3: rappresentazione della distribuzione delle direzioni dei piani di discontinuità in proiezione equivalente, rilevate presso il Passo dei Volontari (3040 m) (fig. 2, in alto) e sul fianco occidentale del M. Zebrù (3160 m) (fig. 3, in basso), mediante poli e curve di isofrequenza.

Fig. 2 and 3: distribution of directions of discontinuity planes in equivalent projection, collected near Passo dei Volontari (3040 m) (fig. 2, above) and on Mt. Zebrù Western side (3160 m) (fig. 3, below), by means of isofrequency poles and curves.

6 - IL COLLASSO DELLA PARETE ROCCIOSA

Sulla scorta delle evidenze trovate sul terreno nei giorni immediatamente successivi al collasso e sulla base dei resoconti dei pochi testimoni diretti dell'evento, si può tentare una ricostruzione per sommi capi della dinamica del fenomeno franoso. Nei primissimi istanti, si è manifestato un leggero movimento rotatorio antiorario, accompagnato dallo scivolamento di tutta la massa, pressoché unitaria, lungo un piano di neoformazione costituito dalle superfici di strato, con direzione W-NW/E-SE, immersione verso S-SW e inclinazioni progressivamente decrescenti dall'alto verso il basso: dai 55° del settore più elevato fino ai 36° di quello inferiore. Nel movimento viene coinvolta gran parte dello spigolo SE, per una larghezza massima nella parte centrale di circa 250 m e uno spessore difficilmente valutabile, ma che nella porzione centrale, quella, tanto per intenderci, di maggiori dimensioni, si può stimare in circa 70-90 m. L'intervallo altimetrico interessato è compreso tra i 3280 e i 3630 m di quota, per un dislivello complessivo di 350 m. Stime attendibili valutano il volume coinvolto in circa 5 milioni di m³.

Dopo aver percorso alcune decine di metri, la frana si è rapidamente trasformata in una valanga di roccia⁹, che è traslata lungo un piano preesistente, (probabile retaggio di un precedente distacco avvenuto nel lontano passato) con direzione E-W, immersione verso S e inclinazione di 39°, chiuso verso il basso da una parete rocciosa (foto 14, 15 e 16). La massa in movimento la supera con un balzo poderoso per precipitare con violenza sul sottostante Ghiacciaio dello Zebri, che in questo tratto è quasi pianeggiante, allargandosi poi a ventaglio e descrivendo traiettorie ad ampio raggio di curvatura, secondo direttrici oblique alle isoipse e progressivamente decrescenti, in direzione del Rif. V Alpini. Sul lato opposto la frana è stata contenuta dalla dorsale rocciosa che dalla vetta della Punta Thurwieser scende verso S in direzione del Passo dei Volontari.

Percorse alcune centinaia di metri della superficie glaciale, che risulta crivellata da enormi buche e abrasa con violenza, la frana lascia dietro di sé un velo di detriti, il cui spessore varia da alcuni decimetri a qualche metro; gli accumuli più consistenti si riscontrano nelle depressioni esistenti lungo il fianco interno dell'affioramento roccioso su cui poggia attualmente la fronte glaciale. Proseguendo verso il basso, la colata supera la grande barra rocciosa alla base del ghiacciaio, la stessa sulla quale è annidato, al suo estremo orientale, il Rif. V Alpini, e si incanala nel sottostante vallone in direzione del fondovalle, qui contenuta sui fianchi dai poderosi cordoni morenici laterali della PEG. Successivamente sopravanza gli archetti morenici frontali di diverse centinaia di metri e termina la sua corsa distruttrice preceduta da un'enorme nuvola di polvere

⁹ in una valanga, la massa di roccia staccatasi dalla parete fluisce piuttosto che scivolare e l'attrito con il substrato è molto basso. Il verbo *fluire* implica un certo grado di movimento relativo e di libertà tra i diversi frammenti, indicando che una *deformazione pervasiva* si realizza all'interno del materiale. Le valanghe di conseguenza non sono costituite da materiale coerente e sono caratterizzate da forti interazioni tra i clasti. Sono le innumerevoli reciproche collisioni tra clasto e clasto che sostengono i singoli granuli e mantengono loro un *momento d'inerzia* che viene progressivamente trasferito all'intera massa. Eventuali mezzi interstiziali fluidizzanti (aria, acqua, vapore, ghiaccio) non sono necessari perché il movimento *a valanga* si realizza. Meccanicamente, le valanghe possono essere distinte dalle modalità di trasporto più viscoso (come i *debris flows*) per la maggiore velocità e per il minore attrito con il substrato. Velocità di 200-300 km/h non sono insolite. Il *coefficiente apparente di frizione* (rapporto tra l'altezza del distacco e la distanza percorsa) è in genere molto inferiore nelle valanghe vulcaniche che in quelle non vulcaniche (fig. 5). Le valanghe si originano per lo più come evoluzione della caduta di massi. In terreni vulcanici il fenomeno può anche realizzarsi come evoluzione di frane conseguenti a collassi di settore, accompagnate da eruzioni esplosive (caso del Mount St. Helens e di molti altri vulcani-strato). La progressiva riduzione del momento d'inerzia e l'aumento degli attriti, sia interni, tra frammento e frammento, sia esterni, col substrato, portano alla deposizione, che si realizza in massa. I depositi di valanga hanno lobi netti con margini ripidi, sovente con creste e argini bordieri, e spessori molto variabili da punto a punto. Internamente i depositi di valanga sono massivi, con grado di *sorting* molto basso e dimensioni dei frammenti che vanno dai megablocchi di migliaia di metri cubi alle ceneri. I singoli blocchi spesso si frammentano nel corso del trasporto, ma essi possono essere facilmente ricostruiti in quanto il mescolamento interno alla valanga è molto ridotto. La valanga può essere vista come un impacchettamento serrato di materiale fortemente eterometrico i cui componenti si scontrano, si urtano, si spingono e si rompono durante il trasporto. La matrice è molto variabile da deposito a deposito e proviene per lo più dall'abrasione dei clasti durante le continue collisioni; meno rilevante è la frazione di matrice derivante da fenomeni erosivi del substrato. I depositi di valanga sono distinguibili da quelli di debris flow per la presenza nei primi di megablocchi (decine di metri di diametro) e nei secondi di una matrice fangosa pervasiva.

grigia che, da lì a poco, invaderà tutta l'alta e media Val Zebrù, fino a diversi chilometri di distanza dal punto di arresto (foto 12). L'unghione terminale disegna sul terreno due lobi giganteschi: quello sinistro ricopre parte dei cordoni morenici depositi dal Ghiacciaio dello Zebrù nel corso delle pulsazioni tardiglaciali più recenti, quello destro invece si incanala nella forra del Rin Marè, dove si arresta a 2235 m di quota e a 250 m di distanza dalle opere di presa della AEM e dalla Baita del Pastore (fig. 6). Il grande corpo di accumulo della frana appare cinto sia lungo i fianchi sia nel tratto frontale da un alone di detriti fini, in cui sono presenti rari blocchi, scagliati dalla massa in movimento verso valle, a distanze variabili da alcune decine fino a qualche centinaio di metri di distanza. Questo alone risulta particolarmente appariscente nel tratto percorso dalla frana sul ghiacciaio (foto 13 e 21).

Parte della massa franosa, quella che si è staccata dalla parte più elevata della nicchia a ridosso della vetta, si è invece diretta a E indirizzandosi lungo il ripido canalone che dal Passo Thurwieser precipita verso il Ghiacciaio dello Zebrù. I frammenti più minuti si sono distribuiti alla base del canalone, mentre alcuni grandi blocchi sono rotolati sul ghiacciaio per alcune centinaia di metri, descrivendo traiettorie curve, come testimoniano le buche visibili sulla superficie glaciale (foto 18).



Foto 12: alle 13:45, un minuto dopo il distacco della frana, la spettacolare nuvola di polvere che la precede sta per raggiungere il fondovalle. In pochi minuti invaderà la vallata, per dissolversi del tutto solo dopo un'ora. (18 settembre 2004, C. Molinari).

Photo 12: 1.45 p.m., one minute after the start of the landslide, the spectacular cloud of dust preceding the rocky mass is about to reach the bottom of the valley. In a few minutes it will fill the valley, dissolving completely only one hour later. (September 18, 2004, C. Molinari).

In superficie l'accumulo della frana appare formato quasi esclusivamente da grandi blocchi rocciosi con diametri da metrici a decametrici, mentre risulta minoritaria la frazione fine composta da frammenti millimetrici fino a decimetrici. Dove però, in tempi successivi, l'erosione ha potuto operare mettendo in luce il detrito sottostante, come ad esempio lungo i fianchi dei solchi scavati

dai *debris-flows*, la frazione fine risulta molto più abbondante. Questa osservazione sembra suggerire che, durante il movimento di discesa verso il fondovalle, ci sia stata da parte del detrito più grossolano la tendenza a galleggiare sulla porzione più fine (foto 17). Il valore del *coefficiente apparente di frizione* della frana della Punta Thurwieser, inserito nel diagramma della fig. 5, si situa presso il limite superiore dell'area delle valanghe "secche" non vulcaniche.

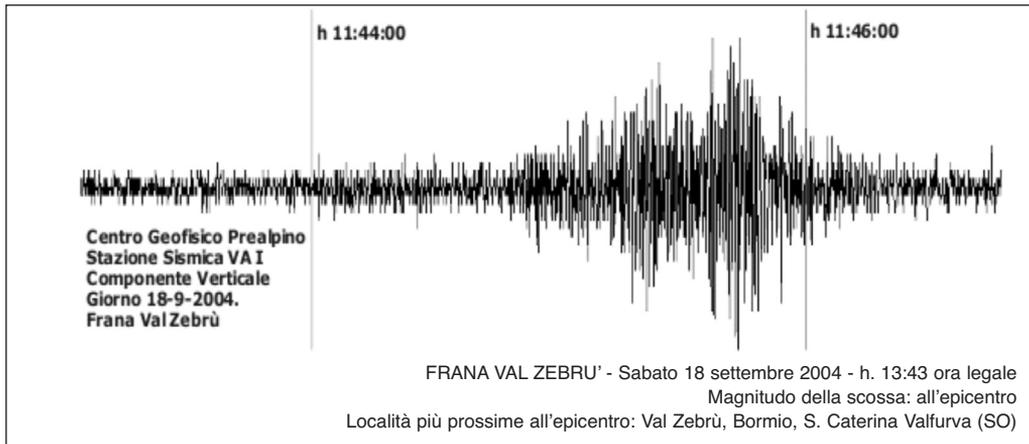


Fig. 4: la registrazione dell'evento effettuata dal sismografo digitale della Stazione di Varese, Campo dei Fiori VAI, Rete sismica della Lombardia-CGP.

Fig. 4: the digital seismograph recording of the event. (Varese Station, Campo dei Fiori VAI, Lombardia-CGP seismic network).

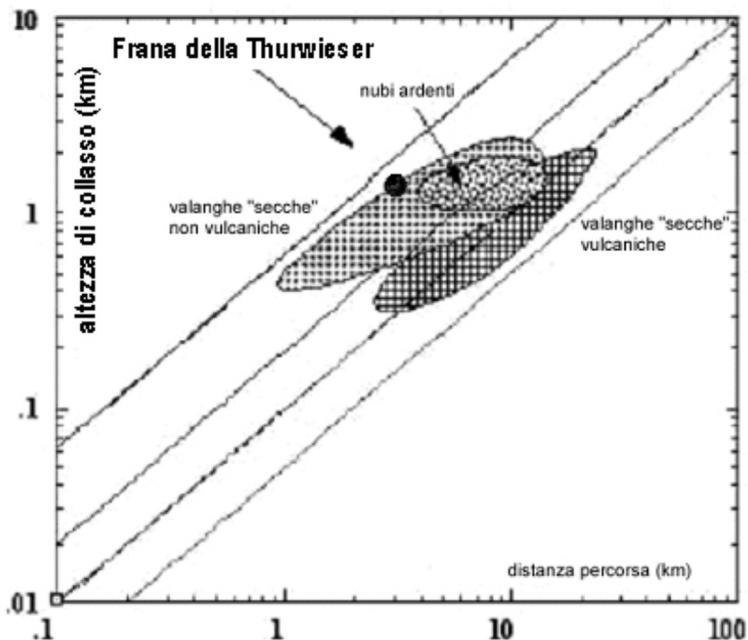


Fig. 5: coefficiente apparente di frizione (rapporto tra l'altezza di distacco H e la distanza percorsa L) in valanghe di rocce vulcaniche, valanghe di rocce non vulcaniche e colate piroclastiche. Il bollino nero rappresenta la frana della Punta Thurwieser.(modificato da Ui, 1983).

Fig. 5: the apparent internal friction (ratio between the height of the fall H and the distance covered L) in avalanches of non-volcanic rocks and pyroclastic outflows. The black point marks the Thurwieser Peak's landslide (modified by Ui, 1983).



Foto 13: alle 14:19 la gigantesca nuvola di polvere inizia a dissolversi e permette di gettare la prima occhiata sul versante opposto. In questa immagine si vede il settore terminale dell'accumulo giunto a poca distanza dai fabbricati dell'AEM e della Baita del Pastore, visibili nell'angolo inferiore a destra. Al centro dell'immagine si nota parte dell'apparato morenico deposto nella PEG dal Ghiacciaio dello Zembrù. (18 settembre 2004, C. Molinari).

Photo 13: at 2.19 p.m. the colossal cloud of dust begins to clear, allowing a first look at the opposite side. The final sector of the flow stopped at a short distance from the AEM and Baita del Pastore buildings seen in the right lower corner. In the middle of the picture one can also notice a portion of the Little Ice Age moraine of the Zembrù Glacier. (September 18, 2004, C. Molinari).

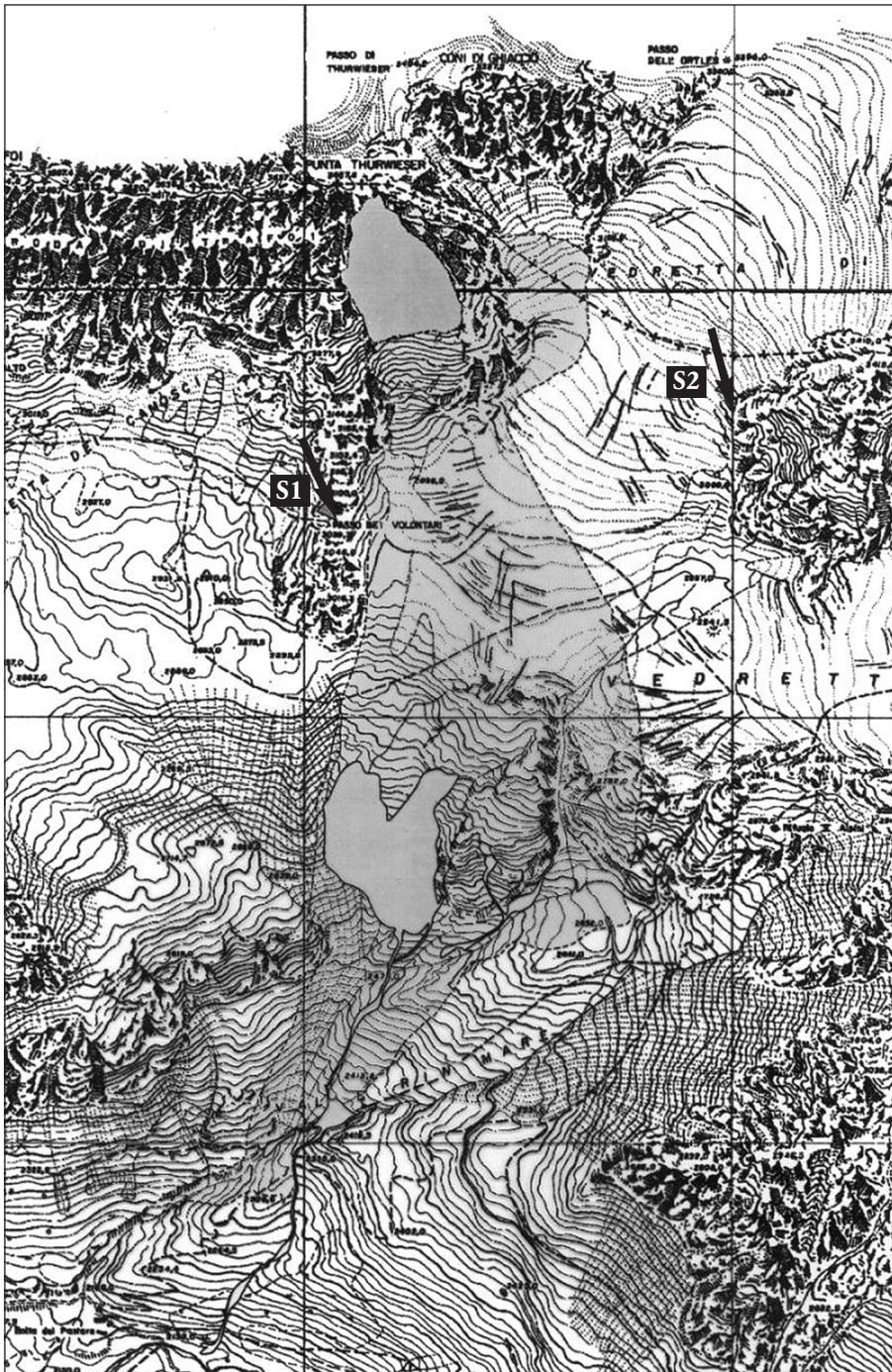


Fig. 6: area interessata dal movimento franoso e nicchia di distacco (area di colore più scuro). In grigio sono evidenziate le colate detritiche avvenute in concomitanza con le abbondanti precipitazioni autunnali. Le due frecce indicano i punti dove sono stati raccolti i dati giaciturali. (tipi della Carta Tecnica Regionale 1:10.000, fogli Val Zebrù e Cima di Trafoi).

Fig. 6: the area of the landslide and the detachment niche (darker area). The debris flows pointed out in grey took place during the plentiful autumn rains. The two arrows show the points where the altitudinal data were collected. (Carta Tecnica Regionale 1:10.000, sheets Val Zebrù and Cima di Trafoi).

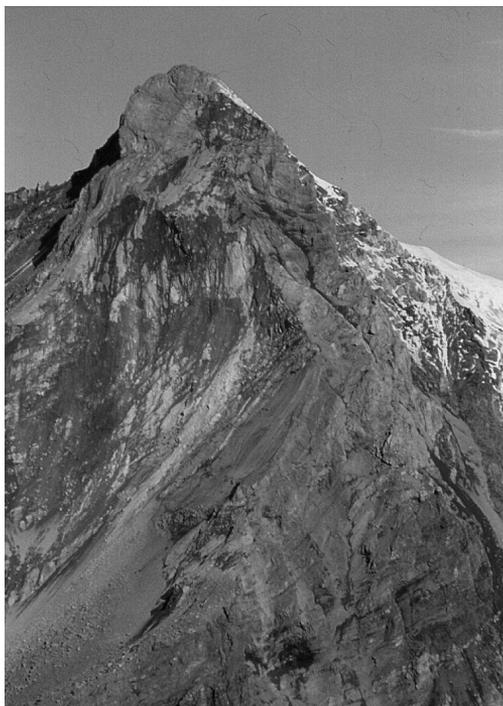
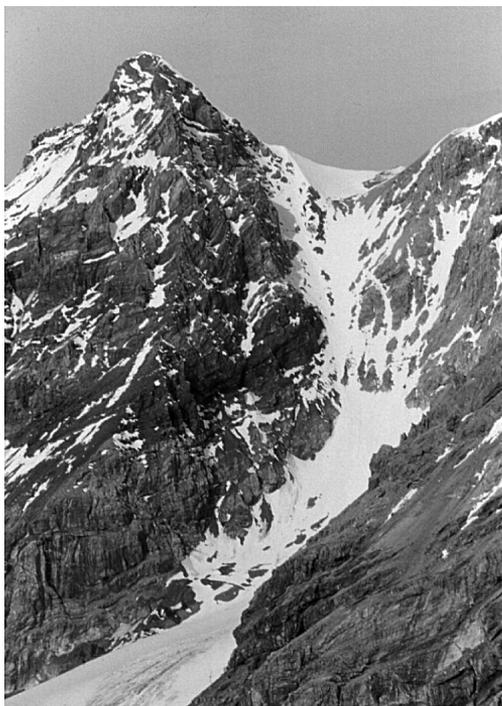


Foto 14 e 15: lo spigolo SE della Punta Thurwieser ripreso dal Colle della Miniera. Nell'immagine a sinistra nell'ottobre 2001; in quella a destra il 21 settembre 2004. (G. Cola).

Photos 14 and 15: the SE corner of the Thurwieser Peak from Colle della Miniera. Left: October 2001; right: September 21, 2003. (G. Cola).



Foto 16: la zona di distacco della frana così come appare ai primi soccorritori. (18 settembre 2004, P. Mascherona).

Photo 16: the detachment area, as seen by the first rescuers. (September 18, 2004, P. Mascherona).



Foto 17: la frana si è staccata dalla vetta visibile in alto a sinistra e, dopo essere scivolata sul ghiacciaio sottostante, ha superato la barra rocciosa che si staglia contro il cielo nella parte centrale dell'immagine. In primo piano si osserva parte dell'accumulo di frana, costituito da enormi blocchi di calcare immersi in una matrice ghiaioso-sabbiosa. (18 settembre 2004, P. Mascherona).

Photo 17: the landslide detached from the top left summit and, after sliding over the underlying glacier, crossed the rocky bar silhouetted against the sky in the middle of the picture. In the foreground one can notice part of the deposit, made of huge limestone blocks in a sandy-gravelly matrix. (September 18, 2004, P. Mascherona).



Foto 18: il lungo canale di accesso al Colle della Thurwieser. Le chiazze biancastre, che si vedono nel settore inferiore del canale, altro non sono che enormi buche lasciate nel ghiaccio dagli impatti di giganteschi blocchi rocciosi che hanno raggiunto il sottostante Ghiacciaio dello Zebrù. (G. Cola, 21 settembre 2004).

Photo 18: the long channel leading to Colle della Thurwieser. The whitish patches in the lower sector of the canal, are nothing but huge holes dug into the glacier from the impact of the colossal rocky blocks that reached the underlying Zebrù Glacier. (G. Cola, 21 September 2004).

7 - LA FASE DI ASSESTAMENTO

L'instabilità connessa con la fase di assestamento si è manifestata nel periodo immediatamente successivo, con andamento decrescente, mediante crolli di blocchi sulla scarpata rocciosa generata dal franamento, a cui si sono aggiunti alcuni modesti distacchi in corrispondenza dello scivolo in sinistra idrografica. I crolli più frequenti sono stati osservati nel settore centrale della scarpata dove, nei giorni successivi alla frana, era visibile parecchio materiale instabile cementato dal ghiaccio in parete. L'accumulo risultante si è progressivamente distribuito sul fondo della nicchia di distacco, fino a colmarla completamente. La parte in eccesso ha costruito al di sotto un grande cono di detrito che, dal ciglio della nicchia, scende a ricoprire il materiale abbandonato dalla frana sulla sottostante superficie glaciale.

Nei momenti successivi al collasso si sono osservate rilevanti venute d'acqua in origine dalla scarpata verticale generata dalla frana: le più abbondanti si notano sul fianco destro e nel settore elevato della nicchia di distacco. L'osservazione di dettaglio ha permesso di arguire che gran parte dell'acqua proviene dall'interno della massa rocciosa in corrispondenza delle numerose fratture e faglie che ne interrompono la continuità. Altri rivoli prendono origine dalle placche di ghiaccio sporco incollate alla parete rocciosa. In taluni casi la frazione detritica risulta maggioritaria, tanto da riuscire a mascherare il ghiaccio interstiziale. Qualche piccola placca di questo ghiaccio è ancora visibile il 6 ottobre, 18 giorni dopo la frana. Nelle ore centrali del giorno, l'acqua in circolazione è così abbondante da riuscire a prendere in carico il detrito presente alla base della parete: si formano così piccole colate che si allungano per decine di metri per poi scomparire al di sotto del materiale più grossolano. Dopo aver percorso un lungo tratto al coperto, a diretto contatto con il substrato roccioso, queste colate ritornano alla luce in corrispondenza della rottura di pendenza di q. 3120 m, per scomparire nuovamente durante il tragitto lungo il conoide sottostante (foto 19 e 20). Il 24 ottobre, complice le temperature ben al di sopra della norma per il periodo, questi rivoli sono ancora visibili, pur se meno abbondanti. Anche le scariche di detrito, ancora numerose, mobilizzano comunque volumi nettamente inferiori.

Sono inoltre stati osservati *debris-flows*, innescati dalle piogge e dalla rapida fusione della neve recente. Questi, dopo aver mobilizzato ingenti quantità di materiale incoerente all'interno della nicchia di distacco, percorrono con andamento serpeggiante il conoide detritico fino alla base, ove si allargano a ventaglio. Il materiale solido trasportato, a prevalente granulometria medio-fine, si insinua nei vuoti esistenti tra i grandi blocchi rocciosi della frana, riempiendoli, e talora ricoprendo i blocchi stessi con un'uniforme distesa di detrito. Altri *debris-flows* hanno tratto origine dalla grande barra rocciosa sottostante il ghiacciaio. I solchi attraversano gran parte dell'accumulo della frana prima di esaurirsi.

Tra la fine di ottobre e l'inizio di novembre, si è avuto un afflusso di correnti calde umide di scirocco sull'Italia settentrionale che, impattando contro la barriera delle Alpi, ha prodotto condizioni di tempo perturbato, caratterizzato da precipitazioni abbondanti e temperature insolitamente miti. Nel corso dei vari eventi perturbati che si sono susseguiti in rapida successione, il limite delle precipitazioni nevose è oscillato tra i 2000 e i 3300 m di quota. Questa concomitanza di fattori ha determinato la movimentazione di gran parte del materiale abbandonato dalla frana in corrispondenza della grande barra rocciosa antistante la fronte del Ghiacciaio dello Zebrù, con la formazione di imponenti colate di detrito che hanno attraversato gran parte del corpo frana, scavando solchi profondi e prendendo in carico altro materiale lungo il percorso, tra cui blocchi di dimensioni metriche. Una di queste colate ha superato il fronte della frana, incanalandosi sul suo fianco sinistro, per poi proseguire la discesa lungo un valloncetto fino a raggiungere la piana alluvionale del Torrente Zebrù, nelle immediate vicinanze del ponticello di servizio dell'AEM, quotato 2136 m, ove si è allargata a ventaglio (foto 22 e fig. 6).

La quasi totalità del materiale movimentato dalla frana si è distribuito al piede del versante con una particolare configurazione plano-altimetrica indotta dall'orografia preesistente: sul fianco sinistro si è disposto al di sotto della barra rocciosa su cui si affaccia l'ampia fronte del Ghiacciaio dello Zebrù, contenuto da alcuni cordoni morenici, mentre sul fianco destro, più acclive, il

materiale si è accumulato nel tratto terminale, dove ha completamente colmato il profondo valloncetto in cui scorre il Rin Marè. L'autunno incipiente non ha permesso di realizzare rilievi più approfonditi sull'accumulo della frana, che avrebbero permesso di stimare lo spessore nel tratto terminale e, quindi, l'entità del materiale mobilizzato.



Foto 19: la nicchia di distacco ripresa il 21 settembre 2004. La parete è colorata da grandi chiazze nerastre, formate dall'abbondante acqua in circolazione in seguito alla fusione del ghiaccio "sporco" presente all'interno delle numerose fratture che scompaginano l'ammasso roccioso. Alla base della parete i rivoli d'acqua scompaiono al di sotto del detrito, per poi riapparire più in basso in corrispondenza di una rottura di pendenza. (P. Mascherona).

Photo 19: the detachment niche taken on September 21, 2004. The rocky face is stained by large blackish patches, formed by the abundant waters from the melting of "dirty" ice inside the many fractures of the rocky wall. At the base of the wall, water streams disappear under the debris, surfacing again near a change in inclination. (P. Mascherona).



Foto 20: particolare dei vari rivoli e torrentelli che solcano la parete fino alla base dove, unendosi, innescano piccole colate di detrito. (21 settembre 2004, G. Cola).

Photo 20: detail of the several streams and small brooks ploughing the wall until its base where they meet and cause small debris flows. (September 21, G. Cola).

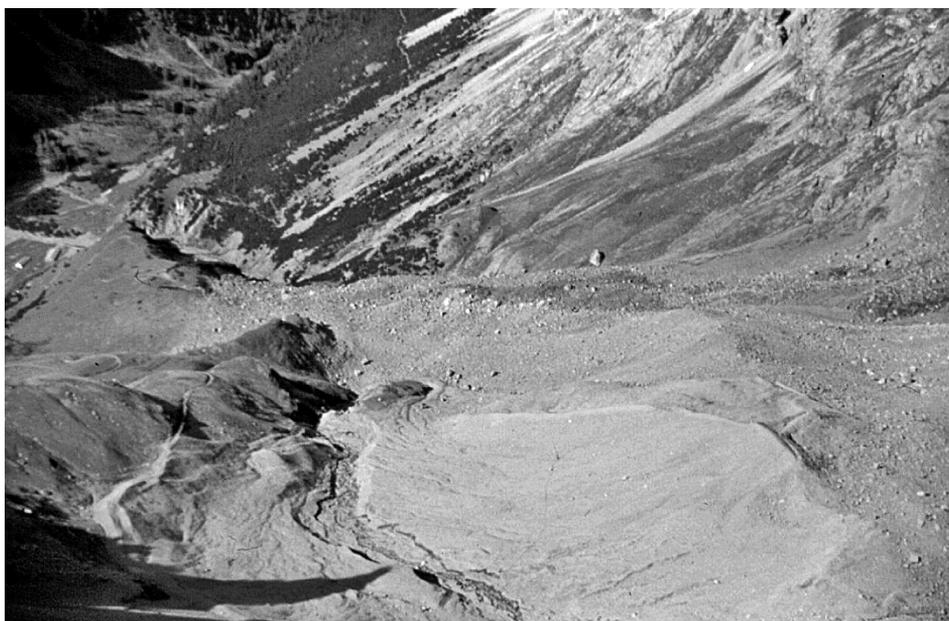


Foto 21: il settore inferiore del corpo di accumulo della frana della Punta Thurwieser. In primo piano si nota l'apparato morenico più esterno deposto nella PEG dal Ghiacciaio dello Zembrù. Parte del materiale franato è stato trattenuto dai cordoni laterali (a destra). Sul fondovalle si intravedono i fabbricati dell'AEM e della Baita del Pastore. (21 settembre 2004, G. Cola).

Photo 21: the lower sector of the accumulation body of the landslide from the Thurwieser Peak. In the foreground one can notice the outer moraine laid the Little Ice Age by the Zembrù Glacier. Part of the material was held back by the side morains (right). Both the AEM and Baita del Pastore buildings can be seen at the bottom of the valley. (September 21, 2004, G. Cola).



Foto 22: le precipitazioni autunnali hanno innescato diversi debris-flows. Uno di questi, dopo aver attraversato il corpo della frana, si è incanalato in un valloncetto e da lì ha raggiunto il fondovalle. (4 novembre 2004, G. Cola).

Photo 22: autumn rains started several debris-flows. One, after crossing the main landslide body, flowed into a small gully and reached the bottom of the valley. (November 4, 2004, G. Cola).

8 - DISCUSSIONE

Negli ultimi anni, e in particolare nel 2003 e nel 2004, abbiamo assistito a una casistica di frane in roccia che hanno interessato l'ambiente dell'alta montagna alpina¹⁰, con una frequenza mai riscontrata nei decenni precedenti. Le notizie relative a questi eventi, che suscitano il disappunto degli operatori locali per il possibile impatto negativo sull'andamento delle stagioni turistiche, hanno il merito di informare e far riflettere il vasto pubblico su avvenimenti che altrimenti rimarrebbero patrimonio esclusivo degli addetti ai lavori. Tra l'altro la gente non riesce a capire cosa stia succedendo alle nostre montagne, che hanno preso a franare con una tale facilità e con una frequenza sempre maggiore, e sovente in periodi caldi e siccitosi: di norma, infatti, le frane vengono associate alle precipitazioni intense e alle alluvioni, mentre diventa difficile capire come si possa avere una frana quando non piove da giorni e imperversano temperature africane.

Nel grafico di fig. 9 sono riportati i dati delle precipitazioni e delle temperature medie giornaliere registrati presso la stazione di fondovalle di S. Antonio Valfurva, ubicata in prossimità dello sbocco della Val Zebrù nella Valfurva. Come si può osservare, nei mesi che hanno preceduto il collasso si sono avute numerose giornate con pioggia, ma tutti gli eventi sono di intensità così debole da far definire il periodo come decisamente secco. L'inverno e la primavera precedente non erano state comunque da meno, tanto che il 2003-2004 è risultato uno degli anni idrologici più aridi degli ultimi vent'anni. Nei giorni a ridosso del distacco, alcuni eventi di intensità moderata (in totale circa 40 mm di pioggia) alle quote della frana si sono presentati in parte sotto forma di neve. Il tutto accompagnato da un deciso calo termico durato alcuni giorni, seguito da un rapido rialzo delle temperature, culminato proprio il giorno del distacco (figg. 9 e 10). Questa potrebbe essere stata la classica goccia che ha fatto traboccare il vaso: infatti, le forze agenti erano prossime alle forze resistenti e poca pioggia e neve potrebbero aver fornito l'input necessario per il distacco della parete rocciosa.

L'andamento delle temperature merita un discorso a parte. E' indubbio che la frana si sia prodotta anche a causa delle elevate temperature estive degli ultimi anni e in particolare per quelle registrate nel corso dell'anomala estate del 2003¹¹, come si può constatare osservando i grafici delle figg. 11 e 12 che mostrano l'andamento dello zero termico a Milano Linate nelle estati 2003 e 2004. Il fatto poi che il distacco sia avvenuto un anno dopo nel corso di un'estate che, in questo settore delle Alpi Centrali, è apparsa sotto il profilo termometrico "normale" (temperature in linea con la media degli ultimi vent'anni) (fig. 8) è una contraddizione solo apparente, in quanto vanno considerati gli enormi volumi coinvolti nel crollo. È ragionevole supporre quindi un certo ritardo tra le variazioni della temperatura dell'aria e le temperature all'interno della massa rocciosa.

Le immagini scattate nel periodo precedente al collasso ci permettono di fare ulteriori considerazioni. Infatti, nelle giornate caratterizzate da temperature poco elevate, le scariche, che

¹⁰ prima di quello della Thurwieser, fenomeni di crollo hanno interessato montagne con rocce molto diverse. Nell'estate 2003, si è di molto incrementata la caduta di pietre lungo il canalone che porta al rifugio del Gouter, al M. Bianco, rendendo la traversata dello stesso estremamente pericolosa. Nell'agosto 2003 è poi la volta del Monte Cervino: con il crollo di un tratto di 150 m della via normale dal versante italiano viene cancellato il classico passaggio della "Cheminée", il camino di ghiaccio di circa 12 m, a q. 3880 m, formato da due pareti perpendicolari, passaggio chiave della mitica sfida per la prima salita alla cima tra Jean Antoine Carrel e Edward Whymper, vinta dall'inglese nel 1865. Centinaia di metri cubi di roccia, liberati dalla fusione del permafrost, sono caduti trascinando catena e corde fisse e creando un vero e proprio strapiombo. Un altro pezzo della storia dell'alpinismo se n'è andato anche sul Disgrazia, nel Gruppo del Bernina: al posto dello "Spigolo degli Inglesi" della via N, ora c'è una conca. Sembra che il distacco sia imputabile soprattutto all'infiltrazione dell'acqua di fusione. Ma da quelle parti è franato anche il passaggio attrezzato delle "Rocchette" sul tracciato che dal Rif. Marinelli porta al Rif. Marco e Rosa, costringendo a modificarne l'accesso passando dal territorio elvetico. Nel 2004 tocca poi alle Dolomiti: a primavera inoltrata si ha il crollo della Torre Trepfor (Cortina d'Ampezzo) seguito, a inizio estate, da quello di un grosso spuntone di roccia alla Forcella dei Ciampei, sui monti tra la Val Gardena e la Val Badia. Si hanno poi, in rapida successione, il crollo della punta del Piccolo Cir (Passo Gardena), quello della Cima delle Dodici e, infine, quello del Canssles nel Gruppo delle Odle.

¹¹ l'eccezionalità dell'annata riguarda non solo la quota elevata raggiunta dallo zero termico, comunque al di sotto di record precedenti, ma soprattutto la sua persistenza, prolungatasi per quasi tutto il periodo estivo. Per maggiori dettagli si veda Terra glaciális n° 7, pag. 16.

dalla grande nicchia si riversavano sul conoide sottostante, erano scarse se non addirittura assenti. Al contrario, nelle giornate molto calde le scariche si manifestavano già al mattino presto e, man mano che passavano le ore, diventavano sempre più frequenti e coinvolgevano volumi sempre maggiori, per toccare il culmine nel primo pomeriggio e infine diminuire nel corso della serata. Queste osservazioni potrebbero suggerire una modulazione giornaliera del movimento della frana in funzione delle variazioni della temperatura dell'aria e dell'insolazione! Comunque questa rimane nulla più che una ipotesi, data la mancanza di un monitoraggio puntuale.

Tra le cause preparatorie o predisponenti che possiamo invocare per spiegare il collasso della Punta Thurwieser vanno indubbiamente annoverate le seguenti:

- il progressivo indebolimento del fianco destro dello spigolo SE, in seguito alla riattivazione dell'attività di crollo in corrispondenza della profonda incisione della parete SSE;
- la notevole inclinazione degli strati e la giacitura a franapoggio;
- la fratturazione spinta dell'ammasso roccioso dovuta ai movimenti neotettonici recenti, che si è sovrapposta su ben più antichi effetti di milonizzazione e cataclasi, legati a fenomeni di sovrascorrimento tettonico (formazione delle falde alpine), che già avevano abbassato in modo significativo la resistenza meccanica delle rocce preesistenti.

Tra le cause scatenanti più decisive meritano menzione:

- la presenza di una notevole quantità di acqua in forma solida mista a detrito all'interno dei numerosi giunti tettonici, spesso beanti;
- la fusione in atto dello strato di *permafrost*, questo ghiaccio, che agiva da collante all'interno delle fratture rocciose, è andato mano a mano diminuendo, fino al punto da non riuscire più a garantire il sostegno della massa rocciosa. Si consideri che il ghiaccio "sporco" può fondere a temperature di poco inferiori a 0 °C, in quanto la presenza delle impurità abbassa il punto di fusione;
- la rapida successione di numerosi cicli di gelo-disgelo in conseguenza di sbalzi termici repentini.

Le discontinuità che separano l'ammasso roccioso in blocchi di roccia intatti non risultano disposte a caso, ma sono raggruppabili in "sistemi" generati da fenomeni di deformazione a cui è stato sottoposto l'ammasso nel suo complesso. Nelle figg. 2 e 3 sono rappresentate le discontinuità dell'ammasso roccioso mediante *proiezioni sferiche equiareali di Schmidt* che compendiano i dati raccolti in due diverse stazioni, ubicate in prossimità della zona di distacco: le misure in fig. 2 sono state ricavate seguendo un affioramento di calcari neri sottilmente stratificati nei pressi del Passo dei Volontari, a 3040 m di quota, quelle in fig. 3 risalendo l'affioramento roccioso situato lungo il fianco occidentale del M. Zebrù a 3160 m di quota, area in cui il litotipo più rappresentato risulta la dolomia. Di primo acchito si nota una notevole somiglianza nei due diagrammi. Osservando gli addensamenti dei punti situati nell'area sinistra delle due immagini, si vede che il primo sistema ha direzione N-NE/S-SW, immersione verso E-SE e inclinazione di circa 80°, mentre l'altro ha direzione N-NW/S-SE, immersione verso E-NE e inclinazione di circa 75°.

In fig. 2 i singoli punti appaiono più dispersi, mentre in fig. 3 le concentrazioni di punti appaiono meglio definite. Le spaziature (la distanza tra due discontinuità) in questi due sistemi di fratture appaiono molto ravvicinate, il che contribuisce a dare bassa coesione alla massa rocciosa. A questo si aggiunge una poco estesa *persistenza* (estensione areale o dimensione di una discontinuità entro un piano), dovuta al fatto che le discontinuità di un sistema terminano contro le discontinuità dell'altro sistema. Una spaziatura molto stretta può modificare la modalità di rottura di una massa rocciosa, da quella di traslazione a quella circolare o perfino a quella di flusso, per cui l'orientazione di questi sistemi nello spazio riveste poca importanza, poiché la rottura può aver luogo mediante la rotazione o il rotolamento di singoli frammenti rocciosi, mentre ha invece una grande influenza sulla permeabilità della massa rocciosa e sulle caratteristiche di filtrazione (foto 11). Il terzo sistema, visibile nella parte centrale dei diagrammi, raccoglie i dati dei *giunti di strato*.

Come si può osservare, l'orientazione e l'inclinazione appaiono leggermente differenti nei due diagrammi, in quanto l'area in cui è stata effettuata l'indagine è caratterizzata da numerose pieghe a piccola e a grande scala. Infatti, nel diagramma di fig. 2, i giunti di strato appaiono orientati NW-SE, immersione verso SW e inclinazione prossima ai 20°; in fig. 3 essi sono orientati N-NW/S-SE,

immersione verso W-SW e inclinazione di 25°. Nell'area interessata dal distacco, che si trova 400 m di quota più in alto, l'inclinazione è molto più accentuata fino a divenire subverticale in prossimità della vetta: la spaziatura ravvicinata e la persistenza molto estesa di questi piani hanno ulteriormente facilitato lo scorrimento.

In conclusione si può cautamente affermare che i sistemi 1 e 2 sono responsabili della formazione delle fratture osservate sul fianco destro e nel settore centrale prima del collasso, mentre il terzo sistema è risultato determinante nella formazione della superficie di scivolamento.

A margine, è utile fare alcune considerazioni di tipo glaciologico in merito all'evoluzione futura della colata occidentale del Ghiacciaio dello Zebrù, coinvolta nello scoscendimento. In primis, andrebbero valutati i possibili effetti causati dalla grande massa della frana depostasi sulla superficie del ghiacciaio, per stabilire se questo evento possa determinare variazioni nella dinamica dell'apparato glaciale. Purtroppo, sono stati travolti anche i segnali di misura posizionati per controllare le variazioni frontali e non è stato nemmeno possibile sistemarne di nuovi, poiché il margine frontale è sepolto nei detriti. Per molti anni sarà impossibile realizzare misure frontali. L'effetto sicuramente più importante di cui tener conto è dato comunque dalla presenza del detrito sulla superficie glaciale, che contribuirà a modificare gli scambi energetici all'interfaccia ghiaccio-detrito e, nei punti in cui lo spessore è maggiore, a limitare sensibilmente l'ablazione superficiale. L'episodio parossistico della Punta Thurwieser non solo ha radicalmente cambiato l'aspetto di questo angolo della valle, ma ha anche trasformato un ghiacciaio bianco in un uno splendido esempio di ghiacciaio nero o *debris covered glacier*.

Oltre alla frana della Punta Thurwieser, che ha goduto di notevole popolarità in virtù della grande quantità di materiale mobilizzato e della fortunosa ripresa video dell'evento, trasmessa quasi in diretta dalle principali emittenti televisive, altre frane in roccia si sono verificate nel Gruppo dell'Ortles-Cevedale nel biennio 2003-2004. Nell'estate 2003, una porzione della parete rocciosa sottostante la Cima Cadini scivola via, rovinando sui resti dei baraccamenti austriaci della Grande Guerra. Il materiale coinvolto nel movimento si può stimare in un migliaio di m³. Sempre nell'estate 2003, dalla dorsale rocciosa che dalla vetta del Corno dei Tre Signori scende a dividere il Ghiacciaio della Sforzellina dal Ghiacciaio del Lago Bianco, si stacca un grosso piastrone di roccia: il volume coinvolto si può quantificare in qualche migliaio di m³ (foto 23). Nell'estate 2004, parte della dorsale rocciosa che dal Ghiacciaio dei Forni sale verso la Cima di Peio rovina sul sottostante ghiacciaio. Il volume coinvolto si può stimare in circa 500 m³. In fig. 7 sono riportate le quote e l'esposizione dei versanti dei quattro eventi franosi citati. Balza immediatamente agli occhi la quota di questi distacchi: di molto superiore ai 3000 m. Inoltre, pur tenendo conto del numero limitato di casi presi in considerazione, è interessante notare come la distribuzione delle quote di distacco vari in funzione dell'orientazione dei versanti e non riguardi mai l'esposizione settentrionale.

9 - CONCLUSIONI

Dopo la stasi invernale 2004-2005, con il disgelo ci si aspetta la riattivazione dei movimenti franosi a carico delle porzioni rocciose instabili ancora presenti lungo la scarpata principale. Da non sottovalutare anche l'effetto indotto dalle precipitazioni intense e prolungate sul detrito trasportato a valle dalla frana; come pure nell'area immediatamente retrostante l'unghia della superficie di rottura, dove, nelle fasi successive al distacco, si è fermata gran parte del detrito precipitato dall'alto. In vista della prossima stagione estiva l'area pone alcuni problemi riguardo alla frequentazione turistica, che potranno essere superati con la posa di una opportuna cartellonistica, sita precauzionalmente a debita distanza dall'attraversamento del Rin Marè. Queste misure non vanno comunque inserite in un ottica di dissuasione alla frequentazione dell'area, ma, in prospettiva, alla valorizzazione futura del nuovo geosito creatosi con la frana.

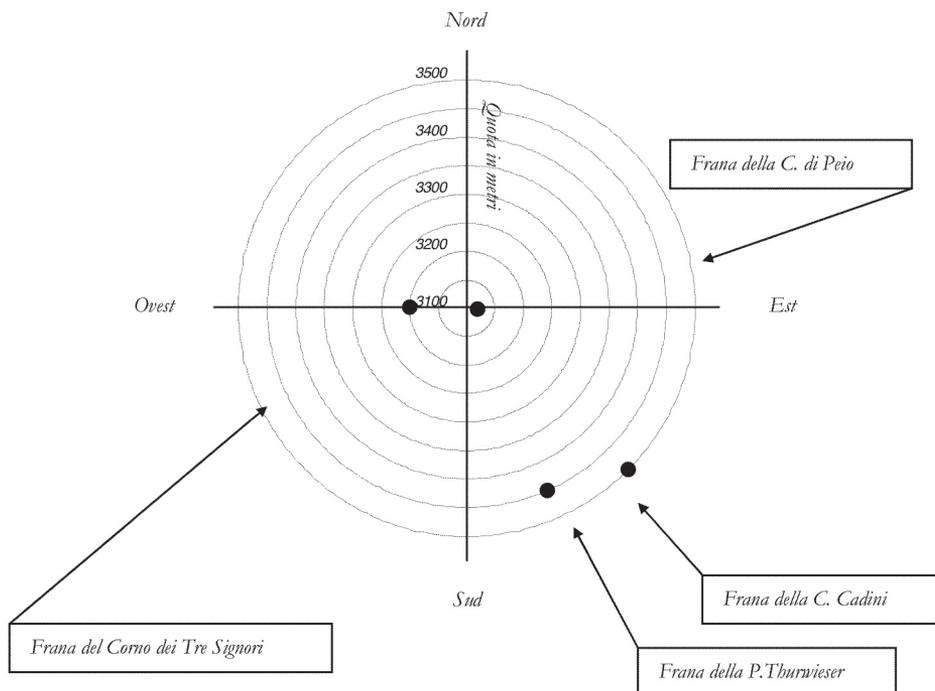


Fig 7.: rappresentazione grafica di alcune delle frane in roccia avvenute nel Gruppo Ortles-Cevedale nel biennio 2003-2004. Si noti come la quota di distacco vari in funzione dell'esposizione.

Fig. 7: graph of some landslides in the Ortles-Cevedale Group in the years 2003-2004. The detachment altitude varies in relation to the exposure.

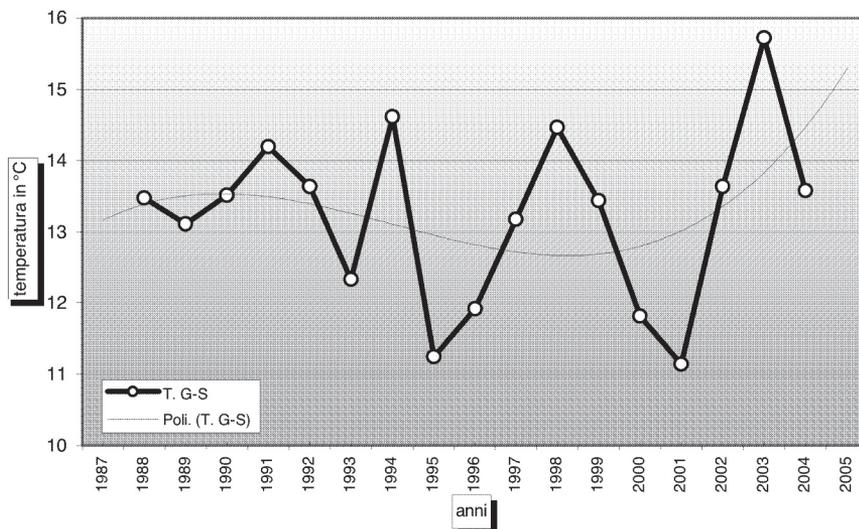


Fig. 8: andamento della temperatura media estiva (giugno-settembre) nel periodo di misura 1988-2004, registrata presso la stazione meteorologica di S. Antonio Valfurva. (1360 m).

Fig. 8: trend of the average temperature (June-September) during the period 1988-2004, recorded at S. Antonio Valfurva weather station (1360 m).

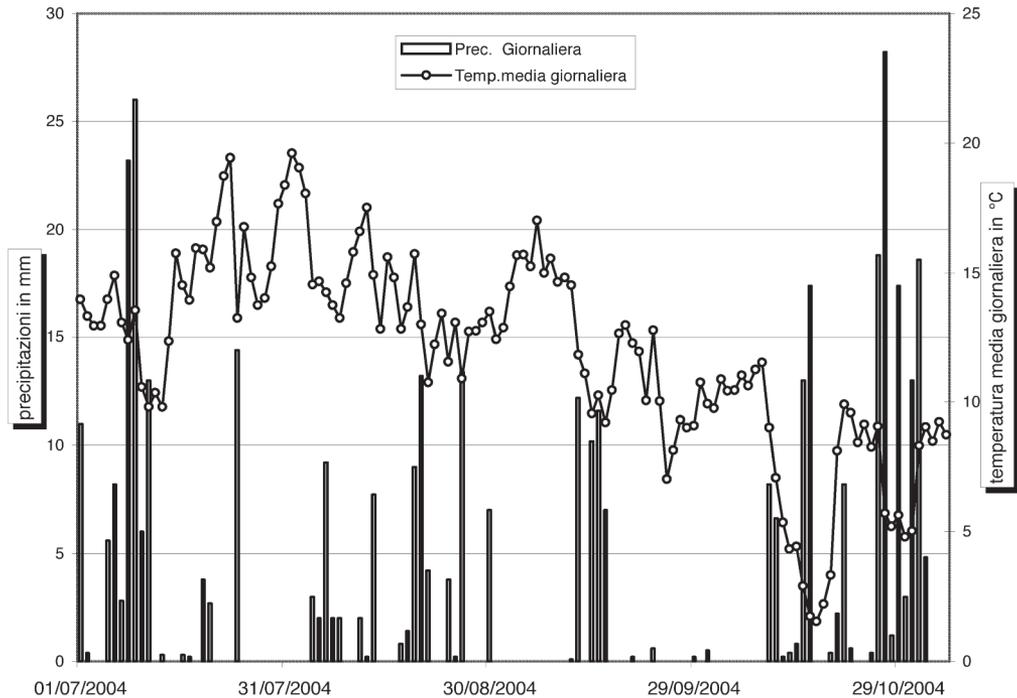


Fig. 9: temperature medie e precipitazioni giornaliere nei mesi luglio-ottobre 2004, presso S. Antonio Valfurva (1360 m).

Fig. 9: average temperatures and daily rainfalls between July and October 2004 at S. Antonio Valfurva (1360 m).

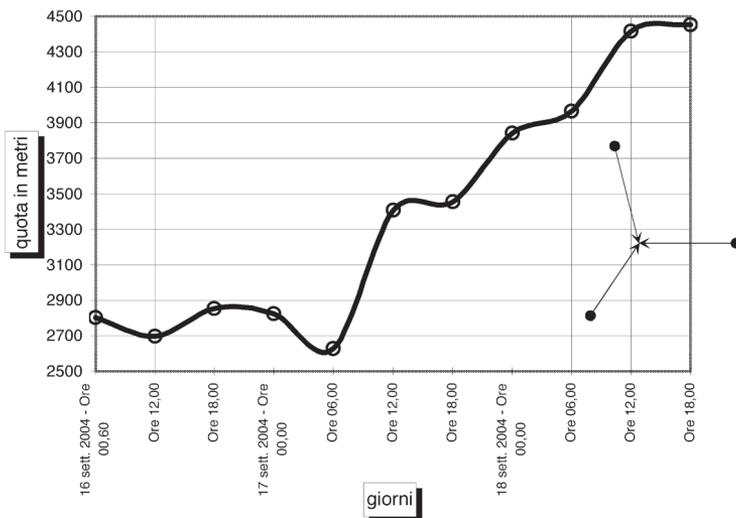


Fig. 10: andamento dello zero termico a Milano Linate nei giorni precedenti il distacco della frana della Thurwieser. Nelle ore che hanno preceduto il distacco, lo 0 °C si è innalzato di circa 1800 m. Le frecce indicano il momento della frana e la quota media della nicchia di distacco. (elaborazione di G. Catasta sulla base dei dati ricavati dal sito <http://weather.unywo.edu>).

Fig. 10: trend of the thermal 0 °C level in Milan Linate on the days immediately before the detachment of the landslide from the Thurwieser Peak. During the hours preceding the detachment, the 0 °C rose by 1800 m approx. The arrows show the moment of the landslide and the average altitude of the detachment niche (processed by G. Catasta; data from the site <http://weather.unywo.edu>).

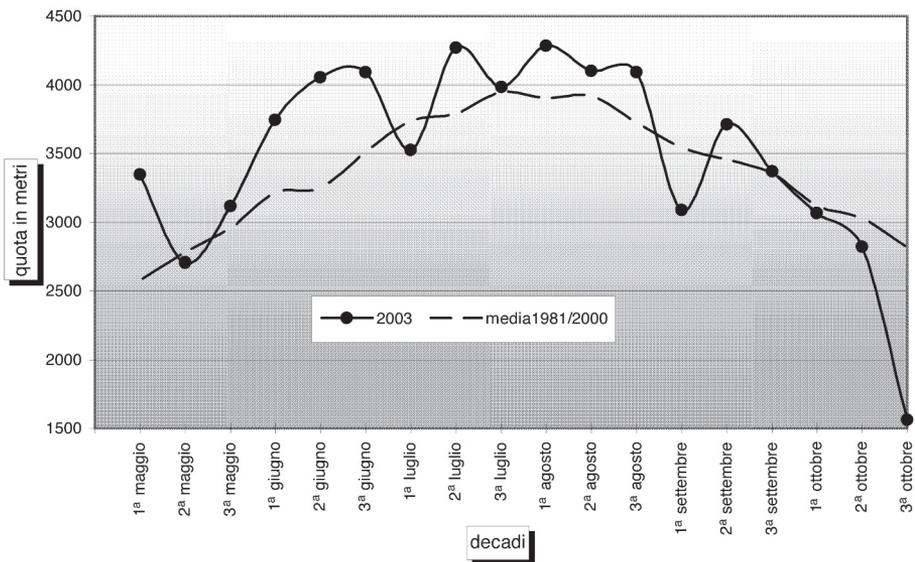


Fig. 11: andamento dello zero termico a Milano Linate nel periodo maggio-ottobre 2003, rispetto alla media di riferimento 1981-2000. (elaborazione di G. Catasta sulla base dei dati ricavati dal sito <http://weather.unwo.edu>).

Fig. 11: trend of the thermal 0 °C level in Milan Linate in the period May-October 2003, versus the 1981-2000 mean value. (processed by G. Catasta; data from the site <http://weather.unwo.edu>).

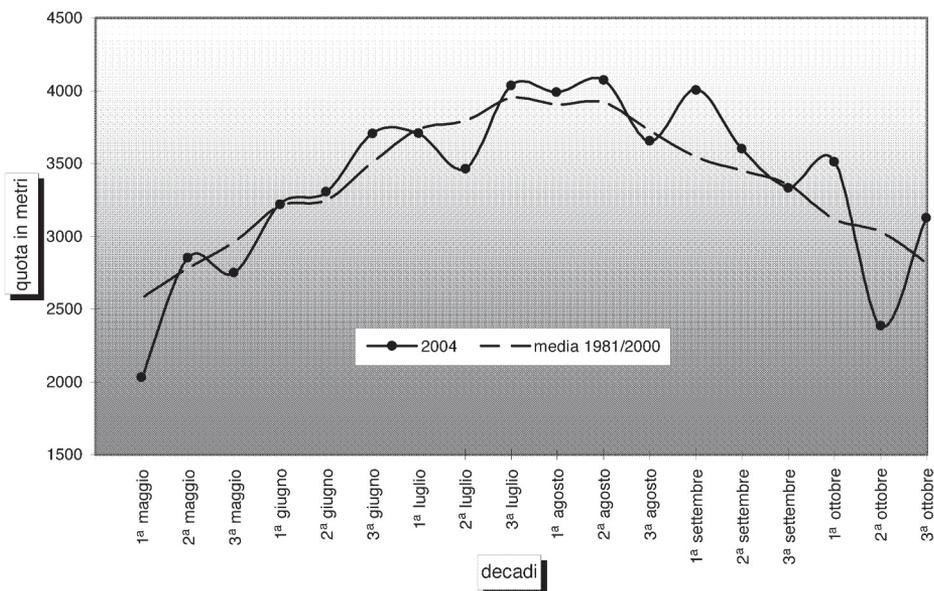


Fig. 12.: andamento dello zero termico a Milano Linate nel periodo maggio-ottobre 2004, rispetto alla media di riferimento 1981-2000. (elaborazione di G. Catasta sulla base dei dati ricavati dal sito <http://weather.unwo.edu>).

Fig. 12: trend of the thermal 0 °C level in Milan Linate in the period May-October 2004, versus the 1981-2000 mean value. (processed by G. Catasta; data from the site <http://weather.unwo.edu>).



Foto 23: il Corno dei Tre Signori visto dal Passo Gavia. Presso il limite sinistro della fotografia, poco sotto la vetta, la presenza della svasatura verticale di forma triangolare fa intuire il punto dove è avvenuto il distacco, mentre in basso verso destra si vede il materiale franato che si è accumulato al di sopra della falda di detrito preesistente. (G. Cola).

Photo 23: Corno dei Tre Signori from Passo Gavia. Near the left side of the picture, slightly below the summit, a vertical triangular flaring shows the point where a detachment took place; the fallen material slid and accumulated over the pre-existing talus slope (bottom-right). (G. Cola).

Ringraziamenti

Particolare gratitudine va a Christian Molinari di Valfurva, del Corpo Nazionale del Soccorso Alpino e Speleologico, per le eccezionali immagini che ritraggono il distacco della grande frana e i momenti immediatamente successivi e per le preziose informazioni fornitemi. Un caloroso ringraziamento anche a Pierluca Mascherona di Bormio, del Corpo Nazionale del Soccorso Alpino e Speleologico, per le stupende immagini fotografiche riprese prima e dopo l'evento (tra le numerose foto della Punta Thurwieser di questi autori, sono state qui presentate solo le più significative). Un sentito grazie va inoltre alla Direttrice del Museo Vallivo della Valfurva, Signora Ilde Bonetti Testorelli, per avermi permesso la consultazione delle pubblicazioni della biblioteca e per l'assenso a riprodurre alcune foto dell'archivio fotografico. Vorrei inoltre ringraziare il dott. Guglielmo Confortola (Bormio) per il fruttuoso scambio di idee, per la pazienza che sempre dimostra nei mie confronti e per

l'elaborazione dei dati presentati nelle figure di corredo. Gratitudine va infine a tutte le altre persone che, a vario titolo, mi hanno fornito preziose informazioni, essenziali per la stesura del presente articolo e a Guido Catasta, Antonio Galluccio, Luca Bonardi e Francesca Strozzi, del Servizio Glaciologico Lombardo, per la revisione critica del testo, notevolmente migliorato grazie al loro contributo.

BIBLIOGRAFIA

- BARTOLINI C. (1992) - *I fattori geologici delle forme del rilievo*. Pitagora Editrice, Bologna.
- BERRA F. (1994) - *Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle falde Ortles e Quaternals (Austroalpino superiore)*. Tesi dottorato, VI Ciclo 1990-1993, Dip. Sc. Terra, Sez. Geologia e Paleontologia, Un. Studi MI.
- BOCCALETTI M., TORTORICI L. (1987) - *Appunti di geologia strutturale*. Patron Editore, Bologna.
- BONACOSSA A. (1915) - *Guida ai Monti d'Italia-Regione dell'Ortles*. CAI. pp. 107-111, Tipo-Lit. Ripalta, Milano.
- BONSIGNORE G., BRAVI E., NANGERONI G., RAGNI U. (1970) - *La geologia del territorio della provincia di Sondrio*. Edizione : Amministrazione Provinciale di Sondrio.
- BOSCACCI A. (2002) - *Archivio Alfredo Corti, Una Montagna di Fotografie (Valtellina 1902-1947)*. Edizione: Cred. Valt.-CAI, Sez. Valtellinese
- BUSCAINI G. (1984) - *Ortles-Cevedale, il Parco Nazionale dello Stelvio*. CAI-TCI, pp. 131-139, Milano.
- CASTIGLIONI G. B. (1995) - *Geomorfologia*. UTET, Torino.
- CATASTA G., SMIRAGLIA C. (1978) - *Il versante della Reit (bassa Valfurva)*. Quaderni Parco Naz. Stelvio, Milano.
- CATASTA G., SMIRAGLIA C. (1984) - *La valle dello Zebù*. Quaderni del Parco Nazionale dello Stelvio, Milano.
- CRUDELI D. (1996) - *Rilevamento della successione della falda Ortles (Austroalpino superiore) affiorante a nord di Bormio (M. Reit - Valle del Braulio)*. Tesi di Laurea, Dip. Sc. Terra, Sez. Geologia e Paleontologia, Un. Studi MI.
- FETTARAPPA SANDRI C. (1995) - *La guerra sotto le stelle*. Nordpress Edizioni, Chiari (BS).
- GELATI R., ALLASINAS A. (1964) - *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina*. Riv. It. Paleont., v. 70/1, pp. 15-64, Milano.

- GUGLIELMIN M., NOTARPIETRO A. (1997) - *Il permafrost alpino*. Quaderni Geodinamica Alpina e Quaternaria. Bettini, Sondrio.
- GUIDE GEOLOGICHE REGIONALI (1998) - *Alpi e Prealpi Lombarde*. Soc. Geol. It., pp. 139-151, BE-MA ed., MI.
- GUZZETTA G., MAURO A. (1991) - *Introduzione alla geologia strutturale*. Liguori Editore, Napoli.
- NANGERONI G. (1957) - *La struttura geologica del territorio della Provincia di Sondrio*. Ediz.: Amm. Provinciale Sondrio.
- PANIZZA M. (1992) - *Geomorfologia*. Pitagora Editrice, Bologna.
- PAREA G. C. (1960) - *Contributo alla conoscenza del Triassico superiore del gruppo dell'Ortles*. Riv. It. Paleont., v. 66, pp. 323-339, Milano.
- PASQUARÈ F. A., PELLICORI M. T. (2002) - *Effetto serra, permafrost e instabilità dei versanti alpini*. SLM N° 2, Rivista trimestrale dell'IMONT.
- POZZI R. (1959) - *Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina* (Livigno-P. Stelvio). Riv. It. Paleont., v. 65 pp. 3-54, Milano.
- POZZI R. (1965) - *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo Ortles*. Eclog. Geol. Helv., v 58/1, pp. 27-37, Basel.
- RIVISTA ITALIANA DI GEOTECNICA (1993) - *Metodologia per la descrizione quantitativa delle discontinuità nelle masse rocciose*. R.I.G. 2/93, pp.151-197.
- ROBERTS J. L. (1991) - *Guida alle strutture geologiche*. Franco Muzzio Editore, Padova.
- SCESI L., PAPINI M. (1995) - *Il rilevamento geologico-tecnico - Geologia Applicata I*. Città Studi Edizioni, Milano.
- TESTORELLI M. (1998) - *La guerra sulle alte vette e i ghiacciai dallo Stelvio al Gavia*. Estratto dal vol. "1998: Due Ricorrenze Storiche" di Sergio Romano. Edizione: Banca Popolare di Sondrio, 1998.
- VALLARIO A. (1992) - *Frane e territorio*. Liguori Editore, Napoli.
- VIAZZI L., MARTINELLI U. (1996) - *La guerra a tremila metri (dallo Stelvio al Gavia)*. Nordpress Ed., Chiari (BS).
- WHITTEN D. G. A., BROOKS J. R. V. (1994) - *Dizionario di geologia*. Arnoldo Mondadori Editore, Cles (TN).

ABSTRACT

In questo lavoro vengono proposte alcune ipotesi per spiegare le cause e le modalità della grande frana che ha interessato lo spigolo SE della Punta Thurwieser il 18 settembre 2004. In tal senso, l'attuale fase di riscaldamento, con il conseguente innalzamento, negli ultimi due decenni, del limite climatico, dai 2900 m di quota degli Anni Settanta ai 3400 m del triennio appena trascorso, provoca la lenta riduzione del *permafrost*, il ghiaccio profondo che cementa le rocce e i detriti d'alta quota, rendendo instabili le rocce. La documentazione fotografica permette di fissare le fasi iniziali del dissesto quattro anni prima del distacco e di segnare un accentuarsi dei movimenti franosi nel corso dell'anomala estate 2003. Il volume del materiale mobilizzato è stimabile in circa 5 milioni di m³. La massa in movimento ha quasi raggiunto il fondovalle, arrecando lievi danni ai manufatti e senza causare alcuna vittima.

Parole chiave: *riscaldamento climatico, permafrost, valanga di roccia, debris-flows*

This paper suggests some hypothesis, with the aim of explaining the causes and the outcome of the large landslide that took place on September 18, 2004 on the SE corner of the Thurwieser Peak. The present warming climatic phase, with the consequent increase over the last two decades of the climatic limit from the 2900 m of the '70s to the 3400 m of the last three years, causes the slow reduction of *permafrost*, the deep ice cementing high-altitude rocks and debris, thus making rocks unstable. The photos show that the first phases of the instability started four years before the actual detachment and evidence the increasing earthflows occurred during abnormal summer of 2003. The volume of the landslide is estimated at 5 million m³ approx. The landslide stopped before reaching the bottom of the valley and, though slightly damaging minor works, caused no victims.

Key words: *climate heating, permafrost, rock fall, debris-flows*

Dans cet étude on présente des hypothèses qui expliquent les causes et les modalités du grand écoulement qui s'est passé le 18 septembre 2004 chez l'arête Sud-Est du sommet Thurwieser. La phase présente de réchauffement du climat et l'élévation consécutive, pendant les dernières 20 années, du limite du climat, à partir de 2900 m pendant les années 70 jusqu'aux 3400 m pendant les trois années passées, causent la lente réduction du permafrost, qui est la glace profonde qui cimente les rochers et les éboulis aux hautes altitudes: ce phénomène rend les rochers très instables. La documentation des photos nous permet d'étudier la phase initiale de ce déplacement qui a commencé quatre ans avant le détachement ; mais à travers les photos on peut même observer l'augmentation d'éboulements pendant l'été 2003. Le volume du matériel en mouvement est de 5 millions de m³ environ. La masse qui bouge est très près du fond de la vallée: il y a eu de légers dommages aux ouvrages, mais sans victimes.

Mots clés: *réchauffement du climat, permafrost, écoulement des rochers, debris-flows*

THE LARGE LANDSLIDE OF THE SOUTH-EAST FACE OF THURWIESER PEAK (THURWIESER-SPITZE) 3658 m (Upper Valtellina, Italy)

1 - INTRODUCTION

Saturday, September 18, 2004 was a calm and sunny day in Bormio valley, just another typical end-of-summer day. The news of a large landslide in the upper Zembrù Valley suddenly upsets the quiet, daily routine and Valtellina's people re-live the anxiety they already felt in 1987, when a landslide in Val Pola killed 27 people. At 1.44 p.m. a muffled noise breaks the silence of this unspoiled corner of Valfurva; a huge cloud of grey dust fills the valley, shrouding gorges, trails and Alpine huts. The managers of Campo Hut, who witnessed the event, sounds the alarm immediately. The rescue service quickly starts a search for possible victims or missing people. The scene looks incredible: the landslide, detaching just below the peak of Thurwieser Spitze, has slipped over the underlying Zembrù glacier; crossed in a single bound, a rocky rampart nearby the V° Alpini Hut; run into the underlying gorge; covered most of the huge moraines laid by the glacier in the Little Ice Age and finally stopped at 2235 m, slightly above the Pastore Hut. Along its path, the slide destroys a fortunately deserted picnic area and a long stretch of the trail to the V° Alpini Hut. Newspapers and television promptly report the event and the public is soon filled with news and images of the slide.

2 - ALPS THREATENED BY THAWING

The effects of the present heating of the Earth are particularly evident in the Alpine region: increasing rainfalls, retreating glaciers, changing vegetation: all these phenomena are deeply modifying the mountain's landscape. The melting of the *permafrost*¹ layer should be counted among them. Permafrost, a powerful natural cement for mountain sides, is unevenly distributed at mid- high elevation throughout the Alps. The presence of permafrost is related to the height of the isothermal - 2 °C line of the yearly average air temperature. In permafrost, ice can be both interstitial or lens-shaped, more or less continuous, with different thickness, intercalated with rocky layers or a compact body with inclusions of soil. Permafrost is threatened by heat; its solid structure can be dissolved through a slow melting process, until water saturates the "active layer" -i.e. that portion of surface soil (from few cm to 3-4 m) which is subject to endless cycles of melting/refreezing induced by the alternating summer and winter seasons. Because of the loss of inner strength, permafrost soils are subject to sliding, even where slopes are barely inclined, according to the well-known mechanism of solifluction. Permafrost can contribute to increase neutral stress¹ also in fractured rocky masses, because it can act as an impermeable layer for waters flowing within the fractures while, in case of ice melting, it contributes to increase the water content.

Snow has a remarkable influence on permafrost temperatures. Under such circumstances, the period of the year of the first heavy snowfalls is very important: if they take place in late-summer or early-autumn, the soil remains insulated and the heat stored in the hot season remains inside; on the contrary, late snowfalls give the soil time to cool down. The residual snow, instead, prevents the soils from absorbing the summer heat.

Deep drillings in St. Moritz mountains (Engadine, Switzerland) have revealed a rise in the inside temperature of the slopes ranging from 0.5 °C to 1 °C over the last 15 years, versus a mean air temperature increase of 0.2 °C for the last decade. Estimates also point to an overall increase of the Alpine permafrost temperature by 1 or 2 °C since the early XXth century: therefore it is easy to imagine that, if frozen soils of the Alps are at - 2/- 3 °C, it will not take long before large portions of permafrost melt completely, causing the collapse of entire mountains' sides.

An additional factor, contributing to a sort of "chain effect", is the progressive withdrawal of glaciers, which leave ever increasing rocky and detrital iced areas exposed to the harmful effects of the summer heat. What makes mountain permafrost particularly vulnerable to climate changes (though making it a perfect

* Servizio Glaciologico Lombardo; email: dosegu@libero.it.

² permafrost is defined as any soil, subsoil or other surficial deposit or even bedrock, occurring in arctic, subarctic and alpine regions at a variable depth beneath the Earth's surface in which a temperature below freezing has existed continuously for a long time, at least for two years

³ neutral pressure means that the pressure of water and air, at any specific point of the soil pores, is neutral because its variations do not necessarily cause changes to the real pressure, therefore not affecting shear strength and slope collapses.

indicator for measuring the extent of changes), is a combination of temperatures barely below 0°C, high ice contents and particularly steep mountain sides.

Nowadays, large portions of soils change from the condition of permafrost to the one of defrosting: this causes possible disintegration and collapse of entire mountain sides, with catastrophic landslides or huge mudflows and imaginable consequences for the communities living and working in those valleys. According to DRAMIS, one of the triggering factors of the enormous Pola Valley earthflow in Valtellina (1987), should be identified in the permafrost degraded by heating. The direct clue of its key role in this earthflow is hinted by the presence of several nearby rock glaciers: huge, lobate-shaped accumulations of rock and ice, similar to lava flows, moving downwards very slowly. Rock glaciers are considered the best geomorphological “indicators” of the presence of mountain permafrost.

3 - HISTORICAL-GEOGRAPHICAL REMARKS

Zebrù Valley, a right tributary valley of Valfurva, is approx. 12 km long, with a curved shape from E-SE to W-NW in the highest part, changing to W and SW at its mouth (photo 1) (*all pictures are in the Italian version*). The valley looks remarkably asymmetric owing to the tectonic framework of the outcropping formations: the right side, very often close to 4000 m, is characterized by a close-mesh net of rill grooves and channels carved in dolomitic rocks and limestones, while the bottom of the valley is carved in the crystalline rock. With an elevation of 3658 m, Thurwieser Peak looks like a dwarf compared to the surrounding peaks, although, thanks to its highly scenic look (the Lombard side shows very steep precipices while its South Tyrolean side is covered by a dizzying wall of ice and rock) it is regarded, after due consideration, as one of the most beautiful mountains in the Ortler-Cevedale Group.

The author of the famous *Guida dei Monti d'Italia* (Guide to Italian Mountains) of Club Alpino Italiano dedicated to the Ortler region, edited by Aldo Bonacossa and printed in 1915 shortly before WW I, described the Peak as follows: “*Sharp rocky pyramid, shaped like a pointed lance, with a cutting edge of crystal ice, so steep that it became a synonym in the Alpine literature. It is one of the most beautiful mountains of the Eastern Alps; seen from East, together with Tressero, it is the most elegant peak of the group. Often climbed for its fame of being the most difficult summit of the region, it really demands good experience and skill to climb over the famous ice edge; on the contrary the steep and rocky Italian side - almost unexplored - is much easier, if one takes the trail followed so far only by S. Caterina's Alpine guides*”.

Fig. 1 (for a geographic view of the area): see page 11

During the war, in March 1917 the Italians conquered the peak and held it throughout the conflict, being the peak a wonderful observation point over the underlying Trafoi Valley. Soon after, the adjoining Croda Baeckmann, Cima di Trafoi and Cima del Gran Corno di Ghiaccio, were also seized. The remains of some barracks can still be seen by the peak while, directly below, the Zebrù Glacier, prior to the large landslide, was studded with war remains fallen from above or conveyed by avalanches, mute evidences of the epic deeds and inhuman difficulties endured by our Alpine troops. One of the main military trails of the Ortler-Cevedale group was built along the southern wall of the mountain. The trail, starting from the Zebrù Glacier, climbed the main wall to reach the military installations near the peak. Safety was granted by fixed ropes - sometimes double or triple, covering a length of 3000 m and an altitude span of 700 m - and from several rope-ladders, called “sky ladders”. The most recent *Guida dei Monti d'Italia* by Club Alpino Italiano dedicated to Ortler-Cevedale Group (G. BUSCAINI, 1984), still regards Thurwieser Peak as a demanding mountain gifted with remarkable beauty thanks to its steep NE crest and to the imposing rampart of unstable rocks running westward toward Trafoi Peak. The author is using these words: “*It is one of the most beautiful mountains of the region thanks to the elegant snow-covered NE crest. A hardly visible crest radiates southward from the peak separating, in its lower reaches, the remnants of Vedretta dei Camosci from the Zebrù one. On the contrary, the whole Eastern side is complex. The SE wall, steep in its upper part and with a ridge in the lower one, is characterized by steep rocky belts split by gullies. Some steep spurs cut by dreadful canals stretch eastward from this wall to the snow-covered gully of Thurwieser Pass. These canals form the narrow E wall, bordered from the elegant NE crest descending towards Thurwieser Pass. The N face is mainly covered with snow, the NW wall with rocks mixed with snow and both rise from the upper basin of Vedretta del Circo. Finally the short W ridge goes down with a few drops and forms the long crest connected to Trafoi Peak. It is made of broken and friable rock (except some occasional, compact blocks), lying in unstable piles of thin layers of calcareous metamorphic rocks and covered with debris everywhere. The most popular climb is the one along the NE crest, both going up and coming down. The W ridge from Trafoi Peak (Baeckmann) is also quite popular, while some of the other routes have not been repeated yet, and rightly so. E. von Mojsisovics gave the toponym in honour of Peter Carl Thurwieser, from Salzburg, one of the first Ortler climbers and active between 1820 and 1858. On the IGM map the two names, Trafoi Peak and Thurwieser Peak, are exchanged*”.

4 - GEOMORPHIC AND GEOLOGIC FEATURES

The tectonic units subject to landslides are the Campo and Ortler layers, units of the Mid-Austro-Alpine nappe. Lying from E to W, they are separated by a dislocation surface, along which drag limbs and highly broken and mylonitized rock shingles are wedged in. The boundary between the southern crystalline masses (Campo Nappe), eminently represented by the *Filladi di Bormio*, and the NE sedimentary belt (Ortler Nappe) is roughly drawn by the *Zebrù Line*, representing on the surface the overthrust plane along which Ortler Nappe overlaps Campo Nappe, with interposed remnants of allochthonous strata uprooted and dragged by Alpine tectonic movements, represented by tectonic horses² of both basement and Permo-Carnian sediments. In the Upper Valtellina sector, the line runs E-W, dipping N-N-E or N-NW with an average inclination of 40°, locally reaching 60°. The line extends from Passo Cassana eastward to Monte Crapène, to Cima Doscopa, to Premadio, then continues on the southern side of Cresta di Reit and M. Cristallo, then between Königsspitze and Punta Graglia until the eastern slopes of the crest M. Zebrù-Ortler-Punta Alta.

The general structural shape of Ortler Nappe looks simple: it is exclusively made of *Dolomia Principale*, with the exception of some base horses along the *Zebrù Line* and includes, one after the other, sediments from the Permian⁵ to the Turonian⁶. Locally, it is characterized by intrusions of Oligocene Age (30 My), mainly consisting of granodiorites intruded at the end of the overthrusting movements. The fault max. thickness is located on the N side of Zebrù Valley, with a almost constant northward dip, generally between 30° and 40°. Inside it there are probably some tectonic repetitions, mainly dark limestone intercalations of decametric size, that show large-scale folds in the sediment sequence, such as in Königsspitze, where the mountain is made of a characteristic folding, and partially in Thurwieser Peak. Between dolomites and limestones sometime there are thrust planes caused by their different response to dynamic stresses (dolomites are massive or thickly layered while marly limestones are generally thin). In the detachment area, the rocky formation is made of black limestone (sometimes slightly dolomitic), sapropelitic limestone⁷ and intercalations of yellowish or almond-coloured tapered lenses of marly limestone⁸.

During the various Alpine tectonic phases that developed the important overthrusts separating the different nappes, these rocks have been submitted to intense stresses, with evidence of several folds, from decametric to centimetric size.

The geological structure therefore played a primary role in the large-scale morphogenesis characterizing this valley. The valley's axis, initially laid along the mother line (*Zebrù Line*), gradually steered away and sank vertically because of the different resistance to erosion of the dolomite which protected the underlying phillites.

5 - PAST INSTABILITY OF THE WALL

The pictures taken at the end of the 19th century, clearly show a deep scar splitting the SE wall of Thurwieser Peak vertically. The fissure runs between 3350 and 3450 m altitude, close to the left flank of the crest, bristled with towers and aiguilles, connecting the summit with Passo dei Volontari. From the base of the fissure a large debris cone spreads out and its farthest sector reaches the right edge of Zebrù Glacier Western flow (photo 1). Winter residual snow covers most of the debris cone visible in these photos - and those of the 20th century as well - (photos 2, 3, 4 and 5). This brings us to the conclusion that the detachment of sporadic rocky blocks from this portion of the wall, mainly due to the action of cryoclastism, was an occasional event. On the contrary, the most recent pictures, particularly since the 2001 summer, show that the debris cone in summertime has no snow and is covered by a thick and recent debris layer, as a result of continuous rockfalls from the crack. Both my observations and the accounts of mountaineers climbing in the area support the hypothesis that the landslide has recently re-activated: in the last few years this part of the wall has been affected by continuous rock falls reaching the underlying debris cone (photos 6 and 7).

Photo 1: see page 13

⁴ horses are made of evaporites or Paleozoic sediments, locally called Verrucano. They are upthrows involved in the movement along the thrust sheet that put the Campo Nappe in contact with the Ortler Nappe, rocky allochthonous bodies which defy any hypothesis on their stratigraphic-paleographic position. The structural positions of the horses show that they represent relatively "plastic and lubricated" horizons, along which movements and main dislocations, connected with the Alpine tectogenesis, occurred.

⁵ the last period of Paleozoic, covering a time span between 280 and 230 million years and lasting 50 million years.

⁶ stage of the European Upper Cretaceous.

⁷ sediments and materials of organic origin.

⁸ calcareous rock containing 35-65% of clay.

Some pictures taken on August 3, 2004, besides testifying the frequent rock and debris falls, outline large water veins scattered on the rocky wall immediately above the cut. Slightly above, one can notice some outstanding fractures cutting across the wall, from a rocky spur to the summit. The September 18 detachment will initiate nearby these fractures (photos 8 and 9). On the opposite side, the landslide will detach along pre-existing weaknesses, represented by a long, deeply set gully, sinking sideways from the summit down to Zebrù Glacier and cutting across the rock bedding. Other pictures of the eastern side of the mountain, taken on September 3 from Mt. Zebrù, reveal some recent cracks, highlighted by the different colour of the rock, that cut irregularly into the above mentioned gully until the rocky prominence close to the summit, underlying therefore the presence of a breaking surface (photo 10). All these elements strengthen the hypothesis of a slow sliding of this part of the wall already underway some months before the collapse. After the landslide, a series of sub-parallel vertical planes appeared in the right sector of the niche and turned out to be planes characterized by strike slipping. The planes unquestionably represent a further weak point of the wall: in the photos of August 3, one of the outstanding fractures crossing the wall matches exactly with the plane.

Photo 2 and 3: see page 14

Photo 4, 5 and 6: see page 15

Photo 7 and 8: see page 16

Photo 9 and 10: see page 17

Photo 11: see page 18

Fig. 2 and 3: see page 19

6 - THE COLLAPSE OF THE ROCK FACE

Based on evidences collected on the ground shortly after the collapse and the reports of the few direct witnesses of the event, we can try to reconstruct the dynamics of the landslide.

In the very first moments a slight anticlockwise rotational movement takes place, together with the sliding of the whole, nearly compact mass along a newly-formed surface involving the bedding plains, directions W-NW/E-SE, dip S-SW and gradually diminishing inclinations from top to bottom (55° in the upper sector, 36° in the lower one). Most of the SE edge is involved in the movement, for a max. width of approx 250 m. in the center and a depth which, though difficult to estimate, in the central portion - the largest one - could have measured 70-90 m. The event takes place between 3280 and 3630 m, i.e. a span of 350 m. The volume involved was later estimated to be around 5 million m³.

After sliding a few dozen metres, the landslide quickly turns into a rock avalanche⁹, which moves along a pre-existing slope, possibly a remnant of an old detachment, direction E-W, southward dip and inclination 39°, ending against a rocky cliff (photos 14, 15 and 16). The falling mass, crossing it in a huge bound, drops on the underlying Zebrù Glacier, almost flat in this part, then widens into a fan-like shape, following slightly curving trajectories, threading gradually more inclined lines oblique to contour lines, towards the V° Alpini Hut. On the opposite side, the landslide is dammed by the south-bound rocky ridge connecting the Thurwieser Peak with Passo dei Volontari.

⁹ in an avalanche, the detached rocky mass “flows” rather than “slides” and the friction with the substrate is very low. The verb *to flow* implies a certain degree of relative movement and freedom among the different fragments, meaning that a *pervasive deformation* takes place within the material. Consequently, avalanches are not made of a coherent material and are characterized by strong interactions among the clasts. The countless and mutual impacts among clasts grant support the single granules and provide them a *moment of inertia* which is then gradually transferred to the whole mass. Possible interstitial *fluidizing* media (air, water, steam, ice) are not necessary for the movement to take place. Mechanically, avalanches can be distinguished from the more viscous forms (like *debris flows*) for their higher speed and minor friction with the substrate. Speed of 200-300 km/h are not unusual. The apparent internal friction (ratio between the height of the fall and the distance covered) is generally much lower for volcanic avalanches than non-volcanic ones (see fig. 5). Most avalanches originate as a consequence of rockfalls. On volcanic grounds, the phenomenon can also take place as a consequence of landslides caused by collapses of entire sectors, accompanied by explosive eruptions (see the case of Mount St. Helens and many other stratovolcanoes). The gradual reduction of the moment of inertia and the increase of frictions, both inside (i.e. among fragments) and outside (i.e. with the substrate), causes a deposition, which takes place suddenly. Deposits from avalanches have sharp edges and steep margins, often with crests and banks and large thickness variations from spot to spot. Deposits from avalanches are massive inside, *sorting* is very low and fragments sizes range from megablocks of a thousand cubic metres to ashes. Single blocks often break during the transport, but they can be easily refitted because mixing inside the avalanche is very scarce. The avalanche can be considered as a tight “wrap up” of highly heterometric material, where its components crash, bump into, push each other and break during the transport. The matrix can vary considerably from deposit to deposit and mainly derives from the rubbing of clasts during the continuous collisions; the fraction of the matrix originating from the erosion of the substrate is marginal. An avalanche deposit can be distinguished from a debris flow thanks to the presence of the megablocks (their size often in the tens-of-meters range) in the former, and of a pervasive mud matrix in the latter.

After moving a few hundred metres on the glacial surface, riddling it with huge holes and deeply scarring it, the landslide leaves behind a layer of debris, in the decimetric to metric range; the most remarkable accumulations are left in the hollows along the inner side of the rocky outcrops, where the glacial front presently stands. On its way towards the valley, the landslide crosses the large rocky bar at the base of the glacier; the same bar hosting, at its eastern end, the V° Alpini Hut and then flows into the vallon towards the bottom of the valley, channeled by the powerful lateral moraines of the Little Ice Age. Then, after crossing the small frontal morainic arcs, the flow proceeds for several hundred metres, its destructive run hidden behind a huge cloud of grey dust. The cloud will immediately expand, soon filling the whole mid-upper Zebrù Valley to a distance of many kilometres from the event (photo 12). The landslide leaves two colossal tongues on the ground: the left one covers part of the morainic bars laid by the Zebrù Glacier during the late-glacial pulsations, while the right one flows into Rin Marè gully, where it stops around 2235 m, only 250 m from the AEM water intakes and from Baita del Pastore (photo 6). The large body of the landslide appears surrounded on both sides and around the front from a shroud of fine debris, large blocks are rare, thrown by the moving mass at distances varying from some tens to some hundreds metres. This shroud is particularly visible on the area the glacier (photos 13 and 21).

One portion of the detached mass, coming from the highest part of the niche close to the summit, moves eastwards along the steep channel dropping from the Thurwieser Pass towards the Zebrù Glacier. The smaller fragments are scattered around the base of the channel while some large blocks roll over the glacier for several hundred metres, following curved trajectories marked by the holes visible on the ice surface (photo 18).

Photo 12: see page 21

The surface the flow appears to be coated, almost exclusively, by large rocky blocks, their sizes ranging from one metre to decametres, while the fine fraction, represented by fragments sized in the millimetres to decimetres range, seems less significant. However, where erosion has cut through the underlying debris, e.g. along the sides of the furrows dug from debris-flows, the fine fraction looks much more plentiful. This remark may suggest that, during the downward movement, the largest debris tended to float above the finest fraction (photo 17). The value of *apparent internal friction* of the Thurwieser landslide (see fig. 5) lies close to the upper limit of the non-volcanic *dry* avalanches.

Fig. 4: see page 22

ZEBRÙ VALLEY LANDSLIDE - Saturday September 18, 2004 - 01:43 pm, summer time
Shock magnitude: in the epicentre
Nearest sites to the epicentre: Val Zebrù, Bormio, S. Caterina Valfurva (SO)

Fig. 5: see page 22

Photo 13: see page 23

Fig. 6: see page 24

Photo 14, 15 and 16: see page 25

Photo 17 and 18: see page 26

7 - THE SETTLING PHASE

The instability related to the initial phases of the landslide soon diminishes, with a decreasing number of blocks dropping on the steep rocky slope originated by the flow; also a few modest detachments occur near the chute on the hydrographic left. The most frequent falls are observed in the central portion of the steep slope where, on the days following the landslide, much instable material is still cemented to the wall by ice. The resulting accumulation gradually drops on the bottom of the detachment niche, filling it up. The surplus material falls from the niche's edge and builds a large debris cone which covers the material left by the landslide on the glacial surface.

In the very first instants after the collapse, remarkable veins of water are observed, flowing from the vertically steep slope originated from the earthflow: the most plentiful are on the left side and in the upper sector of the detachment niche. A very careful observation allows to conclude that most of the water flows from the inside of the rocky mass, near the several fractures and faults that break its continuity. Other streams originate from the dirty ice plates stuck to the rocky wall. In some cases, debris make up the largest fraction, thus hiding the interstitial ice. Some of the small ice plates can still be seen on October 6, 18 days after the landslide. In the early afternoon, water circulation is so plentiful to carry along the debris laid at the base of the wall: small slides flow for a few dozen metres before disappearing under the rougher material. After flowing under the debris, in direct contact with the bedrock, these waters re-emerge at a change in inclination (3120 m) then disappear once more under the debris cone (photos 19 and 20). On October 24, thanks to temperatures well above the average for this time of the year, these flows are still visible, although less plentiful and the discharges of debris, still substantial, mobilize much lesser volumes.

Debris-flows are also observed, caused by rains and by the quick melting of recent snow. After removing large quantities of loose material inside the detachment niche, the debris-flows wind down the debris cone until

its base, than they widen fanwise. The solid material being dragged along, mainly of a medium-fine grain size, creeps into the empty spaces among the large rocky blocks of the landslide, fills them up and sometime covers the blocks with an even detrital expanse. Other debris-flows are originated from the large rocky bar below the glacier. Their rills cross most of the new deposit before disappearing.

Between end-October and early-November, south-easterly, hot and humid currents move over Northern Italy; their impact against the Alpine barrier produces cloudy weather, characterized by plentiful rains and unusually mild temperatures. A long series of storms brings snow whose limits range between 2000 and 3300 m. This coincidence of factors causes the mobilization of most of the material left by the landslide near the large rocky bar before the tongue of the Zembrù Glacier. Impressive debris flows cross most of the deposit and carve deep rills, dragging additional material along the way, including some metric blocks. One of these flows has moved beyond the front of the earthflow along its left side, continuing down a small valley until the flood plain of Zembrù stream, very close to the AEM service bridge, at 2136 m, and widening into a fan-like delta (photo 22 and figure 6).

Almost all the material moved from the earthflow has scattered at the foot of the wall with a peculiar configuration induced by the pre-existing orography: on the left side, the material is settled below the rocky bar supporting the wide front of the Zembrù Glacier and contained by some morainic bars; on the more inclined right side, the material is piled up in the final stretch, filling up the deep small gully where the Rin Marè flows. The season has not allowed a more comprehensive surveys of the accumulation, which would have permitted the estimate of the final portion, thus the volume of the material moved.

Photo 19 and 20: see page 28

Photo 21 and 22: see page 29

8 - ANALYSIS OF THE EVENT

In the last few years, particularly in 2003 and 2004, we have witnessed numerous rock falls from high altitude mountain sites¹⁰, with a frequency never recorded before. Although the news of these events disturbs the local people, owing to their possible, negative impacts on the tourist season, one must consider the wide penetration of such information among people who would normally not be aware of these events, usually confined to a small number of specialists. Among other things, people cannot understand what is happening to our mountains, why they have started to break apart more easily and frequently, very often in hot and dry seasons: people connect landslides with heavy rains and floods and it is difficult for them to understand how earthflows can take place when it has not rained for days and temperatures soar to African ranges.

Figure 9 shows rainfalls and average daily temperatures recorded at the S. Antonio Valfurva station, on the valley floor, where Val Zembrù joins Valfurva. As you can see, there have been many rainy days in the months preceding the collapse, but rainfalls were minimal and the period can be classified as decidedly dry. The previous winter and spring had the same trend, making 2003-2004 one of the driest year of the last twenty hydrological years. Shortly before the detachment, some moderate precipitations (altogether approx. 40 mm of rain) turned into snowfalls at the elevation of the detachment. A significant drop of temperatures was followed by a fast increase that reached its climax on the day of the detachment (figures 9 and 10). This could have been the "feather that broke the camel back": in fact the acting forces were matching the strength of the mass and a bit of rain and snow probably tipped the balance.

The temperatures trend deserves a separate comment. Undoubtedly, the landslide is the consequence of the high summer temperatures of the last years, and particularly those of the unusual 2003 summer¹¹, as one

¹⁰ before the Thurwieser's slide, rock falls and landslides have occurred in several mountains, regardless of their different geology. During the 2003 summer, detachment of stones along the channel leading to the Gouter Hut, M. Blanc increased considerably, making the crossing extremely dangerous. In August 2003 it was the turn of the Matterhorn: the collapse of a 150-m stretch, along the main ascent from the Italian side, removed a classic passage called *Cbeminée*, an ice chimney approx. 12 m high, at 3880 m, formed by two perpendicular walls, a key passage in the mythical challenge for the first climb to the summit between Jean Antoine Carrel and Edward Whymper, won by the Briton in 1865. Hundreds of cubic metres of rock loosened by the melting of permafrost detached, dragging along chains and fixed ropes and creating a real precipice. Another historical piece of mountain climbing, the *Spigolo degli Inglesi* on the Mt. Disgrazia's N ascent, in the Bernina Group, has disappeared: a basin has now taken its place. The detachment may have been caused by infiltration of melting water. In the same area, the rocks supporting the icy route equipped with fixed ropes called *Rocette*, between Marinelli and Marco e Rosa Huts crumbled, thus forcing the climbers to a slight detour into Switzerland. 2004 saw a number of events in the Dolomites: in the late spring Torre Trepfor (Cortina d'Ampezzo) collapsed; by early summer also a large rock spike at Forcella dei Ciampe, between Val Gardena and Val Badia, tumbled down. Later, one after the other, the summits of Piccolo Cir (Passo Gardena), Cima delle Dodici and Cansles (Odler Group) collapsed.

¹¹ the exceptional nature of the year is not only tied to the high elevations reached by the thermal 0 °C, still below previous records, but also, and mainly, to its persistence throughout the whole summer. For more details, see Terra glaciàlis no. 7, page. 16.

can see from figures 11 and 12 that show the trend of the thermal 0 °C level in Milano Linate during 2003 and 2004 summers. The fact that the detachment took place one year later, during a rather normal summer, with temperatures in line with the average of the last twenty years for this sector of the Central Alps (see fig. 8), is not a contradiction, in view of the huge volumes involved in the collapse. We should reasonably presume a certain delay between the changes in the air temperatures and those inside the rocky mass.

The photos taken before the collapse allow further remarks. The days characterized by low temperatures had minimal, or none, debris falls from the large niche onto the underlying cone. On the contrary, the very hot days witnessed debris falls since the early morning and, as hours went by, they became more and more frequent and involved larger and larger volumes, until they reached their climax in the early afternoon, only to decrease, at last, during the evening. These remarks could suggest some sort of a “daily routine”, a “modulation” of movements related to changes in air temperature and insolation. However, this remains nothing more than a hypothesis, owing to the lack of precise monitorings.

Trying to explain the collapse of Thurwieser Peak, we should consider the following causes as leading to the event:

- the gradual weakening of the right flank of the SE ridge, following the re-starting of collapses at the deep fissure of the SSE wall;
- the remarkable inclination of the layers and their attitude;
- the deep fracturing of the rocky mass. The recent neo-tectonic movements acted on very ancient effects of mylonitization and cataclasis caused by tectonic overthrust phenomena (formation of Alpine nappes) that had already weakened the mechanical resistance of pre-existing rocks.

Among the most direct factors, we should mention:

- the presence of large quantities of solid water mixed with debris inside the many tectonic joints, often leaking water;
- the melting of the *permafrost* layer. The ice acting as glue inside the rocky fractures slowly dissolved, until it could no longer support the rocky mass. Please note that “dirty” ice can melt at temperatures slightly below 0 °C, because impurities can lower its melting point;
- the repeated freeze-thaw cycles, as a consequence of sudden thermal stresses.

The discontinuities separating the various blocks are not arranged casually; they can be grouped in “systems” whose origin goes back to the warping phenomena that affected the whole mass. *Figures 2 and 3* show the discontinuities of the rocky mass through *Schmidt equi-areal spherical projections*; the data were collected in two different stations located near the detachment area: *Figure 2* relates to data sampled along an outcrop of slightly stratified, black limestone near Passo dei Volontari, at 3040 m; *Figure 3* is built upon data from a the rocky outcrop located along the western side of M. Zebrù at 3160 m, where the most common lithotype is dolomite. At a first glance, the two diagrams seem very similar, but looking at the spots on the left sides of the diagrams, one can notice that the first system runs from N-NE to S-SW, dips towards E-SE and has an inclination of approx. 80°, while the other runs from N-NW to S-SE, dips towards E-NE and has an inclination of approx. 75°.

The spots in figure 2 looks scattered, while the concentration of spots in figure 3 is more defined. The very close spacings (distance between two discontinuities) of these two systems of fractures give the rocky mass a low cohesion. In addition, there is a scarcely developed *persistence* (area extension or dimension of a discontinuity within a plane), due to the fact that the discontinuities of one system end against the discontinuities of another system. As a very narrow spacing can alter the way a rocky mass breaks (translation/circular/ flow) the orientation of these systems in the space is not very important, because the breakage can take place thru rotation or rolling of single rocky fragments; it has however a great impact on the permeability of the rocky mass and its filtration characteristics (photo 11). The third system, visible in the middle part of the diagrams, shows figures from *bedding joints*.

One can notice that orientation and inclination look slightly different in the two diagrams, because the area surveyed is characterized by several folds, both large and small. In fact the bedding joints shown in figure 2 look oriented NW-SE, dip towards SW and possess inclination close to 20°; in figure 3 they are oriented N-NW/S-SE, dip towards W-SW and have an inclination of 25°. In the area of the detachment, 400 m higher, the inclination is much more marked, almost sub-vertical near the peak: the close spacing and the very extended persistence of these two surfaces have made overthrust much easier.

In short we can cautiously state that the formation of the fractures on the right flank and in the middle sector before the collapse depended on systems 1 and 2, while the third system played a decisive role in the formation of the overthrust surface.

As a marginal remark, some glaciological considerations about the future development of the western flow of Zebrù Glacier, the one involved in the landslide: first of all, the possible effects caused by the large mass of debris laid on the ice surface should be evaluated, with the aim of defining if this event may change the glacier’s dynamics. Unfortunately, all marks set to measure frontal variations were swept away and it is

not possible to replace them; the snout is buried under the debris and it will not be possible to run measurements for many years. The most important effect to take into consideration is the presence of debris on the ice surface, contributing to alter the energetic exchange at the ice-debris interface and, where thicker, to limit the surface ablation considerably. The violent episode of Thurwieser Peak not only changed the look of this part of the valley, but also turned a white glacier into a wonderful black glacier or *debris covered glacier*.

Besides the landslide of Thurwieser Peak, particularly popular thanks to both the large quantity of material involved and the casual shooting of the event, immediately transmitted from the main TV stations, other landslides have affected the Ortler-Cevedale Group in the years 2003-2004. In the 2003 summer, part of the rocky wall under Cima Cadini crumbled and fell on the ruins of the WW I Austrian barracks. The volume involved in the flow was estimated around 1000 m³. Shortly after, a large slab detached from the rocky ridge descending from Corno dei Tre Signori and separating Sforzellina Glacier from Lago Bianco Glacier; the volume involved can be quantified in a few thousand m³ (photo 23). In the 2004 summer, part of the rocky ridge rising from the Forni Glacier towards Cima di Peio fell onto the underlying glacier. The volume involved was estimated to be 500 m³. Photo 7 shows elevations and exposures of the rock walls involved in the four earthflows.

One is immediately struck by the elevation of all detachments: well over 3000 m. Also, in spite of the limited number of cases taken into consideration, it is interesting to notice the relation between detachment altitudes and exposure of the walls and remark that they never involved any northern exposure.

9 - CONCLUSIONS

After the 2004-2005 winter season, we shall expect new earthflows from the unstable rocky portions still present along the main slope. Also, the consequences of intense and prolonged rains on the mass of debris should not be disregarded, as well as the stability of the material trapped behind the niche's edge where, after the detachment, most of the fallen debris stopped. In consideration of the coming tourist season, some warning signs will have to be posted at arm's length from the crossing of Rin Marè. These should not be interpreted as a dissuasion from visiting the area, but, in perspective, as teaching aids, with the aim of making the most of the new geo-site born from the landslide.

Fig. 7 and 8: see page 33

Fig. 9 and 10: see page 34

Fig. 11 and 12: see page 35

Photo 23: see page 36

Thanks

I am particularly grateful to Christian Molinari from Valfurva, Alpine and Speleological National Rescue Team, both for the extraordinary pictures showing the detachment of the large landslide and the following moments, and for the valuable information he has given me. My warmest thanks also to Pierluca Mascherona from Bormio, Alpine and Speleological National Rescue Team, for the marvellous photos taken before and after the event (for space reasons, I had to limit my selection to the most significant pictures, among the many taken by these two authors). My sincere thanks also to the manager of the Valfurva Valley Museum, Mrs Ilde Bonetti Testorelli, for allowing me to consult the library's publications and for copying of some of pictures in her archives. Also, I would like to thank dr. Guglielmo Confortola (Bormio) for the fruitful exchange of ideas, for the patience he always has with me and for processing the figures shown in the attached charts. At last I am also grateful to all the people who gave me valuable information, essential for drawing up this article and to Guido Catasta, Antonio Galluccio, Luca Bonardi and Francesca Strozzi, of the Servizio Glaciologico Lombardo, for their critical text review.

REFERENCES (*see italian text, page 36*)

ABSTRACT (*see italian text, page 37*)

IL GHIACCIAIO DEL BELVEDERE: “TO SURGE OR NOT TO SURGE, THIS IS THE PROBLEM”

1 – PREMESSA

Il Ghiacciaio del Belvedere, tra la fine del 1999 e l'estate del 2004, è stato interessato da un fenomeno di trasferimento di massa a partire dal settore centrale (da quota 2300 m circa, MAZZA, 2003) sino alle fronti destra e sinistra, le cui cause non sono state tuttora definite. Si è parlato di *surge* (HAEBERLI e coll., 2002) e di *onda cinematica* (MAZZA, 2003).

Per *surge* (*ondata*) si intende l'incremento improvviso del flusso del ghiacciaio - con transizione dallo scorrimento viscoso a un flusso prevalentemente a blocchi - dovuto a condizioni di trazione cui la deformabilità del ghiaccio non può far fronte, accompagnato da notevole incremento di velocità dovuto soprattutto allo scivolamento sul fondo, legato alla presenza di acqua in pressione. Il fenomeno è determinato dal formarsi di un profilo di instabilità intrinseca del ghiacciaio e in parte da fattori quali l'aumento di massa nel bacino di accumulo e la variazione di temperatura del ghiaccio (che determina la presenza di acqua abbondante e in pressione al letto). Vi è quindi un rapido trasferimento di massa dal bacino di accumulo a quello di ablazione, accompagnato dalla deposizione di morene planimetricamente contorte nel settore terminale del ghiacciaio, indice di condizioni di compressione.

Il *surge* è un'avanzata *catastrofica* di un ghiacciaio, e quindi un fenomeno che potrebbe inquadrarsi nella *Teoria delle catastrofi* (ARNOL'D, 1986; THOM, 1975; ZEEMAN, 1977), nella quale si postula che una piccola variazione dei fattori che determinano un sistema - fisico o virtuale - possa causare una evoluzione improvvisa del sistema stesso, di tipo appunto *catastrofico*. Nel caso del Ghiacciaio del Belvedere, la causa prima del fenomeno in studio può essere stata un recente incremento di temperatura di 1 °C (pari allo 0,3 % ca della temperatura assoluta), con conseguente innalzamento dello zero termico di 150-160 m circa.

Ai fini di tentare di chiarire quanto è in atto al Ghiacciaio del Belvedere, si ritiene necessario analizzare anzitutto la recente bibliografia inerenti i ghiacciai soggetti a *surge*.

2 - ANALISI BIBLIOGRAFICA DEL FENOMENO SURGE DEI GHIACCIAI

2.1 - TESTI DI GLACIOLOGIA

SHARP R. P. (1992) - *Living ice*

Eccellente testo divulgativo, tratta in modo sufficiente il fenomeno del *surge*, con particolare riferimento alla storia del Variegated Glacier (Alaska). Nella comprensione del problema, l'Autore afferma che la mancanza di dati prima di un *surge* comporta una difficoltà supplementare: la stragrande maggioranza dei ghiacciai soggetti a *surge* è stata studiata a fenomeno avvenuto. Ebbene, il Variegated Glacier, dal 1906, ha presentato quattro *surge* intervallati quasi regolarmente da una ventina d'anni. Per un decennio, a partire dal 1973, sono state esaminate le seguenti caratteristiche fisiche del ghiacciaio in argomento: spessore del ghiaccio, temperatura, portata delle acque di fusione, configurazione dei canali subglaciali, strutture del ghiaccio e specialmente le variazioni di velocità superficiale. Tra il 1982 ed il 1983 si sono verificati vari episodi minori di *surge*; il massimo del *surge* avvenne tra il 4 ed il 26 luglio 1983. Da perforazioni effettuate, fu accertato che il 95% della velocità del ghiacciaio era dovuto allo scivolamento sul fondo. Al termine del *surge*, come previsto dai glaciologi, si ebbero notevoli fuoruscite d'acqua che, in base alle ipotesi fatte, era accumulata in cavità subglaciali tra loro connesse. Nonostante i progressi realizzati, rimangono da chiarire le modalità della formazione e dell'accumulo d'acqua alla base dei ghiacciai e nelle cavità endoglaciali.

(*) Comitato Glaciologico Italiano.

HAMBREY M., ALEAN J., (1994) - *Glaciers*

Pur trattandosi di un ottimo testo divulgativo, l'argomento del surge viene esposto abbastanza dettagliatamente; viene riportato l'esempio del Ghiacciaio Hubbard, lungo 150 km (112 km secondo CLARKE e HOLDSWORTH, in WILLIAMS e FERRIGNO, 2002), la cui avanzata, indicata in 10 m al giorno, è stata scatenata dal surge di un ghiacciaio confluyente, il Valerie, che ha presentato una velocità superficiale giornaliera di 40 m. Un altro esempio citato è quello del notissimo Variegated Glacier, il cui surge del 1982-1983 è stato predetto essendo per questa unità noti già quattro surge. La velocità superficiale massima misurata fu di 65 m al giorno. Nell'intervallo di 18 mesi, tanto durò il surge, lo spostamento del ghiaccio, nel settore centrale del ghiacciaio, fu di 2 km circa. Viene descritta la distribuzione areale preferenziale dei ghiacciai soggetti a surge: Alaska, Yukon Territory, Groenlandia, Svalbard, isole dell'artico canadese, Ande Meridionali e grandi catene montuose dell'Asia Centrale (Pamir, Karakoram, Tien Shan). Un solo caso potrebbe riguardare le Alpi austriache (SMIRAGLIA, 1992). Un caso estremo di espansione di un ghiacciaio dovuta a surge è quello del Bråsvellbreen nel Nordauslandet (Svalbard), che avanzò nel mare per 20 km, su un fronte largo circa 30 km, tra il 1936 ed il 1938.

PATERSON W. S. B. (1994) - *The Physics of glaciers*

Questo testo (3 edizioni e 4 ristampe, il "best seller della glaciologia") tratta ampiamente, in apposito capitolo, la tematica del surge dei ghiacciai. I ghiacciai soggetti a surge, scrive PATERSON, si trovano in zone preferenziali che presentano climi diversi e condizioni geologiche differenziate: Alaska, Yukon Territory, Islanda, Svalbard (ove si è registrata la massima avanzata nota per un ghiacciaio soggetto a surge, 21 km), Asia Centrale (Pamir, Tien Shan, Karakoram, dove, per il Ghiacciaio Kutiah, visitato del Desio, si indica un'avanzata di 12 km in 2 mesi) e Ande "umide" (Ande Meridionali), ricche di precipitazioni (sensu LLIBOUTRY, in WILLIAMS e FERRIGNO, *Glaciers of South America*, parte I, 1998). In molti casi, ma non in tutti, il surge avviene a intervalli regolari e sembra dovuto a instabilità intrinseca del ghiacciaio più che all'effetto dei fattori climatici. Il tempo necessario per la formazione di un profilo di instabilità, premessa del surge, è molto variabile e dipende da accumulo e ablazione. Anche la durata dell'avanzata glaciale è molto variabile, da 3 mesi a oltre un anno e mezzo, talvolta con intervalli di fasi quiescenti. Un fattore accertato nel fenomeno del surge è la variazione di temperatura, che condiziona la presenza di acqua nel ghiacciaio, specialmente al letto, altro aspetto influente acclarato. Nel surge la velocità superficiale della parte inferiore del ghiacciaio non è compensata dal flusso proveniente dalla parte superiore: ciò determina la riduzione e la fine dell'avanzata. Segue un'analisi di episodi noti di surge e l'esposizione del meccanismo di questo fenomeno, per quanto noto alla data della stesura del testo, pubblicato nel 1994. Ancora da chiarire, secondo l'Autore, la presenza di ghiacciai soggetti a surge nell'Antartide.

HOOKE LEB. R. (1998) - *Principles of glacier mechanics*

Questo eccellente e moderno testo di glaciologia tratta alquanto brevemente l'argomento del surge. Scrive l'autore: "Un surge è un'avanzata rapida di un ghiacciaio, che può durare da pochi mesi a un paio d'anni, non in relazione a variazioni del bilancio di massa. Durante un surge la fronte del ghiacciaio può avanzare di alcuni chilometri, a velocità tra i 10 e i 100 m al giorno; il settore terminale, costituito per lo più da ghiaccio stagnante, può venire sepolto". È interessante a questo proposito rileggere la *teoria delle onde cinematiche* di Finsterwalder (in LLIBOUTRY, 1965) che prevedeva una meccanica di questo genere per l'avanzamento del ghiacciaio sopra una massa stagnante. A seguito delle forti deformazioni di trazione nel settore centrale, i ghiacciai durante il surge presentano notevole crepacciatura. Anche questo autore attribuisce alla pressione dell'acqua di interfaccia tra ghiaccio e *bedrock* uno dei motivi scatenanti il surge. Da misure effettuate nel corso di un surge specifico, si sono rilevate pressioni dell'acqua di 0,5 MPa (5 bar), con variazioni di 0,15 MPa (1,5 bar); prima e dopo il surge si sono misurati valori da 0,8 (8 bar) a 1,6 MPa (16 bar) inferiori alla pressione di sovraccarico (3,8 MPa, pari a 38 bar).

WILLIAMS R. S., FERRIGNO J. G. - *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World* - U.S.G.S. Professional Paper 1368, parti A-K (1993, 1995, 1998, 2002)

Pur non trattandosi di un testo di glaciologia, ai fini dello studio del surge si ritiene utile citare quest'opera e precisamente le parti C, *Greenland*; E, *Glaciers of Europe* (incluse le Svalbard); I, *South America* e J, *Glaciers of North America* (esclusa l'Alaska). Il sostanzioso "Professional Paper" che, una volta completato, costituirà un documento unico sulla distribuzione geografica mondiale dei ghiacciai, riporta innumerevoli fotografie aeree e immagini satellitari concernenti i ghiacciai soggetti a surge nelle aree glacializzate illustrate dai singoli volumi. Al completamento dell'opera mancano tuttora le parti concernenti Alaska, Islanda e Asia centrale.

2.2 - LAVORI RECENTI SUL SURGE DEI GHIACCIAI PUBBLICATI ALL'ESTERO

a) FOWLER e SCHIAVI (1998), in un lavoro essenzialmente matematico, illustrano un modello semplificato del surge applicato agli "ice sheets". Viene preso in considerazione lo scivolamento basale del ghiaccio, dipendente dalla pressione dell'acqua di interfaccia tra ghiaccio e *bedrock*, fattore che viene descritto con una semplice teoria della circolazione basale dell'acqua. Gli autori dimostrano che il modello proposto, semplice benché sofisticato, può predire il surge di una massa di ghiaccio in circostanze realistiche; le possibilità dell'evento sono dimostrate con soluzione numerica del modello analitico. Mediante soluzione analitica vengono anche descritte alcune componenti del surge. La soluzione numerica - a detta degli Autori - è un problema piuttosto delicato: vengono illustrati gli errori possibili da evitare se si vogliono risolvere con successo modelli matematici notevolmente complicati.

b) MELVOLD e HAGEN (1998) esaminano l'evoluzione del ghiacciaio Kongsvegen (Spitsbergen) soggetto a surge, durante la sua fase quiescente, tra il 1964 ed il 1965. Il ghiacciaio in argomento ha una superficie di 102 km² ed è di tipo *politermico* (cioè con la massa in parte sotto gli 0° C, o meglio sotto 273,15 K, e in parte al punto di fusione). L'ultimo surge avvenne prima del 1948. Al 1995, data della pubblicazione del lavoro, è allo stato quiescente. Le misurazioni superficiali hanno rivelato una costante diminuzione di spessore (da 32 m nella zona di accumulo a 75 m nella zona di ablazione). Attualmente la velocità del ghiacciaio varia tra 1,4 a 3,6 m all'anno. Il bilancio di massa, ricostruito antecedentemente al 1967, è di 0,1 m w.e. (*equivalente in acqua*); calcolato in base all'ELA (*Equilibrium Line Altitude*), il trasferimento di massa è molto inferiore a quello necessario per un ghiacciaio stazionario. Ciò significa, secondo gli Autori, che si sta preparando la condizione di accumulo per un nuovo surge. Il lento cambiamento delle condizioni del ghiacciaio dipende dallo scarso accumulo e dal clima freddo, rispetto a quanto si verifica per i ghiacciai soggetti a surge in Alaska e nel Pamir.

c) In un recente studio, JISKOOT e coll. (2000) esaminano le caratteristiche di 504 ghiacciai delle Svalbard nel tentativo di trarre una "legge" cui risponda il fenomeno del surge. Risultato della ricerca è che ghiacciai lunghi, con pendii relativamente ripidi sovrastanti a litologie sedimentarie a grano fine, con ampio orientamento in senso orario da NW a SE, presentano la maggior probabilità di sviluppare il fenomeno. La condizione di ghiacciaio politermico favorisce il surge. I fattori che determinano l'evento, secondo gli autori dello studio, sarebbero i seguenti:

- 1 - un notevole accumulo nel bacino di alimentazione è la premessa di un surge, in base al concetto di conservazione della massa;
- 2 - una strettoia nel settore di ablazione, che limita la velocità del ghiacciaio nella zona d'accumulo, al di sotto del valore necessario per la condizione di equilibrio;
- 3 - il passaggio del flusso glaciale attraverso una soglia, a valle della quale il regime diviene instabile;
- 4 - l'evoluzione termica del ghiacciaio (da freddo o politermico a temperato), con conseguente variazione del regime della acque subglaciali (portata, pressione).

Non è però accertato se tali condizioni portino necessariamente al surge di un ghiacciaio.

d) Una recente analisi del comportamento di surge del Variegated Glacier (Alaska) è stata fatta da EISEN e coll. (2001). Uno dei problemi irrisolti nello studio del surge dei ghiacciai è quello della manifestazione quasi periodica del fenomeno. In base ad analisi statistica degli ultimi quattro surge di questo ghiacciaio, si è riscontrato che un incremento di spessore di 43,5 m (con errore di circa $\pm 1,2$ m) scatena un'avanzata catastrofica. Non esisterebbero, a detta dei relatori, chiare correlazioni con l'inclinazione del letto del ghiacciaio e con l'altitudine. Con le premesse esposte, i ricercatori sperano che il prossimo surge del Variegated Glacier porti un contributo a chiarire i problemi tuttora non risolti del fenomeno.

e) FOWLER A. C. e collaboratori (2001) indagano l'evoluzione termica del Bakaninbreen nelle Svalbard e del Trapridge Glacier nello Yukon Territory (Canada). Si pensa, scrivono gli autori, che il surge di questi ghiacciai sia controllato dalla temperatura. Entrambi i ghiacciai hanno presentato notevoli sopraelevazioni (*bulges*) che si sono propagate come onde cinematiche e che si pensa dividano il ghiacciaio a valle, relativamente stagnante e a base fredda, dal settore superiore dello stesso, costituito da ghiaccio temperato. Viene sviluppato un modello del comportamento a surge *ciclico*, che lega il moto del ghiacciaio e del morenico di fondo all'idrologia subglaciale. Si ricorda che lo scrivente (MAZZA, 1997) ha ipotizzato il surge come limite cui tende il fenomeno delle onde cinematiche, citando, come esempio, il Trapridge Glacier. La transizione da adattamento continuo di un ghiacciaio alle variazioni del clima, all'onda cinematica e al surge è continua: vale sempre il principio "natura non facit saltus".

f) FLATLAND D. R., E LINGLE C. S. (2002) esaminano un surge del grande Ghiacciaio Bering (5200 km², Alaska), rilevato mediante InSAR (interferometria basata sul Synthetic Aperture Radar). Si tratta di un surge interno, con espulsione di acqua in superficie. Gli autori fanno l'ipotesi che vi sia una relazione tra il clima della tarda estate e l'accumulo di acqua nel ghiacciaio, con conseguente variazione della dinamica subglaciale (pressione, spinta idraulica, seguita da riduzione di pressione e migrazione di "tasche" d'acqua). Il modello formulato dovrà essere verificato sul terreno e, se risulterà confermato, potrà servire a migliorare la comprensione del meccanismo del surge.

2.3 - LAVORI ITALIANI SUL SURGE DEI GHIACCIAI

Trattano l'argomento del surge, stando alla nostra ricerca nell'ambito delle pubblicazioni del Comitato Glaciologico Italiano, tre autori.

ALIVERTI (1970) riassume brevemente il problema, con il dubbio se il surge possa davvero verificarsi nelle Alpi. Parlando di *onde cinematiche* non cita il De Marchi ma soltanto la teoria degli inglesi Lighthill e Whitham (in MAZZA, 1997).

DESIO (1974), ritornando a visitare il Ghiacciaio Kuthiah nel Karakoram, riporta i dati rilevati in occasione delle visite del 1953 e del 1954. Cita un'avanzata da surge nel 1953 di 10 km in 2 mesi; riporta però una velocità giornaliera di espansione di 16 m al giorno, pari a circa 1000 m in 2 mesi. Dal 1954 al 1973 il ghiacciaio è arretrato di circa 500 m, come si rileva dallo schizzo topografico incluso nel testo. Tuttavia, per lo stesso ghiacciaio, HEWITT (1969, in PATERSON, 1994) indica un'avanzata di 12 km in due mesi, quindi 200 m al giorno. Non essendo stata pubblicata la cartografia del ghiacciaio antecedente al surge, è impossibile stabilire quali siano stati i dati reali del fenomeno.

SMIRAGLIA (1992) tratta l'argomento succintamente nel suo volume "Guida ai ghiacciai e alla glaciologia". Anch'egli cita il Ghiacciaio Kuthiah, e, ovviamente, la relazione del DESIO (1974); per questo ghiacciaio è indicato un progresso giornaliero di 16 m, quindi circa 500 m al mese e, ovviamente 1 km in due mesi e non 10 km come indicato da DESIO (1974). Fornisce dati, altrove ignorati, circa il possibile surge del Ghiacciaio Vernagt nell'Oetztal; il fenomeno si sarebbe ripetuto quattro volte; nell'ultimo caso, nel 1845, il progresso sarebbe stato di 12 m al giorno.



Foto 1: fronte sinistra del Ghiacciaio del Belvedere, visto dalla stazione fotografica di q. 1883 m CTR, sotto l'Alpe Roffelstafel. (A. Mazza, 10 settembre 2000).

Photo 1: left terminus of the Belvedere Glacier, seen from the photographic station at 1883 m CTR, under the Roffelstafel butts. (A. Mazza, 10 settembre 2000).



Foto 2: fronte sinistra del Ghiacciaio del Belvedere, visto dalla stessa stazione fotografica di foto 1. Nessun indizio del tipico aspetto frontale durante e dopo il surge di un ghiacciaio e nessuna apprezzabile variazione rispetto al 2000, anno dell'inizio dei fenomeni descritti. (A. Mazza, 17 settembre 2003).

Photo 2: left terminus of the Belvedere Glacier, seen from the same photographic station as in fig. 1. No feature similar to that typical of the terminus during and after a surge, and practically no variation with reference to the situation of September 2000, when the anomalous behaviour of the glacier started. (A. Mazza, 17 settembre 2003).

3 - MECCANICA DEL SURGE E MORFOLOGIA RISULTANTE

Dall'analisi sopra esposta risulta che il surge di un ghiacciaio è caratterizzato almeno dalle seguenti manifestazioni:

- velocità di uno-due ordini di grandezza superiore alla velocità di equilibrio del ghiacciaio;
- avanzamento estremamente variabile, da nullo (Trapridge Glacier, Clarke et alii, 1991) fino a oltre 10 km all'anno (vari esempi in WILLIAMS e FERRIGNO, 1993, 1995; 1998; 2002; DESIO, 1974);
- notevoli volumi d'acqua coinvolti nell'evento, che determinano una accelerazione del ghiacciaio dovuta soprattutto a scivolamento sul fondo;
- deposizione di morene frontali planimetricamente contorte, in valli a fondo pianeggiante;
- collocazione geografica preferenziale (Alaska, Canada Nord-Occidentale, Svalbard, *outlet glaciers*², Ande Meridionali, grandi catene montuose dell'Asia Centrale (Pamir, Tien-shan, Karakoram, Himlāya). Sembra che nelle Alpi il fenomeno del surge sia molto raro; il caso già citato del Ghiacciaio Vernagt (SMIRAGLIA, 1992) nel 1845 è alquanto dubbio non essendo allora usuale misurare le variazioni delle fronti dei ghiacciai, e ancor meno le velocità superficiali;
- ripetizione quasi periodica del fenomeno; un caso speciale è quello del Ghiacciaio Medvezhii, nel Pamir (RATZEK, 1980, p. 56 e segg.), che ripete il surge a intervalli quasi regolari di 8-9 anni, consentendo quindi l'osservazione del fenomeno in atto.

4 - IL CASO DEL GHIACCIAIO DEL BELVEDERE

In questo paragrafo si enunciano alcune considerazioni in merito al fenomeno dinamico di cui è stato protagonista il Ghiacciaio di Belvedere tra il 1999 e il 2004.

a) La variazione della velocità superficiale del Ghiacciaio del Belvedere è stata relativamente limitata: da un valore-base di circa 30-35 m a una punta di circa 200 m all'anno, ma solo nella zona di avvio del fenomeno (KÄÄB, 2002, informazioni personali). Nella lingua di ablazione si sono misurate velocità superficiali tra 110 e 160 m annui: siamo ben lontani - di almeno un ordine di grandezza (quindi oltre i 300 m all'anno) - da quanto accertato statisticamente per un surge. Tali valori corrispondono invece a quelli tipici dell'onda cinematica (4-5 volte la velocità del Ghiacciaio del Belvedere in condizioni stazionarie; MAZZA, 2000; 2003). Nel 2002 la velocità media superficiale, determinata mediante rilevamento al suolo, risultava già ridotta a 80 m all'anno (KÄÄB et alii, 2003).

b) Nonostante la presenza del cosiddetto "Lago Effimero", con volume d'acqua stimato in circa 3 milioni di m³ (TAMBURINI et alii, 2003), non sono stati registrati sensibili incrementi del deflusso idrico, in ogni caso limitato in superficie alla fronte di sinistra, essendo il torrente della fronte destra del tutto invisibile a causa dei depositi glaciali molto grossolani a valle della stessa. Le osservazioni sul campo suggeriscono solo una limitata crescita, comunque circoscritta alla fronte sinistra. Nel giugno del 2003 vi sono state diverse fuoruscite d'acqua, venute alla luce a valle dell'inabissamento del torrente di ablazione dei ghiacciai Fillar e Castelfranco, al di sotto della lingua del Ghiacciaio del Belvedere, dopo che si era nuovamente formato il "Lago Effimero"; non sembra però che il fenomeno abbia influito sulla dinamica alla fronte sinistra del ghiacciaio.

c) Migliaia di fotografie aeree e di immagini satellitari - si pensi soltanto alla documentazione contenuta nella già citata opera *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World* (WILLIAMS e FERRIGNO, 1993; 1995; 1998; 2002) - confermano una "regolarità" concernente il settore terminale dei ghiacciai soggetti a surge, durante e dopo l'avvenuto fenomeno. Le morene deposte durante il surge si presentano, come detto, planimetricamente contorte, indice costante di condizioni di deformazione complesse, soprattutto a compressione. Si noti che ciò si verifica generalmente in ghiacciai con fronte in vallata ampia, con fondo relativamente largo e pianeggiante, quindi senza

² Ghiacciai che scaricano il ghiaccio che si accumula nelle calotte glaciali della Groenlandia.

costrizioni laterali. Nessun indizio di questi fenomeni si è avuto al Ghiacciaio del Belvedere a tutt'oggi (2004).

La lingua di destra, con settore terminale molto ripido, presenta una evidente crepacciatura (forti tensioni di trazione in relazione alla pendenza). Difficoltà e pericolosità di accesso, oltre alla mancanza di punti di riferimento locali e alla copertura quasi totale di morenico nel settore inferiore dello scivolo frontale del ghiacciaio, non hanno mai consentito misure di variazioni frontali. La lingua di sinistra è invece relativamente tranquilla, pur avendo presentato un progresso complessivo di 42 m negli ultimi quattro anni. Verosimilmente l'onda cinematica non ha ancora raggiunto il tratto terminale (600 m circa di lunghezza) di questo lobo.

Da quanto detto si dovrebbe concludere che il fenomeno osservato al Ghiacciaio del Belvedere è stato causato:

- dal clima, in quanto il riscaldamento globale ha prodotto un innalzamento dello zero termico di almeno 150-160 m, con destabilizzazione dei detriti, un tempo cementati dal permafrost e presenti sulla parete NE del Monte Rosa;

- dal materiale (roccia e ghiaccio) precipitato per oltre 4 anni consecutivi dal settore centrale della parete NE del Monte Rosa, la cui quantità di moto ($m \cdot v$) (dove m è la massa e v il vettore velocità) è stata trasmessa alla lingua ablatrice del ghiacciaio. Questa ha subito una notevole accelerazione, per effetto della composizione vettoriale della quantità di moto del materiale precipitato con quella del ghiaccio del ghiacciaio;

- dalla presenza di quantità notevoli d'acqua, proveniente sia da fusione in loco del ghiacciaio ma soprattutto da veri e propri torrenti che hanno percorso il ripido versante NE del Monte Rosa, facilitando così la propagazione dell'onda cinematica; si noti che il fenomeno si è verificato essenzialmente in destra idrografica mentre in sinistra idrografica, sotto la morena frontale del Ghiacciaio del Nordend, la quota superficiale del ghiacciaio è rimasta quasi invariata.

Dall'estate 2001 a quella del 2004, il solo settore in avanzata è quello sinistro, che si è spinto avanti sino a raggiungere, nell'estate del 2004, la vegetazione arbustiva (*Alnus viridis*) sviluppatasi sulla morena storica del Ghiacciaio del Belvedere.

5 - CONCLUSIONI

Quanto esposto vuole essere un contributo per l'interpretazione degli eventi in atto al Ghiacciaio del Belvedere. La propensione nell'attribuire l'origine dell'episodio in termini di *onda cinematica* non definisce in modo assoluto né quanto successo, né, soprattutto, quali siano le cause scatenanti uno spostamento così considerevole di ghiaccio. Soltanto indagini future e l'analisi dei relativi risultati potranno forse portare a un'interpretazione univoca dell'avvenimento.

BIBLIOGRAFIA

- ALIVERTI G. (1970) - "Surges" dei ghiacciai nella regione alpina. Boll. CGI, II s., n. 18, 39-41.
- ARNOLD V. I. (1986) - *Catastrophe theory*. 2ª edizione. Springer-Verlag, Berlino.
- DESIO A. (1974) - *Visita al ghiacciaio Kutbiab nel Karakorum centrale*. Boll. CGI, II s., 22, 39-44.
- EISEN O., HARRISON W. H., RAYMOND C. F. (2001) - *The surges of Variegated glacier, Alsaak, USA, and their connection to climate and mass balance*. J. Glaciol., 47, 158, 351-358.
- FLATLAND D. R., LINGUE C. S. (2002) - *InSAR observations of the 1993-95 Bering Glacier (Alaska, USA) surge and a surge hypothesis*. J. Glaciol., 48, 162, 439-451.
- FOWLER A. C., SCHIAVI E. (1998) - *A theory of ice-sheets surges*. J. Glaciol., 44, 146, 104-118.
- FOWLER A. C., MURRAY T., NG F. S. L. (2001) - *Thermally controlled glacier surging*. J. Glaciol., 47, 527-538.
- HAEBERLI W., KÄÄB A., PAUL F., CHIARLE M., MORTARA G., MAZZA A., RICHARDSON S. (2002) - *A surge-type movement at Ghiacciaio del Belvedere and a developing slope instability in the East face of Monte Rosa, Macugnaga, Italian Alps*. Norwegian Journal of Geography, 5 (2), 104-111.
- HAMBREY M., ALEAN J. (1994) - *Glaciers*. Cambridge University Press, Cambridge, N.Y., USA., pp. 208.
- HOOKE LEB. R. (1998) - *Principles of glacier mechanics*. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., USA, pp. 248.

- JISKOOT H., MURRAY T., BOYLE P. (2000) - *Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard*, J. Glaciol., 46, 154, 412-422.
- KÄÄB A., HUGGEL CH., BARBERO S., CHIARLE M., CORDOLA M., EPIFANI F., HAEBERLI W., MORTARA G., SEMINO P., TAMBURINI A. E VIAZZO G. (2004) - *Glacier hazards at the Belvedere glacier and the Monte Rosa East face, Italian Alps: processes and mitigation*. Simposio Internazionale Interpretation, Riva di Trento.
- LIBOUTRY L. (1965) - *Traité de glaciologie*. Vol. 2°. Masson, Parigi, p. 429-1040.
- MAZZA A. (1997) - *The kinematic wave theory: a priority of the Italian glaciology (De Marchi, 1895)*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 20, 309-314.
- MAZZA A. (2000) - *Some results of recent investigations on Ghiacciaio del Belvedere (Anzasca Valley, Western Alps)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 21, 59-71.
- MAZZA A. (2003) - *La teoria delle onde cinematiche: possibile applicazione al Ghiacciaio del Belvedere (Valle Anzasca, Alpi Italiane). Ipotesi preliminari*. Terra glaciälis, 6, 23-32.
- MELVOLD K., HAGEN J. O. (1998) - *Evolution of a surge-type glacier in its quiescent phase: Kongsvegen, Spitsbergen, 1965-1995*. J. Glaciol., 44, 147, 394-404.
- PATERSON W. S. B. (1994) - *The Physics of glaciers*. Pergamon Press, Londra, UK, pp. 480.
- RATZEK V. I. (1980) - *Ledyanoe serdtze Pamira (Il cuore ghiacciato del Pamir)*, Ed. Uzbekistan., Tashkent, pp. 128.
- SHARP R. P. (1992) - *Living ice*. Seconda edizione, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 225.
- SMIRAGLIA C. (1992) - *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia. Forme, fluttuazioni, ambienti*. Ed. Zanichelli, BO, pp. 249.
- TAMBURINI A., MORTARA G., BELOTTI M., FEDERICI P. (2003) - *L'emergenza del "Lago effimero" sul Ghiacciaio del Belvedere nell'estate 2002 (Macugnaga, Monte Rosa)*. Terra glaciälis, 6, p. 37-49.
- THOM R. (1975) - *Structural stability and morphogenesis*. Reading, MA, USA.
- WILLIAMS R. S., FERRIGNO J. G. - *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, parts A/ K*. {(1993): E, Europe; (1995): C, Greenland; (1998): I, South America; (2002): J, Glaciers of North America (exclud. Akaska)}.
- ZEEMAN E. C. (1977) - *Catastrophe theory. Selected papers*. Addison Wesley, Londra.

ABSTRACT

Prendendo spunto dai fenomeni in atto dal 2001 al Ghiacciaio del Belvedere, vengono illustrate brevemente le caratteristiche del fenomeno del surge (= ondata) dei ghiacciai. Viene esaminato in dettaglio l'argomento, come esposto nei più recenti testi di glaciologia, in alcuni lavori pubblicati sull'argomento in sede internazionale, nella documentazione italiana. Confrontando i dati ricavati da questo studio bibliografico, concernenti le modalità del surge dei ghiacciai, con gli elementi disponibili per il Ghiacciaio del Belvedere, si ritiene che i fenomeni riscontrati negli ultimi 4 anni al detto ghiacciaio possano essere inquadrati nella *teoria delle onde cinematiche* (de Marchi, 1895) piuttosto che non in quella del surge, teoria questa che necessita peraltro di ulteriori ricerche.

Parole chiave: *surge glaciale, teoria delle onde cinematiche, Ghiacciaio del Belvedere*

Starting from the events which have been taking place at the Belvedere Glacier since 2001, we shortly outline the features of the surge of glaciers. We examine later the most recent literature on the subject, taking into consideration some well-known treatises on glaciology, recent papers published abroad, the contribution of the Italian literature and, last but not least, the Internet source. Comparing the data taken from the literature examined with the information available for Ghiacciaio del Belvedere, we think that the event which took place at the Belvedere glacier should be considered within the kinematic wave theory (De Marchi, 1895), more than in the surge theory, which, in any case, needs future improvements.

Key words: *glacial surge, kinematic wave theory, Belvedere Glacier*

En considérant les phénomènes qui se passent chez le Glacier du Belvedere depuis l'année 2001, on décrit les caractéristiques du surge (= grosse vague) des glaciers. On a analysé ce phénomène en étudiant les livres de glaciologie les plus récents, les publications internationales, la documentation italienne. On a fait donc une comparaison entre les données de cet étude bibliographique concernant le surge des glaciers et les données concernant le Glacier du Belvedere : les phénomènes chez ce glacier-ci depuis les derniers quatre ans sont plutôt liés à la théorie des vagues cinématiques (De Marchi, 1895) qu'au phénomène du surge, qui doit être étudié plus en détail.

Mots clés: *surge glaciale, théorie des vagues cinématiques, Glacier du Belvedere*

THE BELVEDERE GLACIER CASE: “TO SURGE OR NOT TO SURGE, THIS IS THE PROBLEM”

1 - FOREWORD

At the Belvedere Glacier, between the end of 1999 and the Summer 2004, an event of ice mass transfer took place, starting at about 2300 m (MAZZA, 2003), from the central glacier trunk to the right and left terminus, the cause of which is still to be fully understood. It has been treated as a case of a special surge type (HAEBERLI and colleagues, 2002) as a kinematic wave (MAZZA, 2003).

Under the word “surge” it is generally understood a sudden increase in glacier flow, with transition from the creep condition to the block flow, due to tensile stress higher than sustainable by the ice deformability, accompanied by the strong increase in surface velocity, mainly due to sliding at the glacier bed, depending in turn on meltwater under pressure.

The surge condition is determined by the onset of an intrinsic instability condition of the glacier and of other factors as a positive mass balance in the accumulation area, leading to a variation in glacier temperature, which promotes, as already said, large amounts of water under pressure at the glacier bed. Hence there is a rapid ice transfer from the accumulation reach downstream to the ablation glacier area, accompanied by the deposition of moraines, shaped in large bulb-like loops of folds (PATERSON, 1994).

The surge may be considered as a catastrophic advance of a glacier; hence it could be treated within the Catastrophe Theory (ARNOLD, 1986; THOM, 1975; ZEEMAN, 1977) in which the hypothesis is made that a small variation of one factor on which the system - either physical or vital - depends, may cause a sudden evolution of the same system, therefore called “catastrophic”. Concerning the Belvedere glacier, the remote cause triggering the event under investigation, could be the increase in environment temperature of 1°C (corresponding to an increase of 0,3% of the absolute temperature), with the consequent raising of the zero isotherm of about 150-160 m.

To try to understand what still happens at the Belvedere glacier, we think first necessary to analyse the most recent literature on surging glaciers.

2 - SOME RECENT LITERATURE CONCERNING THE SURGEING GLACIERS

2.1 Treatises on glaciology

SHARP R. P. (1992) - Living ice

Even if the book is of entry-level, it treats sufficiently the problem of glacier surging, with extended information on the history of Variegated Glacier (Alaska). The Author says that the lack of data before the glacier surging, is a supplementary difficulty to understand the problem. Most of the surging glaciers are investigated after the occurrence of a surge. This did not happen for the Variegated Glacier which, since 1906, has undergone four surges, with a quite regular quiescent time spans each of about twenty years. Working over a decade, since 1973, the following physical characteristics of the subject glacier have been investigated: glacier thickness, temperature, melting water discharge, subglacial channel configuration, ice structures and especially variations in velocity regimen. Between 1982 and 1983 some mini-surges took place; the major surge occurred in two stages over a period of 18 months, climaxing on the 4th and the 26th July, 1983. As foreseen by the glaciologists, after the surge abnormal discharge of water occurred, indicating that the normal plumbing system was draining off the abnormal basal waters. Notwithstanding the progress derived from the investigations, the formation and storage of water at the base of the glaciers and in englacial cavities is still to be explained

HAMBREY M., ALEAN J. (1994) - Glaciers

This is another entry-level text on glaciology, which treats quite well the problem of surge; the Author takes as example the Hubbard glacier, the length of which is indicated in 150 km [112 km according to CLARKE G. K. C. and HOLDSWORTH C., in WILLIAMS R. S., FERRIGNO J. G. (2002)], and the advance of which, quoted in in 10 m day⁻¹, has been triggered by the surge of a confluent glacier, the Valerie, the surficial velocity of which raised to 40 m day⁻¹. Another example is the very well known Variegated glacier, the surge of which, in 1982-1983, was predicted as already four previous surges had been known. The maximum surface velocity was

(*) Comitato Glaciologico Italiano.

measured in 65 m day^{-1} . During the 18 months – so long lasted the surge – the travel of the central glacier trunk was about 2 km. Concerning the areal distribution of the surging glaciers, the author quotes Alaska, Yukon Territory, Greenland, Svalbard, Canadian Arctic, South Andes, mountains ranges of the central Asia (Pamir, Karakoram, Tien Shan), and New Zealand. Only one case may concern the Austrian Alps (SMIRAGLIA, 1992). The largest glacier advance during a surge was from an ice cap of the Arctic island in Nordauslandet (Svalbard): 20 km into the sea along a 30 km wide front, sometimes between 1936 and 1938.

PATERSON W. S. B. (1994) – The Physics of glaciers

The treatise (3 editions and 4 reprints, a best seller in glaciology) widely analyses, in a special section, the problem of the surging glaciers. The surging glaciers, writes PATERSON (1994), can be found in preferential areas of the world, showing different climate and basal geology: Alaska, Yukon Territory, Island, Svalbard (where the maximum advance for a surging glacier, 21 km, has been recorded) and “wet” Andes (South Andes, with strong precipitations, sensu LLIBOUTRY, in WILLIAMS R. S., FERRIGNO J. G., *Glaciers of South America*, part I (1998)). In many cases, but not always, the surge takes place at regular intervals and looks like to depend more on an intrinsic glacier instability than on climatic factors. The time necessary for the onset of an instability profile, a premise of a surge, is strongly variable and may depend on ice accumulation and ablation. The surge duration too is strongly variable, from 3 months to more than one year and half, sometimes interrupted by quiescent phases. A factor influencing a surge, many times assessed, is the temperature variation, which causes the accumulation of melting water in the glacier and at its base; this last factor too has been always ascertained. During the surge, the surficial velocity on the lower glacier reach is not compensated by the flow from the upper glacier reach: this causes the reduction of flow and the end of the surge. The Author then analyses some known cases of surge, aiming to explain the mechanics of this event, as known at the date of the treatise, published in 1994. According to the Author, the presence of surging glaciers at the Antarctica needs more investigation.

HOOKE LEB. R. (1998) – Principles of glacier mechanics

This excellent and modern text on glaciology, treats quite shortly the problem of surging glaciers. According to the Author, a surge is a rapid advance of a glacier, lasting a few months to a couple of years, unrelated to changes in mass balance. During a surge, the glacier terminus might advance as much as a few kilometers at speed of 10 to 100 m day^{-1} , and relatively stagnant ice in the terminus reach may be overridden. As a result of the high strain rates, surges are accompanied by dramatic crevassing. This Author too believes that water pressure, at the interface between ice and bedrock, is one of the most important factors triggering a surge. Pressure measurements in a borehole during a surge, have given water pressures within $0,5 \text{ MPa}$ (5 bar) of the overburden pressure, with fluctuations of $0,15 \text{ MPa}$ (1,5 bar); before and after the surge the typical pressure was $0,8$ (8 bar) to $1,6 \text{ MPa}$ (16 bar) below the overburden pressure, which was $3,8 \text{ MPa}$ (38 bar) at the site of the hole.

WILLIAMS R. S., FERRIGNO J. G. - Satellite Image Atlas of Glaciers of the World – U.S.G.S. Professional Paper 1368, parts A – K (1993, 1995, 1998, 2002)

Even if the above set of professional papers is not a text on glaciology, to study the problem of surge we recommend to look at the following parts: C, Greenland; E, Glaciers of Europe (including Svalbard); I, South America and J, Glaciers of North America (excluding Alaska). This big Professional Paper (11 parts), which, after completion, will represent a unique document on the geographic glacier distribution in the world, shows a lot of aerial pictures and satellite images concerning surging glaciers in the glacierized areas covered by the single volumes. To complete the work the parts concerning Alaska, Island and Central Asia, and an introductory section, are still to be published.

2.2 Recent papers concerning surging glaciers, published abroad

a) FOWLER and SCHIAVI (1998) in their mainly mathematical paper, describe a simplified model of surge, applied to ice-sheets. The most important parameter taken into consideration is the basal ice sliding, depending on water pressure at interface between ice and bedrock. This factor is interpreted by a simple theory of the basal water circulation under the ice. The authors show that the proposed model, simple even if sophisticated, may predict the surge of an ice mass in actual conditions; the surge possibility is proved by a numerical solution of the problem. Some components of the surge are also described by analytical solution. According to the Authors, the numerical solution of the problem is a rather complicated matter; they show some possible errors to be avoided, if a researcher wants to solve successfully more complicated mathematical problems.

b) MELVOLD and HAGEN (1998) examined the evolution of the Kongsvegen (Spitsbergen) glacier, subject to surge, during the quiescent phase, between 1964 and 1965. The subject glacier, has a surface of 102 km^2 and is of polythermic type. The last surge took place before 1948 and presently (1995, date of paper publication) it

is quiescent. The surface measurements have shown a constant thickness reduction (from 32 m in the accumulation area to 75 m in the ablation reach. Presently the glacier surface velocity varies between 1,4 and 3,6 m year⁻¹. Its mass balance, reconstructed before 1967, is of 0,1 m w.e.(metres of water equivalent); calculating on the base of ELA (Equilibrium Line Altitude), the mass transfer is much less than that required for a steady-state glacier. This means, according to the Authors, that the accumulation necessary for a new surge is going on. The slow change in the glacier conditions depends on the scarce accumulation rate and on the colder climate, with reference to what happens for the surging glaciers in Alaska and in the Pamir mountains.

c) In a recent investigation, JISKOOT and colleagues (2000) examine the features of 504 glaciers in Svalbard, with the goal of deriving a “law” corresponding to the surge event. The result of the investigation is that long glaciers, with quite steep slopes and with underlying fine-grained sedimentary litology, with clockwise aspect from Nord-West to South-East, show the highest probability of surging. The condition of polythermic glacier (partly under the thermal zero, i.e. under 273.15 K, and partly at the melting point) favours the glacier surging. According to the Authors, the factors triggering a surge are the following:

- 1 - a strong accumulation in the upper glacier reach, the premise of a surge, on the base of the conservation of mass principle;
- 2 - a bottle-neck in the ablation reach, which limits the glacier flow under the value necessary for a balance condition;
- 3 - the ice flow through a threshold, downstream which the glacier regimen becomes unstable;
- 4 - the thermal glacier evolution, from cold or polythermic to temperate, with the consequent variation of the subglacial water (delivery, pressure) regimen.

It is however not ascertained that the above conditions necessarily trigger a glacier surge.

d) A newer analysis of the surge behaviour of the well known Variegated Glacier (Alaska, USA) has been carried out by EISEN and colleagues (2001). One of the problems not yet solved, concerning the glacier surge, is the periodic nature of occurrence. On the base of a statistical analysis of the last four surges of the Variegated glacier (Alaska), it has been assessed that an increase of the glacier thickness of 43,5 m (with a possible error of $\pm 1,2$ m), triggers a surge. According to the researchers there is no evident effect of the glacier bedrock slope and of its altitude on surging. Under such premises the Authors hope that the next surge of the Variegated Glacier may contribute to explain all the problems still unsolved of the surge occurrence.

e) FOWLER A. C. and colleagues (2001) investigate the thermal evolution of the Bakaninbreen in the Svalbard and of the Trapridge Glacier in the Yukon Territory (Canada).

The Authors think that the surge of these glaciers is thermally controlled. Both glaciers show remarkable bulges which propagate forward as wave fronts along the glaciers and that these bulges divide the ice downstream, cold-base and relatively stagnant, from the glacier upstream, consisting of temperate ice. Additionally, the glaciers are underlain by a wet, meter-thick deforming till. They develop a model of the cyclic surging behaviour with interrelates the motion of ice and of basal till to the basal glacier hydrology.

We call the reader's attention on the fact the the present writer (MAZZA, 1997) has made the hypothesis that the surge could be the limit to which the kinematic wave tends, quoting, as example, the Trapridge glacier. The transition from a continuous adjustment of a glacier depending on the climatic fluctuation, to a kinematic wave and to a surge is continuous: “natura non facit saltus”, as the Romans were used to say, is always valid.

f) FLATLAND D. R. and LINGLE C. S. (2002) examine a surge of the Bering glacier - 5200 km² - (Alaska, USA), surveyed by the InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar). The surge is internal, with water release from the glacier surface. The Authors present a surge hypothesis that relates the late-summer climate to the englacial water storage and, thence, to the subglacial water dynamics - pressure, hydraulic jacking, depressurization and migration - suggested by their observations. The model presented should be checked on the terrain and, if confirmed, might be useful to understand the mechanics of glacier surging.

2.3 Italian publications on glacier surging

The problem of glacier surging, according to our research within the publications of the Comitato Glaciologico Italiano, is treated by three Authors.

ALIVERTI (1970) shortly summarize the problem, asking herself if a surge had ever taken place or can take place in the Alps. Quoting the kinematic wave theory, she does not remember De Marchi but only Lighthill and Whitham who restarted the theory in 1955 (in Mazza, 1997). Desio (1974), coming back to visit the Kuthiah glacier in Karakoram, quotes the data he had surveyed in his former visits of 1953 and 1954. He quotes an

advance of 10 km in 2 months, due to the glacier surging, but the daily advance of the glacier is quoted in 16 m day^{-1} , roughly 1000 m in two months. From 1954 to 1973 the glacier has retreated by about 500 m, as it can be seen from the map accompanying the text. However, for the same glacier Hewitt (1969, in Paterson, 1994) quoted an advance of 12 km, corresponding to 200 m d^{-1} . As no maps of the area before the glacier surge has been published. It is impossible to state what has been the real order of magnitude of the surge.

SMIRAGLIA (1992) shortly examines the subject, considering the goal of this entry-level volume "Guida ai ghiacciai ed alla glaciologia" (Guide to the glaciers and glaciology). Smiraglia too refers to Desio's paper (1974) hence, he quotes an advance of 16 m day^{-1} , roughly 1 km in 2 months and not 10 km as indicated by Desio (1974). He supplies other data, generally missing, about the possible surge of the Vernagt glacier in the Oetztal (Austria); the surge could have happened four times; in the case occurred in 1845, the advance should have been 12 m day^{-1} .

Photo 1 and 2: see page 51

3 - GLACIER SURGE MECHANICS AND RESULTING MORPHOLOGY

From the above literature, it can be derived that the glacier surging is characterized at least by the following parameters:

- surface velocity greater by one/two order of magnitude, with reference to the values of a steady-state glacier;
- extremely variable glacier advance, from no advance (Trapridge Glacier, Clarke and others, 1991) to more than 10 km (some examples in WILLIAMS R. S., FERRIGNO J. G., 1993, 1995; 1998; 2002; DESIO, 1974) and even 20 km;
- remarkable volumes of water involved in the surge, with promote the glacier acceleration, mainly depending of the basal glacier sliding;
- deposition of terminal folded moraines, in wide, relatively flat valleys;
- preferential geographic areas (Alaska, Norhtwestern Canada, Svalbard, "outlet glaciers" in Greenland, Wet southern Andes, great mountain ranges in central Asia (Pamir, Tien-shan, Karakoram, and Himálaya). In the Alps the glacier surges have been quite rare; the case of Vernagt glacier in Oetztal (SMIRAGLIA, 1992) is doubtful, as that time no one was used to measure the glacier fluctuations, and, even less, their velocity);
- quite periodical occurrence of the surge; a special case is that of the Medvezhii glacier, in Pamir mountains (RATZEK V. I., 1980, p. 56), the surge of which occurs quite regularly each 8-9 years, allowing to program the direct observation during the surge.

4 - THE CASE OF GHIACCIAIO DEL BELVEDERE

a) The velocity variation during the abnormal behaviour of Ghiacciaio del Belvedere has been quite limited: from a basic value of $30\text{-}35 \text{ m year}^{-1}$ to a maximum of about $200 \text{ m m year}^{-1}$ but on in the triggering area of the phenomenon (kind information of Mr. KÄÄB, 2002); in the ablation tongue surface velocities between 110 e 160 m year^{-1} have been recorded; this is quite far from at least one order of magnitude (hence, for Ghiacciaio del Belvedere, over 300 m year^{-1}) statistically ascertained for an actual surge; the values are more typical of a kinematic wave (4-5 time the surface velocity of Ghiacciaio del Belvedere in steady-state condition MAZZA, 2000; 2003). In 2002 the average surface velocity has been measured by terrestrial surveying, was already reduced to a 80 year^{-1} (KÄÄB and others, 2003).

b) Notwithstanding the formation of the so-called "Lago Effimero" (= effimeral lake), with a water volume evaluated in 3 millions m^3 (TAMBURINI and others, 2003), no actual increase in water delivery at the left glacier terminus (the right-one does not show a surficial discharge river, owing to the strong debris cover at the terminus and downstream of it). In June 2003 some water outbursts had occurred, come to surface from the glacier where the Fillar and Castelfranco rivers join the Ghiacciaio del Belvedere, after the formation of the "Lago Effimero"; it does not seem that the event, which led to the burial of the bench mark S.5 at the glacier left terminus, interrupting the regular measurement of the terminus fluctuations started in 1987, has specially influenced the glacier terminus dynamics.

c) A lot of aerial pictures and satellite images - just consider the documentation in the already quoted work "Satellite Image Atlas of Glaciers of the World" (WILLIAMS and FERRIGNO, 1993; 1995; 1998; 2002) - confirm a regularity concerning the terminal area of the surging glaciers, during and after the surging. The moraines are folded, this being caused by the complex deformation patterns, depending mainly on compressing flow. No similar morainic patters of this kind, till Summer 2004, could be seen at the Ghiacciaio del Belvedere.

The left tongue, with a terminal reach quite steep, shows strong crevassing, due tensile stress condition, related to the steep slope. Difficult and dangerous access, besides the lack of reference spots where to establish a benchmark, and the strong debris cover of the tongue, have never allowed to carry out measurements of the glacier fluctuations. The left tongue is quite smooth, even if it has shown a total advance of 42 m in the last four years. It is likely the kinematic wave front has not yet reached the left terminal tongue, the length of which is about 600 m.

From the above considerations, the abnormal behaviour of Ghiacciaio del Belvedere could be caused by the following factors:

- by the climate, as the global warming has caused a raising of the thermal zero of about 150-160 m, destabilizing the loose debris on the NE face of Monte Rosa, in past time bound by the permafrost;
- by the bulk of material – rock and ice fallen along more than 4 years from the elevation of about 3700 m in the central area of the NE wall of Monte Rosa – the momentum of which (mass * velocity) has been transferred to the ablation tongue of the glacier, which has undergone a strong acceleration, owing to the vectorial composition of the momentum of fallen material with the momentum of the underlain glacier;
- no doubt that the lot of water, deriving from ice melting, but moreover from actual “rivers” which were used to flow down from the steep Monte Rosa NE wall, has promoted the propagation of a kinematic wave; to be remarked that the abnormal glacier behaviour took place essentially toward the right glacier bank; in fact, under the terminal moraine of Ghiacciaio del Nordend and downstream, the elevation of Ghiacciaio del Belvedere did not undergo any remarkable variation.
- in favour of the surge hypothesis, it is to be stressed that the abnormal behaviour of the Belvedere glacier does not depend on a positive mass balance, but on an instability caused by the continuous land slides and avalanches from the NE Monte Rosa wall.

5 - FINAL REMARK

The above considerations aim to be a contribution to the interpretation of the events which took and are still taking place at the Ghiacciaio del Belvedere. We are inclined to consider them as a case of kinematic wave, but we do not believe it is absolutely the correct interpretation of the causes triggering the shift of a so big ice mass. Only future investigations, and the analysis of the related results, may probably lead to the correct interpretation of the event.

REFERENCES (*see italian text, page 53*)

ABSTRACT (*see italian text, page 54*)

Valerio Bertoglio (*), Stefano Cerise (*), Luigi Motta (**), Michele Motta (**), Clara Valente (**)

BILANCIO DI MASSA ANNUALE DEL GHIACCIAIO GRAND ETRÈT NEL PERIODO 1999-2004 (Parco Nazionale Gran Paradiso)

1 - MATERIALI E METODI

Sul Ghiacciaio del Grand Etrèt, grazie a una collaborazione fra il Parco Nazionale del Gran Paradiso e l'Università degli Studi di Torino (con il contributo di Grivel s.r.l.), dal 1999 si esegue il bilancio di massa mediante misurazione diretta dei valori di accumulo/ablazione in corrispondenza di paline distribuite dalla zona frontale sino alle quote più elevate (BERTOGLIO *et alii*, 2002; foto 1). Il bilancio di massa è riferito al termine dell'anno idrologico (fine settembre).

Fra i ghiacciai del Gran Paradiso, quello del Grand Etrèt è uno dei più adatti all'applicazione di questo metodo: ha infatti estensione significativa ma non eccessiva, esposizione e alimentazione (prevalentemente diretta) omogenee. Inoltre la sua vicinanza al fondovalle permette di operare con impatto ambientale minimo, fattore molto importante nel contesto del Parco Nazionale; si è scelto infatti di non usare mai l'elicottero e di effettuare la posa delle paline a mano e non tramite perforatore a motore o sonde a vapore (foto 2).

Tutte le misurazioni relative al bilancio di massa sono state compiute dal corpo di sorveglianza dell'Ente Parco Nazionale Gran Paradiso.



Foto 1: Ghiacciaio Grand Etrèt: posizione delle paline.

Photo 1: Grand Etrèt Glacier: position of rods.

* Parco Nazionale Gran Paradiso; ** Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino.

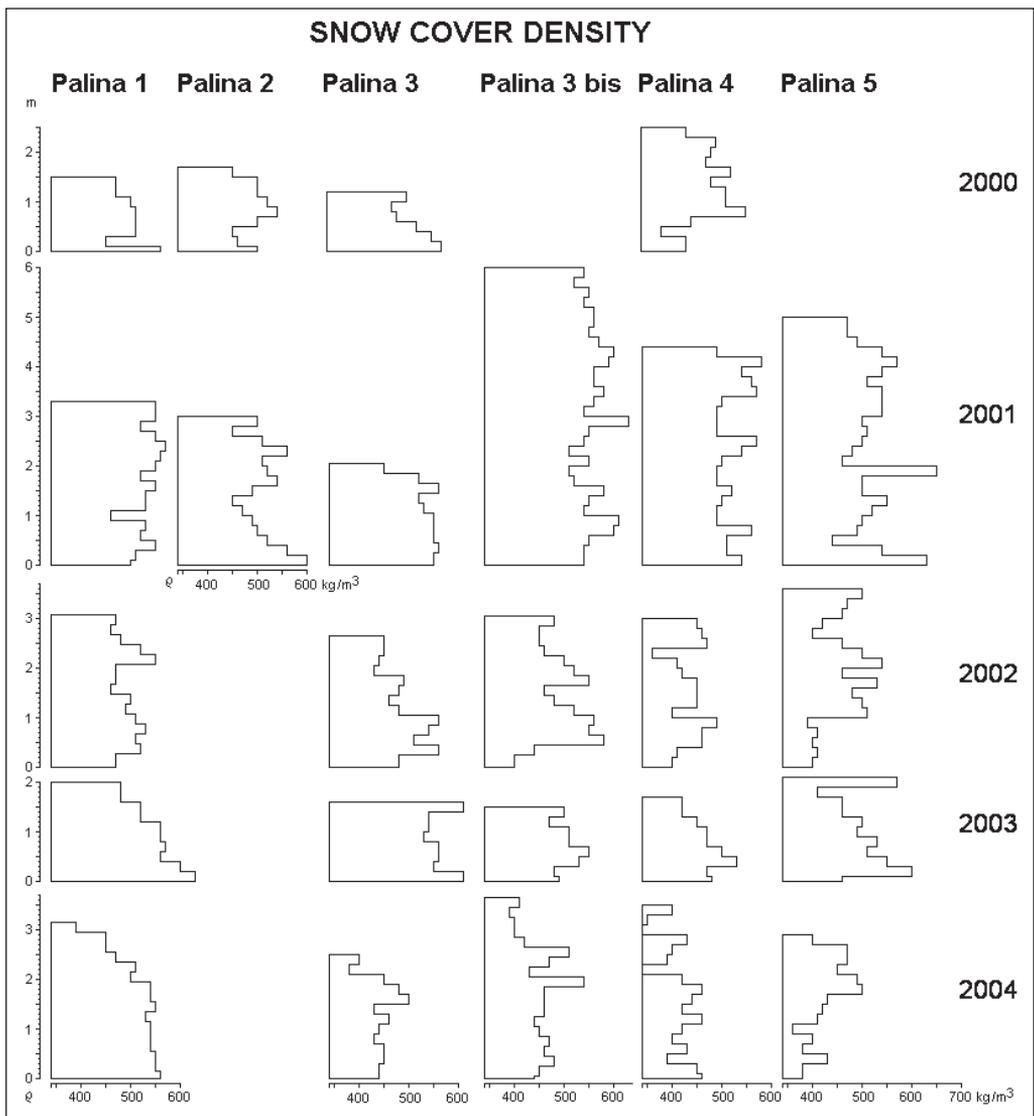


Foto 2: posa delle paline.

Photo 2: placing of rods.

Fig. 1: densità del manto nevoso.

Fig. 1: snow-pack density.



2 - DENSITÀ DEL MANTO NEVOSO

I profili di densità (fig. 1) indicano che di norma gli strati più densi sono i più superficiali per il prevalente *metamorfismo di fusione*, mentre in profondità compaiono orizzonti leggeri dovuti all'azione del *metamorfismo costruttivo*. Strati a elevata densità, corrispondenti a una firnificazione precoce (*bottom ice*), sono stati rinvenuti alla base del manto nevoso solo nel 2003. Nel 2004, specie alle quote più basse, strati leggeri sono visibili alla base del manto nevoso, e sono talmente poco densi da poter essere causa predisponente di attività valanghiva. Gli strati di neve ventata sono più abbondanti negli anni più nevosi e, proteggendo dalla deflazione strati meno densi, aumentano ulteriormente il divario quantitativo e qualitativo fra anni nevosi e secchi.

3 - LA QUOTA DELLA SNOW LINE E DELLA LINEA DI EQUILIBRIO (ELA)

Nel 2000 la *snow line* aveva un andamento irregolare: da un livello altimetrico superiore alla quota massima del ghiacciaio nel settore destro idrografico, scendeva nel settore centrale a circa 3060 m s.l.m., mentre sul lato sinistro-idrografico si posizionava a una media di 3005 m, restando parallela alla barriera rocciosa. Qui veniva raggiunta la quota minima (2945 m) (BERTOGLIO & CERISE, 2001). Nello stesso anno, l'ELA era calcolabile a 2990 m s.l.m.

Nel 2001 la linea delle nevi persistenti seguiva l'isoipsa 2810 m e, a causa della presenza di ghiaccio sovrimposto, era assai più alta dell'ELA, che nello stesso anno era calcolabile a circa 2690 m. Nel 2002 la *snow line* divideva longitudinalmente l'intero ghiacciaio, con un'ansa a 2765 m di quota. La neve residua era circoscritta in destra idrografica del ghiacciaio (esposta a W), probabilmente a causa della scarsa insolazione pomeridiana dovuta a fattori di protezione orografica (BERTOGLIO *et alii*, 2003).

Nel 2003 il ghiacciaio era interamente scoperto. Residuavano unicamente tre placche e una fascia nevosa all'ombra della bastionata rocciosa che delimita l'apparato in sinistra idrografica.



Foto 3: grande crepaccio marginale formatosi nel 2004 nella parte alta della zona d'alimentazione.

Photo 3: large marginal crevasse formed during 2004 in the upper accumulation area.

Nel 2004 il limite della neve stagionale era posto a oltre 3050 m di quota e scendeva verso W sino a 2950 m, tenendosi a ridosso della bastionata rocciosa. Negli ultimi tre anni, l'ELA teorica calcolabile sulla distribuzione alle varie quote di accumulo e ablazione (vedasi più avanti) si è portata a un'altitudine più elevata della massima quota del ghiacciaio, testimoniando una profonda crisi nella dinamica glaciale (foto 3).

4 - GHIACCIO SOVRIMPOSTO

L'*exsudation ice* è un tipo di ghiaccio che sui ghiacciai deriva da processi di fusione del manto nevoso, ruscellamento superficiale e rigelo sulle superfici di ghiaccio impermeabile, analogamente a quanto si osserva normalmente nelle cascate di ghiaccio stagionali (MOTTA & MOTTA, 1996). Colate di *exsudation ice* (MOTTA & MOTTA, 2003; BIANCOTTI *et alii*, 2003) si sono formate sul ghiacciaio nell'estate 2001 nei pressi delle paline 2 e 3 (rispettivamente 26 e 35 cm alla fine stagione di ablazione) lungo la lingua principale del ghiacciaio. Alla fine dell'estate 2004, alla palina 5, sita nella parte superiore del ghiacciaio, si sono depositi almeno 7 cm, su ghiaccio precedentemente soggetto a intensa fusione (foto 4).

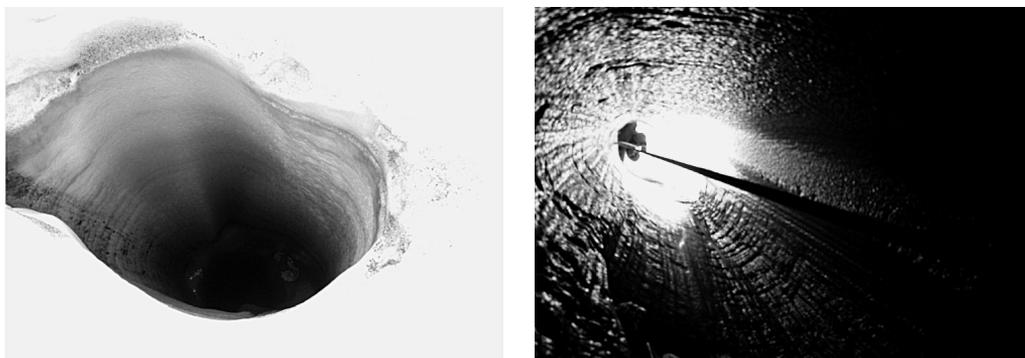


Foto 4 (a, b, c): in alto (a e b), mulino glaciale formatosi a 2870 m s.l.m., profondo 15 m. In basso (c), un torrente sopraglaciario intercettato da un crepaccio in via di trasformazione in mulino glaciale. Queste morfologie sono presenti sul ghiacciaio del Grand Etrêt negli anni in cui le temperature estive sono più elevate.

Photo 4 (a, b, c): (above-a and b), ice-mill formed at 2870 m, 15 m deep. (below-c), a supraglacial stream intercepted by a crevasse that will turn into an ice-mill. These morphologies appear on the Grand Etrêt glacier only in years characterized by high summer temperatures.

5 - VELOCITÀ DI FUSIONE DEL GHIACCIO

I grafici della fig. 2 mostrano le variazioni di velocità di fusione nel corso delle estati del 2000, 2003 e 2004. Negli anni 2000 e 2003, dall'inizio della stagione d'ablazione prevalente (giugno), l'ablazione cresce rapidamente, attestandosi su valori generalmente elevati ma con ampie oscillazioni, sino alla metà settembre, periodo in cui termina il periodo della fusione conclamata. Nel 2004, invece, è leggibile, dal punto di vista quantitativo, un

fenomeno sempre più spesso segnalato sui ghiacciai valdostani: l'ablazione ha il suo massimo a settembre e si prolunga anche oltre questo mese. Si noti tuttavia che il 2004 non mostra velocità di fusione particolarmente elevate: il valore massimo è stato registrato nel 2003, con oltre 7 cm/giorno al culmine dell'estate.

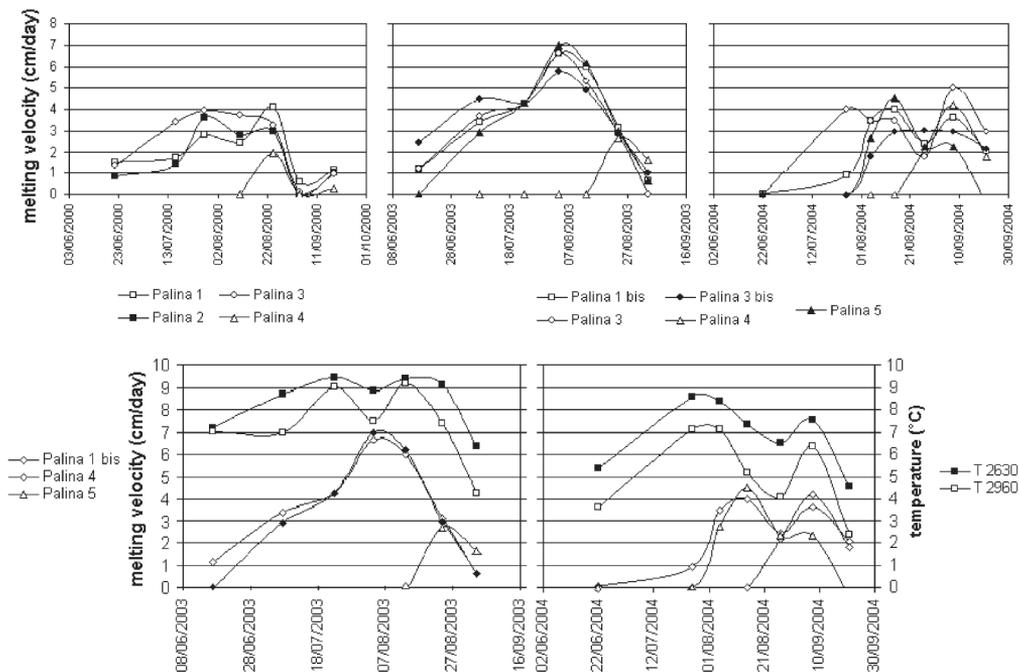


Fig. 2: velocità di fusione del ghiaccio nelle estati del 2000, 2003 e 2004 (in alto). Confronto fra le medie delle temperature positive e le velocità di fusione del ghiaccio nelle stagioni estive del 2003 e 2004 (in basso).

Fig. 2: ice melting velocity in the summer of 2000, 2003 and 2004 (above). Comparison between mean positive temperatures and ice melting velocities in summer of 2003 and 2004 (below).

6 - CONFRONTO TRA VELOCITÀ DI FUSIONE E TEMPERATURA DELL'ARIA

Per completare lo studio del bilancio di massa, nel 2003 sono stati posti a 2630 e 2960 m s.l.m. due *smart button* per la misura della temperatura dell'aria, sospesi a 0,5 m da terra e opportunamente schermati dalla radiazione solare. Il più basso si trova davanti alla fronte (palina 1bis), il più alto sul bordo superiore del ghiacciaio presso la palina 5: in tal modo, le due stazioni di misura possono fornire valori indicativi della temperatura dell'aria nel sito che ospita il ghiacciaio. Il campionamento è stato calibrato per ottenere medie orarie. Al fine di confrontare i dati termici con le velocità di fusione del ghiaccio, sono stati aggregati i soli valori positivi (in cui verosimilmente si è verificata fusione), mediandoli negli intervalli di tempo corrispondenti a quelli di misurazione della fusione, secondo la formula $T_m = \sum T^+ / N$ (dove T_m indica la temperatura media dell'intervallo di tempo corrispondente a quello di misurazione della fusione, T^+ le temperature > 0 °C del periodo a cui si riferisce la temperatura media, N il numero di giorni del medesimo periodo; fig. 2).

I risultati evidenziano un andamento delle temperature simile nella parte alta del ghiacciaio e presso la fronte; quando la temperatura media giornaliera supera i 9 °C, la differenza fra bacino di accumulo e fronte del ghiacciaio è minima, probabilmente per la posizione più ombreggiata della fronte. L'andamento di temperature e velocità di fusione è in buon accordo nel cuore dell'estate. All'inizio del periodo estivo ci sono invece scostamenti a diverse quote, per la presenza di un abbondante manto nevoso.

7 - IL BILANCIO DI MASSA

Salvo il 2001, particolarmente nevoso, gli altri anni hanno innevamento modesto. Nel settore centrale e in quello destro idrografico della parte alta del ghiacciaio l'ammontare dell'accumulo è stato comparabile, rivelando condizioni relativamente omogenee. L'ablazione è distribuita in maniera piuttosto uniforme alle diverse quote, perché l'abbassamento della temperatura nelle parti alte è parzialmente compensato da una maggiore assolazione. Inoltre la lingua del ghiacciaio è in area di *permafrost*, e la formazione su di essa di colate superficiali di *exsudation ice*, influenza leggermente il bilancio di massa. Anche la presenza di un marcato dosso a circa 2750 m di quota influenza il bilancio di massa, sia per le differenti condizioni di pendenza ed esposizione, sia per la presenza di numerosi crepacci. Ad esso corrisponde un minor accumulo nevoso e una maggiore ablazione. La fig. 3 mostra il bilancio complessivo del periodo 2000-2004. L'accumulo in destra idrografica cresce con la quota, mentre lungo l'asse centrale diminuisce, probabilmente per la differenza di assolazione o a causa di fenomeni di erosione eolica. In sinistra idrografica si ha il massimo accumulo nevoso, come è provato dalla distribuzione della neve residua.

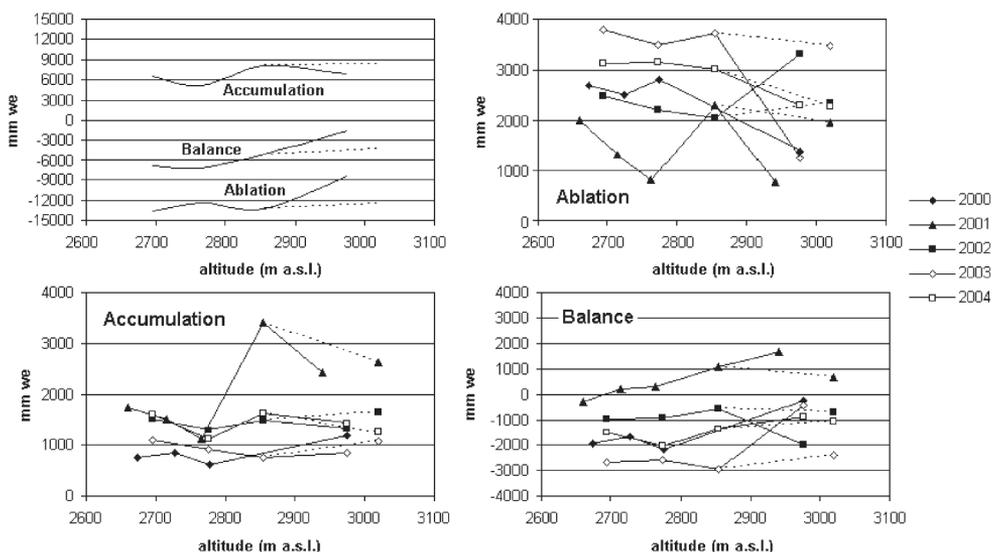


Fig. 3: Ghiacciaio di Grand Etrèt: bilancio di massa complessivo quinquennale alle diverse quote (accumulo, ablazione e bilancio misurato nei cinque anni presi in esame). Le linee continue uniscono le paline poste lungo l'asse centrale del ghiacciaio. Le linee tratteggiate congiungono la palina 3bis, situata sull'asse della lingua del ghiacciaio, alla palina 5, nel settore laterale occidentale.

Fig. 3: Grand Etrèt Glacier: five-year mass balance trends at different altitudes. Accumulation, ablation and balance measured during the five-year period. Continuous lines link the ranging rods placed along central axis of the glacier. Dashed lines link rod n° 3bis, placed on glacier's tongue, to rod n° 5, on western lateral sector.

8 - CONCLUSIONI

La Regione Valle d'Aosta, nonostante la sua importanza fra le regioni glacializzate, può contare su pochissimi bilanci di massa in opera: la serie del Ghiacciaio di Grand Etrèt, se pure ancora breve, assume così un grande interesse ai fini della comprensione degli effetti locali dei cambiamenti climatici. Il riepilogo dei dati raccolti nei 5 anni idrologici studiati può essere così espresso:

- nell'anno idrologico 1999-2000 il bilancio è moderatamente negativo;
- nel 2000-2001 è positivo;
- nel 2001-2002 è negativo, e di entità equivalente, con segno opposto, al precedente;
- nel 2002-2003 è fortemente negativo;
- nel 2003-2004 è negativo.

ANNO IDROLOGICO / hydrological year	1999-2000	2000-2001	2001-2002	2002-2003	2003-2004
Oscillazioni frontali / snout variations (m)	- 10,5	coperto di neve / snow covered	0 m (2002)	- 23 m	- 4 m
Accumulo / accumulation (in m ³)	595.494	1.382.098	804.534	601.560	789.614
Ablazione / ablation (in m ³)	955.620	779.375	1.486.762	1.601.337	1.427.149
Bilancio / balance (in m ³)	- 360.126	+ 602.723	- 682.228	- 999.777	- 637.535

Tab. 1: dati riassuntivi del bilancio di massa e delle variazioni frontali del Ghiacciaio di Grand Etrèt nel periodo 1999-2004 (BERTOGLIO & CERISE, 2000; BERTOGLIO & CERISE, 2001; BERTOGLIO et alii, 2003). Le variazioni frontali sono riferite al segnale OM, posto il 21.09.1997 a 2630 m davanti alla fronte. I dati del bilancio di massa sono espressi in m³ di acqua equivalente (w.e.).

Tab. 1: summary data for mass balance and snout variations of Grand Etrèt glacier during the period 1999-2004 (BERTOGLIO & CERISE, 2000; BERTOGLIO & CERISE, 2001; BERTOGLIO et alii, 2003). Snout variations are measured from the OM marker, set on 21.09.1997 at 2630 m of altitude in front of the snout. Mass balance data are expressed in m³ of water equivalent (w.e.).

Il bilancio complessivo è negativo a tutte le quote, progressivamente più negativo verso la fronte, con massimo corrispondente al dosso di q. 2750 m (fig. 3). L'andamento delle variazioni frontali nello stesso periodo (tab. 1) è direttamente confrontabile con il bilancio misurato alle quote inferiori.

L'evoluzione probabile che attende il Ghiacciaio del Grand Etrèt non è quindi la scomparsa della zona d'alimentazione seguita da rapida estinzione, come descritto per diversi piccoli ghiacciai valdostani (MOTTA & MOTTA, 1994; MIGLIORE & MOTTA, 2002), ma piuttosto la tradizionale e progressiva riduzione di area e spessore, a partire dalla lingua e dai punti in cui il substrato roccioso è più ripido (dosso a 2750 m).

BIBLIOGRAFIA

- BERTOGLIO V., CERISE S. (2000) - *134 Ghiacciaio del Grand Etrèt*. In: ARMANDO E., BARONI C. & ZANON G.: "Reports of the Glaciological Survey 1999", Geogr. Fis. Din. Quat., 23 (2), 194.
- BERTOGLIO V., CERISE S. (2001) - *134 Ghiacciaio del Grand Etrèt*. In: ARMANDO E., BARONI C. & ZANON G.: "Reports of the Glaciological Survey 2000", Geogr. Fis. Din. Quat., 24 (2), 228.
- BERTOGLIO V., BOSIO G., CERISE S., FERRERO C., ROSSOTTO A. (2003) - *134 Ghiacciaio del Grand Etrèt*. In: ARMANDO E., BARONI C. & ZANON G. (eds.): "Reports of the Glaciological Survey 2002", Geogr. Fis. Din. Quat., 26 (2), 173.
- BERTOGLIO V., CERISE S., FERRERO C., MOTTA L. (2002) - *Bilancio di massa del Ghiacciaio del Grand Etrèt*. (poster), Convegno "I ghiacciai, le montagne, l'uomo" Bormio 13-14 settembre 2002.
- BIANCOTTI A., MANCARDI D., MIGLIORE P.G., MOTTA E., MOTTA L., MOTTA M. (2003) - *Lo studio della struttura cristallina del ghiaccio e dei suoi rapporti con la dinamica glaciale*. In BIANCOTTI A., MOTTA M. (eds.): Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali. Brigati Glauco, Genova, 275-298.
- MIGLIORE P.G., MOTTA M. (2002) - *Processi di deglaciazione alpina e relativi metodi di studio*. Abs. Conv. "I ghiacciai, le montagne, l'uomo", Bormio 13-14 settembre 2002.
- MOTTA L., MOTTA M. (1994) - *A model for the sudden extinction of cirque and valley glaciers based on a case in the western alps*. Proc. ITAM 1994, Lindau, 97-101.
- MOTTA L., MOTTA M. (1996) - *Una forma crionivale stagionale : le cascade di ghiaccio delle Alpi Occidentali italiane*. Riv. Geogr. Ital., 103, 73-88.
- MOTTA L., MOTTA M. (2003) - *"Cold" ice in the ablation area of Piedmont glaciers and its relations to glacial dynamics*. Terra Antarctica Reports, 8, 203-210.

ABSTRACT

La Valle d'Aosta, nonostante l'indubbia importanza nell'ambito della regione alpina glacializzata, possiede pochi bilanci di massa glaciali attivi. La serie del Ghiacciaio di Grand Etrèt, pur corta, è comunque assai interessante: inizia nel 1999, grazie alla cooperazione tra il Parco Nazionale del Gran Paradiso e l'Università di Torino, e si basa su misure dirette di accumulo e ablazione. Il bilancio di massa è moderatamente negativo nell'anno idrologico 1999-2000 ($- 36 \cdot 10^4$ t), positivo nel 2000-2001 ($+ 60 \cdot 10^4$ t), negativo nel 2001-2002 ($- 68 \cdot 10^4$ t), molto negativo nel 2002-2003 ($- 100 \cdot 10^4$ t), infine ancora negativo nel 2003-2004 ($- 64 \cdot 10^4$ t). La variazioni della lingua seguono fedelmente quelle dei bilanci di massa annuali presentati.

Parole chiave: *bilancio di massa annuale, Ghiacciaio di Grand Etrèt, Valle d'Aosta*

The Aosta Valley, although its importance between the alpine regions, has very few balances of mass available. The series of Grand Etrèt, even if short, is therefore quite interesting. Since 1999, the mass balance of Grand Etrèt glacier is carried out within the framework of a co-operations agreement between Gran Paradiso National Park and University of Turin. The calculation is based on the direct measure of ablation and accumulation. The balance is in 1999-2000 moderately negative ($- 36 \cdot 10^4$ t); in 2000-2001 positive ($+ 60 \cdot 10^4$ t); in 2001-2002 negative ($- 68 \cdot 10^4$ t); in 2002-2003 very negative ($- 100 \cdot 10^4$ t); in 2003-2004 negative ($- 64 \cdot 10^4$ t). The snout's variations are similar in the same period.

Parole chiave: *yearly mass balance, Grand Etrèt Glacier, Aosta Valley*

La Vallée d'Aoste, bien considérant son importance au niveau de la région glaciaire des Alpes, n'a pas beaucoup de bilans actifs de masses glaciaires. La série de bilans du Glacier du Grand Etrèt est très intéressante, bien qu'elle a été brève. Elle commence en 1999, grâce à la collaboration entre le Parc National du Grand Paradis et l'Université de Turin, et se base sur des mesures directes d'accumulation et d'ablation. Le bilan de masse est légèrement négatif pendant l'année hydrologique 1999-2000 ($- 36 \cdot 10^4$ t), positif pendant l'année 2000-2001 ($+ 60 \cdot 10^4$ t), négatif pendant l'année 2001-2002 ($- 68 \cdot 10^4$ t), très négatif pendant l'année 2002-2003 ($- 100 \cdot 10^4$ t), enfin encore négatif pendant l'année 2003-2004 ($- 64 \cdot 10^4$ t). Les variations de la partie terminale du glacier confirment celles des bilans de masse des années.

Mots clés: *bilan de masse annuel, Glacier du Grand Etrèt, Vallée d'Aoste*

THE YEARLY MASS BALANCE OF THE GRAND ETRÈT GLACIER (GRAN PARADISO NATIONAL PARK, 1999-2004)

1 - MATERIAL AND METHODS

The Grand Etrèt glacier, thanks to a cooperation between Gran Paradiso National Park and the University of Turin (with a contribution of Grivel s.r.l.), since 1999 is subject to yearly mass balance evaluations, using direct readings of accumulation and ablation at selected ranging-rods spaced from the snout zone to upper altitudes (BERTOGLIO *et alii*, 2002; photo 1). Mass balance is calculated at the end of each hydrological year (end of September). Among Gran Paradiso's glaciers, Grand Etrèt is one of the most suitable for the application of this method, owing to its fairly large, though not excessive, extension, homogeneous exposure and mostly direct snow feeding. Furthermore, its proximity to the bottom of the valley allows the researchers to operate with minimal environmental impacts; this being a very important factor in a National Park context. Hence the decision not to use an helicopter and to set the rods by hands without motor or steam drills (photo 2). All mass balance measurements have been carried out by the rangers of Gran Paradiso National Park.

Photo 1: see page 61

Photo 2 and fig. 1: see page 62

2 - SNOW COVER DENSITY

Density profiles (fig. 1) show that, as a general rule, the denser strata are confined to the most superficial layers, owing to the prevailing melting metamorphism. High density layers at the base of the snow pack, related to yearly firnification (bottom ice), show up only in 2003. More often, the deeper layers show lighter horizons produced by constructive metamorphism; only in 2004, especially at lower altitudes, those layers were found at the bottom of the snow pack and so light to be the main trigger of avalanches. Windy snow sheets are more abundant in the snowy years, protecting the lighter sheets from the effect of deflation, and exacerbating the difference between the snowy years and dry ones.

3 - SNOW LINE

During the year 2000, the snow line had an irregular course: running above the upper reaches of the glacier on its hydrographical right side, it shifted downward around the central ice to approx. 3060 m a.s.l., while staying at a mean level of 3005 m a.s.l. on the hydrographical left side and running parallel to the rocky cliff; here the snow-line reached its minimum altitude (2945 m) (BERTOGLIO & CERISE, 2001). During 2001 the snow cover was positioned at the 2810 m contour line; because of the presence of superimposed ice, the snow line was lower than the snow limit, being set at approx. 2690 m. In 2002, the snow line split the whole glacier lengthwise, showing a bend at 2765 m. Residual snow was limited to the hydrographic right (exposed to W), probably because of the scarce afternoon insolation due to the orographical protection (BERTOGLIO *et alii*, 2003). In 2003 the glacier was lacking any snow cover, with only three patches and a small snow field in the shadow of the rocky ramparts flanking the glacier on its hydrographical left side. In 2004, the seasonal snow line was located over 3050 m, curving down to 2950 m on the western side near the rock wall. Over the last 3 years, the theoretical ELA based on the distribution at the various elevations of accumulation and ablation (see further ahead) has moved above the upper reaches of the glacier, highlighting the severe crisis of glacial dynamics.

Photo 3: see page 63

4 - SUPERIMPOSED ICE

Exsudation ice flows (MOTTA & MOTTA, 2003; BIANCOTTI *et alii*, 2003) were found on the glacier in the summer of 2001, at rods n° 2 and 3 (respectively 26 and 35 cm at the end of the ablation season) along the main flow of the glacier. At the end of the 2004 summer, rod n° 5, on the upper reaches of the glacier, showed 7 cm of exsudation ice in an area previously affected by intense melting (photo 4).

Photo 4: see page 64

5 - ICE MELTING VELOCITY

Graphs in fig. 2 show melting speed variations during the summers of 2000, 2003 and 2004. At the beginning of the ablation season (June), ablation increases rapidly, reaching generally high values, though with wide fluctuations, until the middle of September (years 2000 and 2003). During 2004, instead, it is possible to

(°) Gran Paradiso National Park; (°°)Earth Science Department, Turin University.

discern a new trend now affecting the Aosta Valley's glaciers: ablation reaches its peak in September and continues into the following month. Nevertheless, we must point out that the year 2004 doesn't show particularly high melting rates: the maximum value was recorded in 2003, with over 7 cm/day at the apex of the summer.

Fig. 2: see page 65

6 - COMPARISON BETWEEN MELTING VELOCITY AND AIR TEMPERATURE

To complete the mass balance study, in the year 2003 two "smart buttons" were placed near the glacier to measure air temperatures; they were suspended 0.5 m above the ground and appropriately screened from solar radiation. The first was set in front of the snout (rod n° 1bis), the second was placed on the upper limits of the glacier, near rod n° 5: in this way, the two instruments could provide meaningful air temperature values around the glacier's site. Data were calibrated to obtain hourly mean values. To compare thermal data with melting velocities of ice, only positive values (when melting really took place) were considered, referring them to those time intervals corresponding to the melting measurements and using the formula $T_m = \Sigma T^+ / N$ (where: T_m indicates the mean temperature in the time interval corresponding to fusion measurements; T^+ indicates temperature above 0 °C in the period of mean positive temperatures; N indicates the number of days in the same period; fig. 2). Results highlighted similar temperature trends both at the upper areas of the glacier and at the snout area: when the average daily temperature exceeded 9 °C, the difference between the two extremes was minimal, probably because of the more shaded position of the snout itself. Temperature and melting velocity trends matched in the middle of summer. The beginning of summer, instead, showed different trends at different altitudes, owing to the presence of a thick snow cover.

7 - MASS BALANCE

Except for the really snowy year 2001, the other years showed a moderate snow cover. Both the central sector and the upper one on the hydrographic right had comparable amounts of accumulation and showed relatively homogeneous conditions. Ablation was quite uniform at all altitudes, as the decrease of the temperature in the upper sector was partially compensated by a stronger insolation. Furthermore, as the tongue of the glacier lies in a permafrost area, the presence of superficial flows of exsudation ice slightly influenced the mass balance of the glacier. Mass balance was also influenced by the presence of a marked prominence at 2750 m a.s.l., both for the different slope and exposure conditions and the presence of several crevasses. This area showed both a lower accumulation of snow and a more intense ablation. Figure 3 shows global balance between 2000 and 2004. Accumulation on the hydrographical right side increased with altitude while decreasing along the central axis, probably for differences in insolation or aeolic erosion phenomena. The maximum accumulation of snow took place on the hydrological left side, as proved by residual snow distribution.

Fig. 3: see page 66

8 - CONCLUSIONS

The Aosta Valley Region, in spite of its importance among the Alpine glacial areas, can presently count only on a handful of mass balances: the Grand Etrêt series, though acutely short, is of utmost interest for the understanding of the effect of local climatic changes. Gathered data could be summarized as follows:

- hydrological year 1999-2000: balance moderately negative;
- 2000-2001: positive;
- 2001-2002: negative, same as previous year, if not for the opposite sign;
- 2002-2003: quite negative;
- 2003-2004: negative.

Tab. 1: see page 67

Overall balance was negative at every altitude; more pronounced at the snout, less at higher altitudes; its maximum located at the hillock protruding at 2750 m (fig. 3). Snout variations over the same five-year period (tab. 1) can be matched against the balance measured at lower altitudes. The likely evolution of Grand Etrêt glacier will not be the disappearance of the accumulation zone followed by its rapid extinction, as foreseen for several small glaciers of the Aosta Valley (MOTTA & MOTTA, 1994; MIGLIORE & MOTTA, 2002); its fate will see the traditional and progressive reduction of both area and ice thickness, starting from the tongue and those points where the bedrock is steeper (hillock at 2750 m).

REFERENCES (*see italian text, page 67*)

ABSTRACT (*see italian text, page 68*)

L'ANNO IDROLOGICO 2003-2004 NELLE ALPI LOMBARDE: NOTA NIVO-METEOROLOGICA

Nell'ambito della campagna glaciologica 2004 nelle Alpi Centrali italiane (Lombardia).

A cura del SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO e del

CENTRO NIVOMETEOROLOGICO REGIONALE DI BORMIO (ARPA)

Con la collaborazione di: L. Bonetti, A. Praolini, E. Meraldi, F. Berbenni, S. D'Adda, M. Butti, V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, A. Tamburini, A.o Galluccio, M. Maggioni, M. Lojacono, C. Scolari, F. Rota Nodari.

1 - GLI EVENTI IN SINTESI

L'anno idrologico 2003-2004 nelle Alpi Centrali italiane può essere così sintetizzato:

- numerosi episodi nevosi ben distribuiti durante la stagione di accumulo.
- azione erosiva del vento che ha depauperato l'alta quota di buona parte degli accumuli invernali.
- notevole gap nivometrico in favore di Alpi Orobie, Valle Spluga e Adamello meridionale rispetto al resto della regione.
- attività valanghiva estremamente efficace.
- stagione di ablazione non caldissima ma molto lunga e con modesti episodi nevosi.

2 - RIEPILOGO RELATIVO ALLA STAGIONE DI ACCUMULO (*Ottobre-Giugno*)

La caratteristica di spicco della stagione di accumulo 2003-2004 sotto il profilo pluviometrico è stata la grande omogeneità nella distribuzione temporale delle precipitazioni. Non si sono verificati infatti i classici periodi siccitosi che contraddistinguono la storia climatica alpina degli ultimi 20 anni. Gli episodi perturbati principali sono stati 6: 31 ottobre-1 novembre, 22-29 novembre, 28 dicembre-2 gennaio, 19-23 febbraio, 10-11 marzo, 28 aprile-9 maggio. Numerosi sono stati gli episodi minori. I periodi secchi più prolungati, sempre comunque di modesta estensione temporale, si sono verificati in febbraio e tra maggio e giugno.

Altra caratteristica degna di menzione è invece la particolare disomogeneità spaziale delle precipitazioni. La carta delle precipitazioni medie regionali e le serie nivometriche storiche sono chiarissime nell'appurare come i settori retici centro-orientali, e in particolare l'Alta Valtellina, siano i settori più asciutti della montagna lombarda. Questo gap in favore della Valle Spluga, delle Alpi Orobie e dei settori meridionali dell'Adamello è tuttavia risultato nell'annata del tutto sproporzionato sia per il numero degli eventi favorevoli a questi settori montuosi sia per i quantitativi spesso superiori di più del 60 % rispetto al resto della regione. I risultati sono il secondo e il terzo peggior accumulo pluvio-nivometrico delle serie storiche rispettivamente di Sils/Maria e di S. Antonio di Valfurva.

Come già detto, le cose sono andate molto meglio sulle Orobie, dove l'invernata risulta seconda soltanto all'inarrivabile anno 2000-2001. Ad acuire le carenze pluviometriche di una stagione di accumulo complessivamente inadeguata, va segnalato sicuramente il vento da N, che a più riprese ha imperversato sulla media e soprattutto sull'alta quota lombarda intaccando la neve appena caduta. Neve poco resistente a questa forza erosiva a causa delle temperature sempre piuttosto basse. Soltanto da febbraio in poi la neve ha potuto accumularsi efficacemente grazie ai rialzi termici pre- e post- evento. Pur poco importante dal punto di vista glaciologico, è da segnalare una lieve anomalia negativa nelle temperature della stagione fredda.

* Servizio Glaciologico Lombardo, associazione meteonetwork.

mese	1997-1998	1998-1999	1999-2000	2000-2001	2001-2002	2002-2003	2003-2004	episodio (data)	neve fresca
ottobre	30	200	315	345	25	85	140	1-5 7-8 19-23	40 30 70
novembre	240	20	65	415	25	790	215	29-01 6-8 16 23-24 26-28	110 25 15 5 60
dicembre		10	110	120	10	90	70	1 20 27-30	5 5 60
gennaio	160		40	310	20	40	75	1 8-9 11-13 16-19 26-27	5 10 30 20 10
febbraio		170	35	60	90	20	70	8-9 18-23 26-27	20 30 20
marzo	80	80	190	230	120	10	95	5-7 10-13 21-26	15 30 50
aprile	260	200	160	170	100	60	80	4 6 9-10 14 18-19	5 5 30 10 30
maggio	60	90	150	110	300	175	140	29-01 2-9 21 28	10 100 15 15
giugno	100	150	20	190	100	20	20	30	20
luglio	20	50	120	100	70	60	15	9-12	15
agosto	45	30	110	45	100	10	20	21	20
settembre	120	50	170	145	70	20	20	16 e 25-26	20
settembre 1997	0								
totale accumulo (settembre – giugno)	960	1070	1135	2120	935	1370	960		
tot. anno idrologico (ottobre – settembre)	1115	1080	1485	2240	1030	1380	980		

Tab. 1: stima delle singole precipitazioni nevose, del totale mensile e della sommatoria annua della neve fresca caduta nell'anno idrologico 2003-2004 presso il sito del Monte Sobretta (3180 m s.l.m.) e confronto con le annate precedenti.

Tab. 1: estimate of: (i) single snow precipitation, (ii) monthly total and (iii) annual summation of the fresh snow fallen in the 2003-2004 hydrological year at the site of the Monte Sobretta (3180 m a.s.l.) and comparison with previous years.

3 - RIEPILOGO RELATIVO ALLA STAGIONE DI ABLAZIONE (Giugno-Settembre)

La stagione di ablazione presenta caratteristiche che obbligheranno gli studiosi a ulteriori e più approfondite analisi. Se l'estate 2003, caldissima, è stata lineare per quanto riguarda la risposta della neve e dei ghiacciai alle proibitive condizioni termiche, l'estate 2004, per nulla eccezionale dal punto di vista termico, ha visto una risposta eccessivamente penalizzante sul terreno. Se infatti nel 2003 ai 3170 m del sito nivologico del M. Sobretta il caldo era riuscito a fondere 250 cm di neve e 233 cm di ghiaccio (3297 mm di equivalente in acqua), quest'anno con temperatura estiva a S. Antonio di Valfurva di ben 2,1 °C inferiore, sono scomparsi 198 cm di neve e 213 cm di ghiaccio (2821 mm di equivalente in acqua). La risposta a questa anomalia non va cercata nelle precipitazioni estive, piuttosto scarse e quasi mai dannose per le masse glaciali, quanto nelle caratteristiche cristallografiche del manto nevoso residuo e nell'andamento meteorologico dell'inizio di agosto, che offrono diversi spunti di discussione; così come andrebbe meglio indagata la risposta sempre più penalizzante delle superfici glaciali alle alte temperature esterne.

È infatti probabile che le continue perdite di spessore e i violenti ridimensionamenti superficiali degli ultimi anni, a causa dell'alterazione del topoclima indotto dalla massa glaciale, rendano il ghiacciaio più vulnerabile alla fusione superficiale a parità di temperatura in libera atmosfera. Si potrebbe così spiegare la modesta perdita di equivalente in acqua nell'estate 2001

quando l'innevamento, straordinario sia per estensione sia per caratteristiche meccaniche, copriva vaste aree di terreno extra-glaciale. La stagione di ablazione 2004 sarà ricordata per il giugno asciuttissimo e favonico, per l'agosto umido ma relativamente poco piovoso e per un mese di luglio di difficile interpretazione, conteso fra rinfrescate e ondate di caldo, ma soprattutto per il settembre caldo e secco.

Altra caratteristica penalizzante è stata l'abnorme lunghezza del periodo di ablazione: dal 13 maggio al 10 ottobre sono 151 giorni, 5 mesi, un dato su cui riflettere pensando alle ormai perdute nevicate di giugno capaci di portare accumuli consistenti, oppure alle nevicate della seconda metà di agosto. Se alle temperature medie sempre più alte aggiungiamo anche tali fattori, è possibile ridimensionare il ruolo delle scarse precipitazioni quale causa principale del deficit di bilancio di massa dei ghiacciai.

Stazione meteorologica <i>Meteo station</i> ottobre 2003 - giugno 2004 <i>October 2003-June 2004</i>	precipitazioni in mm <i>precipitations (mm)</i> (variazione rispetto alla media/ <i>variation versus mean value</i>)	temperatura in °C <i>temperatures (°C)</i> (variazione rispetto alla media/ <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	508,1 (– 186,1 mm)	– 0,4 (– 0,1)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	384,1 (– 114,1 mm)	+ 3,0 (– 0,4)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	675,0 (+ 6,0 mm)	+ 8,7 (– 0,1)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	770,8 (– 156,1 mm)	–

Stazione meteorologica <i>Meteo station</i> giugno - settembre 2004 <i>June - September 2004</i>	precipitazioni in mm <i>precipitations (mm)</i> (variazione rispetto alla media/ <i>variation versus mean value</i>)	temperatura in °C <i>temperatures (°C)</i> (variazione rispetto alla media/ <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	316,8 (– 104,1 mm)	+ 10,2 (+0,2)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	275,5 (– 104,4 mm)	+ 13,6 (+0,5)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	210,0 (– 192,8 mm)	+ 20,6 (+1,1)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	278,0 (– 329,0 mm)	+ 21,2

Tab. 2: temperature e precipitazioni dell'anno idrologico 2003-2004 registrate nelle 4 stazioni meteorologiche di riferimento nella fase di accumulo (ottobre 2003-giugno 2004) (in alto) e in quella di ablazione (giugno-settembre 2004) (in basso).

Tab. 2: mean monthly temperature and precipitation of the 2003-2004 hydrological year at the 4 reference meteorological stations; above: accumulations season (October 2003-June 2004); below: ablation season (June-September 2004).

4 - ANALISI SULLA BASE DEI DATI STORICI DI SILS/MARIA

Se si analizzano i dati termo-pluviometrici mensili dell'anno idrologico in esame non faticiamo a comprendere le motivazioni della crisi della criosfera lombarda. Con l'eccezione di ottobre e agosto, tutti i mesi hanno garantito accumuli inferiori alla media con picchi di deficit in settembre e giugno. Anche il lato termico non lascia dubbi: tutti i mesi risultano più caldi della media ultracentennale; soltanto il già citato ottobre - un mese d'altri tempi - risulta di 1,3 °C più fresco della media, mentre maggio chiude in perfetta media. Pesano i + 1,1 °C di giugno e i + 1,4 °C di settembre. È indispensabile far notare che i valori della media 1864-2004 non coincidono con una situazione di equilibrio del bilancio di massa glaciale, visto che nello stesso periodo i grandi ghiacciai di Roseg, di Tschierva e del Morteratsch, posti a pochi chilometri di distanza da Sils, hanno subito un regresso praticamente ininterrotto².

Tutto ciò pur tenendo in considerazione che i ghiacciai del 2004, grazie alle loro dimensioni assai più modeste, abbisognano di condizioni climatiche meno rigide per poter mantenere il proprio bilancio di massa annuale in equilibrio.

² Il Ghiacciaio di Roseg dal 1855 al 2004 ha subito un regresso di 2689 m, il limitrofo Ghiacciaio di Tschierva dal 1934 è arretrato di 1184 m (con una sola significativa fase positiva dalla fine degli Anni Sessanta all'inizio degli Anni Ottanta). Il Ghiacciaio del Morteratsch, il più vasto, dal 1878 è arretrato senza alcun rallentamento significativo di 2121 m. (fonte: <http://glaciology.ethz.ch/messnetz/index.html>).

Mese / month	precipitazioni / precipitations (mm) variazione rispetto alla media variation versus mean value		temperatura / temperatures (°C) variazione rispetto alla media variation versus mean value	
Settembre 2003	17,8 mm	- 81,7 mm	+ 7,8	+ 0,4
Ottobre 2003	132,1 mm	+ 34,7 mm	+ 1,3	- 1,3
Novembre 2003	74,6 mm	- 8,9 mm	- 0,1	+ 2,5
Dicembre 2003	44,4 mm	- 12,2 mm	- 4,0	+ 2,5
Gennaio 2004	33,1 mm	- 14,3 mm	- 6,9	+ 1,1
Febbraio 2004	24,1 mm	- 18,1 mm	- 5,7	+ 1,3
Marzo 2004	28,3 mm	- 33,6 mm	- 3,5	+ 0,5
Aprile 2004	40,8 mm	- 32,5 mm	+ 1,1	+ 1,3
Maggio 2004	75,7 mm	- 14,9 mm	+ 4,6	+ 0,0
Giugno 2004	55 mm	- 45,6 mm	+ 9,7	+ 1,1
Luglio 2004	111,1 mm	- 1,1 mm	+11,0	+ 0,1
Agosto 2004	150,7 mm	+ 31,1 mm	+11,1	+ 0,7
Settembre 2004	36 mm	- 63,5 mm	+ 8,8	+ 1,4
Ottobre- Giugno	508,1 mm	-145,4 mm	- 0,4	+ 1
Giugno-Settembre	316,8 mm	- 79,1 mm	+10,2	+ 0,8

Tab. 3: stazione meteorologica di Sils/Maria (1802 m s.l.m., Engadina, Grigioni, CH). Dati e variazioni rispetto alla media 1864- 2004. (Gestore e fornitore dei dati: MeteoSchweiz).

Tab. 3: meteorological station of Sils/Maria (1802 m asl, Engadin, Grisons, CH). Data and variation from the average 1864-2004. (Data manager and supplier: MeteoSwiss).

5 - Note riguardo le stazioni meteorologiche utilizzate

<p>Sils/Maria (Alta Engadina, Cantone dei Grigioni - Svizzera) Quota: 1802 m/slm - Esposizione: NW Coordinate: 46° 26' N / 09° 46' E Gestore e fornitore dei dati: MeteoSchweiz</p> <p>L'abitato di Sils/Maria, ubicato nel fondovalle dell'Alta Engadina allo sbocco della Val di Fex, dista pochi chilometri dal crinale retico principale. L'Alta Engadina, pur essendo uno dei migliori esempi di valle intralpina, è legata, principalmente dal punto di vista idrometeorologico, al versante sud-alpino. Non è un caso che il mese in assoluto più piovoso dal 1864 in questa località sia stato il novembre 2002, contraddistinto da intense correnti sud-occidentali. Possiede una invidiabile e rara serie storica ininterrotta di 140 anni. Negli specchietti di confronto è stata presa in considerazione la media 1988-2004 per meglio rapportarsi ai valori di S. Antonio la cui media si riferisce proprio a questo periodo.</p>	<p>S. Antonio Valfurva (Alta Valtellina, Valfurva, Sondrio - Italia) Quota: 1360 m/slm - Esposizione: S Coordinate: 46°27' N / 10° 25' E Gestore e fornitore dei dati: Giuseppe Cola (S.G.L.)</p> <p>La stazione meteorologica, per la sua posizione centrale rispetto ai ghiacciai dell'Alta Valtellina, è da 15 anni un importante punto di riferimento per le cronache nivo-meteorologiche del Servizio Glaciologico Lombardo. Posta nel fondovalle in un contesto idrometeorologico piuttosto penalizzante rispetto al resto della regione*, risulta comunque rappresentativa del vicino sito nivologico principale SGL del M. Sobretta (Ghiacciaio Alpe Sud, 3180 m). La serie storica è riferita ai dati registrati nel periodo 1987/1988-2004.</p> <p>* S. Antonio di Valfurva, (649,2 mm di pioggia all'anno), contende al Livignasco il primato di località più asciutta della Lombardia.</p>
<p>Sondrio (fondovalle valtellinese - Italia) Quota: 290 m/slm - Esposizione: S (fondovalle) Coordinate: 46°10' N / 09°52' E Gestore: Fabio Pozzoni (ass.ne meteonetwork)</p> <p>La stazione, attiva dal 2002, è collocata in ambito extraurbano e non risente, se non in modo molto blando, dell'isola di calore cittadina. Rappresenta degnamente, sotto il profilo idro-meteorologico, rilievi della Val Malenco e in particolare del settore Scalino-Painale e della parte meridionale del massiccio del M. Disgrazia. Dal punto di vista termico, la posizione in fondovalle rispecchia adeguatamente gli sbalzi dovuti alle correnti favoniche, pur mantenendo un regime termico continentale. Le medie termiche si riferiscono ai valori climatici della stazione UCEA, anch'essa ubicata in zona extraurbana (46°10'N/09°50'E, serie storica 1951-1971). I valori pluviometrici sono stati calcolati prendendo 970,2 mm come valore annuale riferito alla serie storica 1873-1990**. I valori mensili sono stati estrapolati sulla base di questo valore annuale con i dati della stazione UCEA.</p>	<p>Andalo Valtellino (fondovalle valtellinese, Sondrio - Italia) Quota: 220 m/slm - Esposizione: N (fondovalle) Coordinate: 46°08' N / 09° 28' E Gestore e fornitore dei dati: Riccardo Scotti (S.G.L.)</p> <p>Il paese, ubicato all'imbocco della Valtellina, sotto il profilo pluviometrico ben rappresenta il crinale orobico e in parte la Val Chiavenna. L'osservatorio, posto in località "i Burnigui", garantisce un maggiore soleggiamento nelle giornate invernali. I dati pluviometrici partono dal luglio 2003 mentre quelli termici hanno preso inizio nel febbraio 2004. Il clima della bassa Valtellina, meno continentale rispetto alla media e alta Valtellina, risente della presenza mitigatrice del Lario. Le medie pluviometriche si basano sul dato annuale di 1350 mm**. I valori mensili sono stati estrapolati sulla base di questo valore annuale dalla serie storica 1954/1971 di Morbegno (SO), località sita a pochi chilometri dalla stazione meteorologica.</p> <p>** "Carta delle precipitazioni medie, min. e max. annue del terr. alp. lombardo (1891/1990)", M. Ceriani e M. Carelli, Reg. Lombardia.</p>

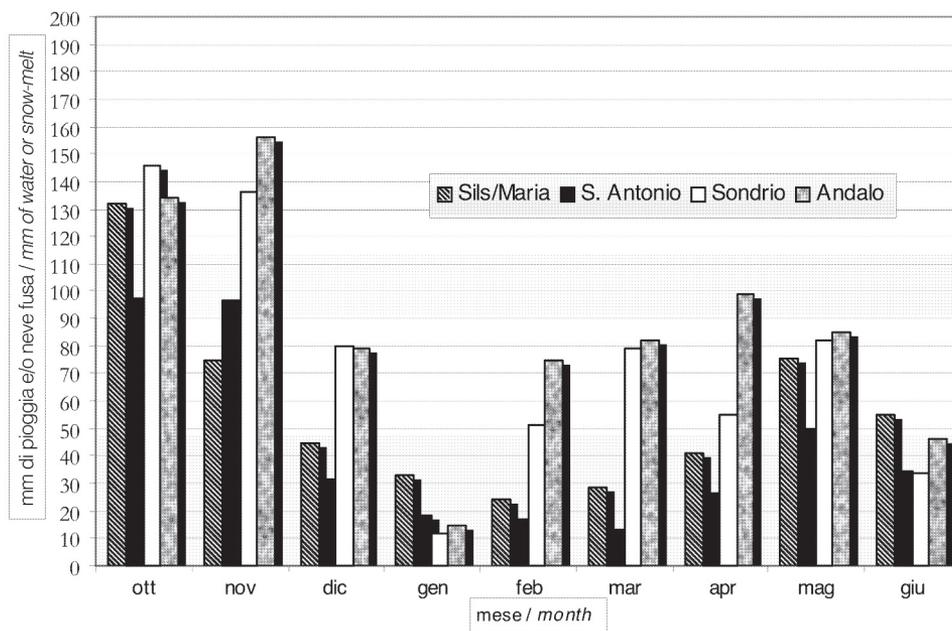


Fig. 1: le precipitazioni mensili 2003-2004 presso le stazioni campione: ottobre e novembre sono stati i mesi più generosi in tutte le località.

Fig. 1: cumulative precipitation for the 2003-2004 hydrological year at the meteorological stations: all stations recorded the maximum precipitation during October and November.

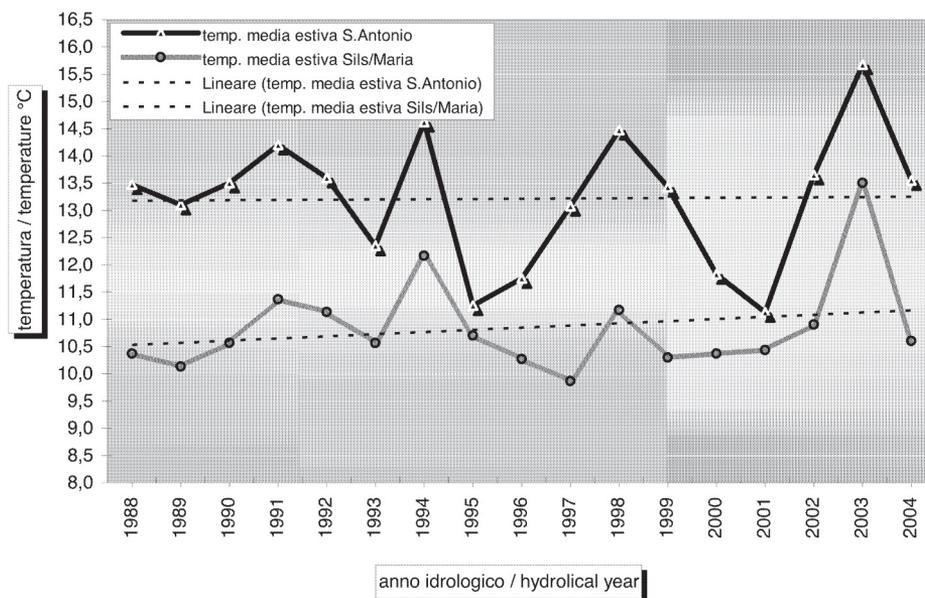


Fig. 2: la temperatura media estiva 2004, dopo il picco del 2003, torna quest'anno sui valori medi degli ultimi 16 anni.

Fig. 2: the 2004 average summer temperature, after the peak of 2003, is back to the mean value of the last 16 years.

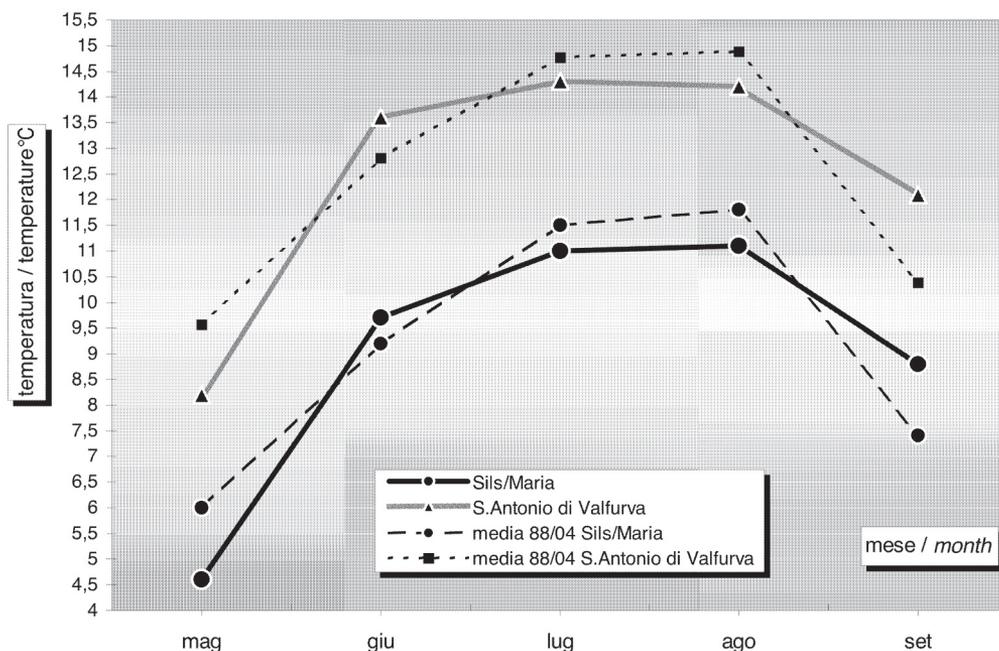


Fig. 3: nelle due stazioni montane di riferimento solo giugno e settembre risultano più calde rispetto alla media 1988/2004.
 Fig. 3: at the 2 Alpine reference stations only June and September are warmer than the average for the period 1988/2004.

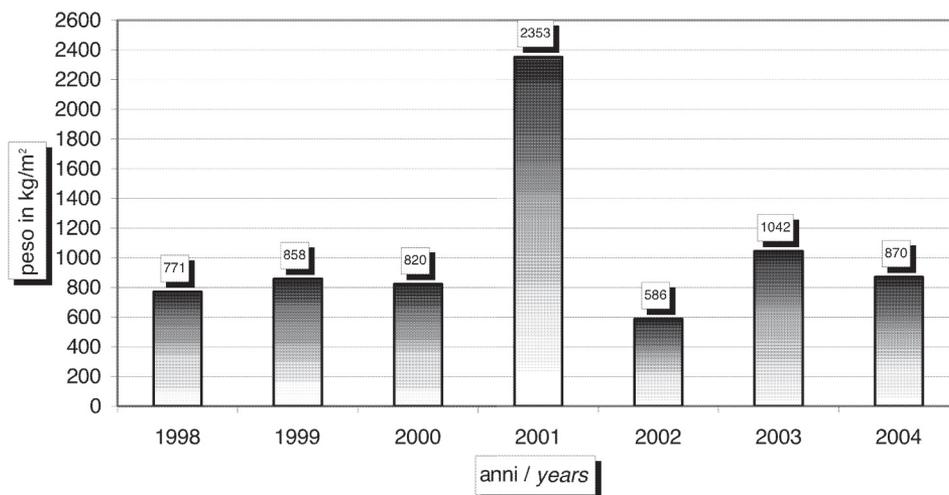


Fig. 4: il peso del manto nevoso alla fine della stagione di accumulo è il parametro più interessante per valutare la quantità e la qualità della neve. Gli 870 kg/m² del maggio 2004 non sono in grado di garantire un bilancio in equilibrio, neppure con una stagione di ablazione fresca. Solo nel 2001, i 2353 kg/m² misurati hanno garantito un bilancio di massa annuale positivo.

Fig. 4: the weight of the snow cover at the end of the accumulation season is the most important parameter to assess amount and quality of the snow. A snow cover weight of 870 kg/m² in May 2004 is not sufficient to maintain the mass balance, not even with a fairly cold ablation season. Only the 2353 kg/m² of 2001 warranted a positive yearly mass balance.

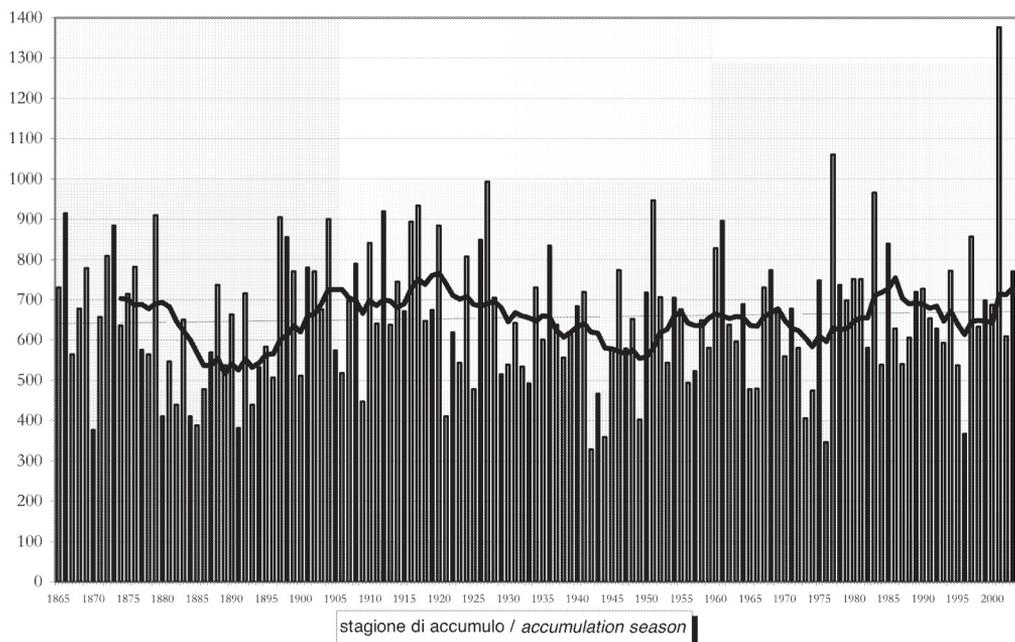


Fig. 5: le precipitazioni del periodo di accumulo (ottobre-giugno) nel 2004 appaiono decisamente sotto la media ultracentennale nella stazione di Sils/Maria. La tendenza complessiva appare invece in lievissimo incremento.

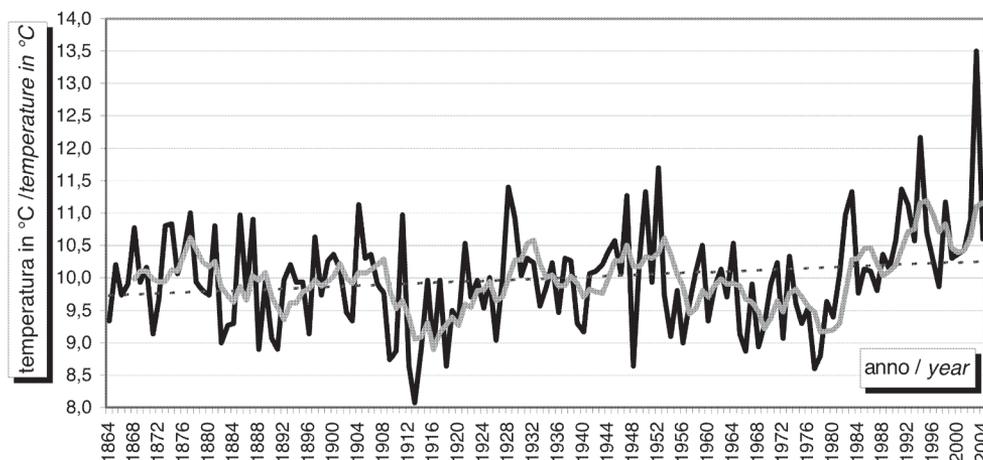


Fig. 6: il grafico mostra le temperature del trimestre estivo (giugno-luglio-agosto) a Sils/Maria. L'incremento rapido e intenso degli ultimi 25 anni è evidente. Impressionante il picco dell'estate 2003. La stagione estiva 2004, pur decisamente più fresca della precedente, risulta comunque più calda della media.

Fig. 6: the graph shows the summer temperature at the Sils/Maria station (June-July-August). The rapid increase of the mean value in the last 25 years is evident, as impressive is the peak of the 2003 summer; the values for the 2004 summer season, though colder than the 2003, are still above average.

6 - CRONACA NIVO-METEOROLOGICA

A- STAGIONE DI ACCUMULO

Settembre 2003

Andamento meteorologico generale

Il mese di settembre è stato caratterizzato da tempo per lo più stabile grazie a pressioni mediamente più elevate in Europa centrale. Tale distribuzione barica ha influenzato anche le regioni alpine ove si è riscontrata una fase molto secca, anche se le temperature sono rimaste per lo più nelle medie del periodo o lievemente superiori. Il tutto dovuto a una saccatura depressionaria nel medio Atlantico che ha consentito l'espansione di un'alta pressione sub-tropicale in quota dal Marocco verso l'Europa centrale, contribuendo, in tal modo, a bloccare l'entrata di umidi venti atlantici verso le medie latitudini europee. In tutto il mese, infatti, si distinguono solo un paio di fasi perturbate: la prima intorno al 10 del mese con un veloce passaggio frontale associato a deboli precipitazioni; la seconda invece si colloca attorno alla terza decade, con l'ingresso più deciso di correnti umide dai quadranti meridionali, con l'apporto di precipitazioni deboli o moderate sulle aree alpine, seguite da un marcato calo delle temperature massime che si portano su valori consoni al periodo. L'alta pressione di origine sub-tropicale si indebolisce sul Mediterraneo a causa della chiusura del vortice depressionario sul vicino Atlantico: ciò provoca una traslazione dell'alta più a W consentendo, conseguentemente, la discesa di saccature depressionarie sui meridiani centro-occidentali europei.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Il mese di settembre, in passato il primo atto dell'accumulo nevoso, risulta oggi uno dei mesi più importanti della fase di ablazione. Nel 2003, a S. Antonio, risulta infatti secco e piuttosto caldo (+ 1°C) rispetto alla norma. In fondovalle, anche dal punto di vista pluviometrico, non va meglio: Sondrio chiude il mese con soli 9 mm contro i 90,5 della media storica; Andalo accumula 25 mm contro 138.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	17,8 (- 82,8 mm)	+ 7,8 (+ 0,4)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	14,4 (- 60,5 mm)	+ 11,3 (+ 1,0)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	9,0 (- 81,5 mm)	+ 17,0 (- 0,5)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	25,0 (- 113,0 mm)	-

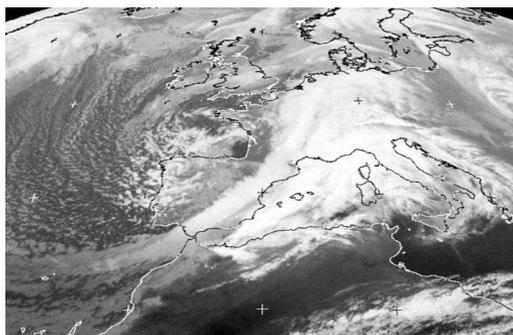


Foto 1: una profonda depressione atlantica centrata sul Golfo di Guascogna spinge forti correnti sud occidentali contro il versante sudalpino. Immagine satellitare meteosat-7 del 31 ottobre 2003 ore 13.30. (fonte: www.eumetsat.int).

Photo 1 : a deep Atlantic depression, centered over the Gascoigne Gulf, forces strong South-Western airstreams towards the Southern side of the Alps. Meteosat-7 satellite image of October 31, 2003, at 01.30 pm. (source: www.eumetsat.int)

Ottobre 2003

Andamento meteorologico generale

Nei primi giorni del mese, il rafforzamento di un'alta pressione in pieno Atlantico non impedisce l'ingresso di saccature sull'Europa centrale. La situazione successivamente muta: l'alta pressione atlantica estende la sua influenza anche all'Europa centrale, inibendo il transito delle depressioni sul continente europeo. Tale dislocazione fa sì che le correnti si dispongano dai quadranti Nord-orientali, cosa che, se da un lato porta condizioni di tempo stabile e soleggiato, soprattutto sui versanti alpini meridionali, dall'altro induce una brusca diminuzione delle temperature. Tale struttura barica si mantiene pressoché invariata fino alla seconda decade del mese, quando tutta l'Europa centro-orientale viene influenzata da un vortice depressionario colmo di aria fredda. Ne consegue che la caratteristica dominante del mese è rappresentata dalle anomalie termiche negative che si sono riscontrate in sede centro-europea e nelle zone settentrionali del paese a causa di una configurazione barica fortemente negativa sull'Europa centro-orientale, la quale ha condizionato il tempo sulle regioni alpine con frequenti ma modeste precipitazioni. Verso la fine del mese si riaffaccia al continente europeo una saccatura Nord-atlantica foriera delle prime vere piogge autunnali.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Il vero cambio stagionale dopo la torrida estate 2003 si concretizza quindi in ottobre, quando numerosi episodi perturbati riportano la neve sulla montagna lombarda. Il 4 e il 5 un fronte freddo riesce a scavalcare le Alpi generando per qualche ora correnti Sud-occidentali: al di sopra dei 2800 m cadono dai 20 ai 40 cm di neve fresca, distribuiti in modo particolarmente disomogeneo. I settori meglio riforniti sono l'Adamello (fino a 70 cm oltre i 2700 m), l'Alta Valtellina e il gruppo del Bernina. A fine evento la neve scende fino a 1700 m di quota. L'episodio, di scarsa rilevanza ai fini dell'accumulo, ha però il merito di chiudere definitivamente quella fase torrida e siccitosa che ha messo a dura prova la resistenza della popolazione e dell'ecosistema alpino ed europeo. Nella notte fra il 7 e l'8, intense correnti settentrionali impattano contro le Alpi provocando uno sfondamento con precipitazioni che si portano ben oltre i crinali di confine: arrivano altri 10-15 cm di neve in quota, velocemente ridistribuiti dal vento. I giorni che seguono vedono un graduale rialzo termico che provoca la fusione della neve nei versanti meridionali al di fuori delle superfici glaciali protette da quei pochi centimetri di neve che risultano fondamentali per impedire la ripresa della fase ablativa. Il giorno 18, ai 3150 m del sito nivologico del Ghiacciaio Pìsgana W si rinvengono 40 cm di neve compatta e portante. Il giorno 20, correnti Sud-occidentali portano 10-15 cm di neve oltre i 1500 m, mentre il 23 un fronte ben organizzato garantisce altri 40-50 cm oltre i 1500 m sulle Orobie occidentali e circa 20 cm nei restanti settori. Il limite delle neviccate rimane estremamente basso e sfiora i 1000 m a fine evento. A 3000 m, al suolo si va dai 50 ai 70 cm di neve deposta. L'aria fredda post-evento provoca le prime gelate anche nel fondovalle (- 3,3 °C a Sondrio il giorno 26).



Foto 2: i due modesti episodi del 4-5 e del 7-8 ottobre hanno il merito di chiudere la stagione di ablazione 2003. Il versante meridionale del M.Cevedale il 12 ottobre coperto da pochi centimetri di neve recente. (R. Moiola).

Photo 2: the two small precipitation events of 4th-5th and 7th-8th of October which stopped the 2003 ablation season. The Southern Slope of Mt. Cevedale, October 12, covered by few centimeters of new snow. (R. Moiola)

E' proprio l'aspetto termico che contraddistingue questo mese: a S. Antonio la media mensile si ferma a + 3,9 °C, ben 2,4 °C sotto la media storica; anche Sondrio presenta un valore medio mensile sottomedio di 2 °C. Dal 29 al 1 novembre si realizza l'evento perturbato più consistente della stagione autunnale: una profonda saccatura atlantica porta la pioggia in pianura e la neve, quella vera, in montagna. Ad Andalo, a cavallo fra il 31 ottobre ed il 1 novembre cadono 145 mm in 48 ore. A Sondrio 77 mm. La stazione ARPA "Alpe dell'Oro", posta a 2040 m nel cuore del settore Disgrazia-Mallero, fa segnare 108 mm di pioggia mista a neve. Quattro giorni con precipitazioni regalano dai 70-100 cm di neve delle Alpi Retiche e dell'Adamello ai 150-200 cm delle Orobie, come testimoniato dagli oltre 200 mm misurati a fine evento alla stazione ARPA del Lago di Fregaborgia (Val Brembana, 1955 m). Il limite delle neviccate, inizialmente posto a 800 m di quota, risale fino a 2000-2200 m per poi scendere di nuovo a 1800 m. In questo modo anche i ghiacciai di quota

medio-bassa ricevono il loro apporto di coltre bianca. Si innescano i primi fenomeni valanghivi di una stagione che, da questo punto di vista, risulterà particolarmente interessante. L'ottobre 2003 mostra bilanci idrici in leggero attivo in tutte le stazioni di riferimento.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	132,1 (+ 18,4 mm)	+ 1,3 (- 2,4)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	97,4 (+ 4,2 mm)	+ 3,9 (- 2,4)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	146,0 (+ 41,0 mm)	+ 10,3 (- 2,0)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	134,0 (+ 9,0 mm)	-

Novembre 2003

Andamento meteorologico generale

Caratterizzato da due connotazioni nettamente differenziate, il mese inizia sotto l'influenza della grande "ruota" depressionaria atlantica, apportatrice di precipitazioni. Poi la "porta atlantica" si chiude nuovamente, dando il via a un periodo più secco e, via via, più freddo a causa della strutturazione di un'alta pressione dinamica sul Nord Europa. Tale caratteristica si mantiene fino alla seconda decade del mese, quando la situazione muta radicalmente: il getto polare riesce a posizionarsi sulle basse latitudini europee ondulandosi progressivamente. Un cavo d'onda si stabilisce sulla regione iberica, inviando sulle nostre regioni miti e umidi venti meridionali, forieri di precipitazioni.



Foto 3: i ghiacciai di Pisgana E e W visti da Cima Bleis. Da poche ore si è conclusa la prima importante nevicata della stagione. Gli accumuli appaiono buoni ma non eclatanti, come dimostrano i crepacci ancora visibili. (02.XI.2003, R. Scotti).

Photo 3: the E and W Pisgana Glaciers from Cime Bleis after the first important snowfall of the winter season. The new snow is considerable, though not extraordinary, and crevasses are still visible (2nd November 2003, R.Scotti).

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Novembre continua il trend ottobriniano ma i numerosissimi episodi perturbati sono spesso di modesta entità. Da segnalare l'evento del 7-8, quando una goccia fredda in moto retrogrado da E verso W porta 30-40 cm sulle Orobie e in Adamello, con limite inferiore in risalita da 700 m a quasi 2000 m; altrove cadono solo pochi cm. L'episodio perturbato è seguito da un forte aumento delle temperature in quota, tanto che il giorno 9 ai 3015 m di Cima Presena si registrano + 4,4 °C. Questo episodio, sebbene di durata limitata, contribuisce al compattamento della nuova neve che non andrà immediatamente dispersa dal vento. Dopo il modesto episodio del 16-17 (10 cm sulle Orobie e in Adamello), si instaura una fase perturbata di estremo interesse: dal 22 al 29 una vasta saccatura convoglia correnti marcatamente sud-orientali sul Nord Italia. Il Piemonte e la Val d'Aosta raccolgono quantitativi di tutto rispetto, nevicata per una settimana intera. Sulle Alpi lombarde, spesso sfavorite da questo tipo di correnti, non sembra essere un periodo particolarmente produttivo. Ad Andalo nei sette giorni consecutivi con precipitazioni cadono soltanto 66 mm di pioggia, 41 dei quali il giorno 27. Ricostruendo l'andamento nivologico stagionale grazie alla stratigrafia eseguita il 18 giugno 2004 al sito

nivologico del Ghiacciaio del Lupo, si deduce che questo periodo della stagione potrebbe aver qui contribuito in modo consistente all'accumulo complessivo stagionale. I quantitativi sulle Retiche risultano effettivamente piuttosto modesti (40-50 cm di neve fresca) mentre più a S, nei settori più elevati delle Orobie si registrano quantitativi superiori al metro, poco meno in Adamello. Il limite delle nevicate resta sempre piuttosto elevato (2000-2400 m) ma risulta comunque proficuo per tutta la superficie glacializzata lombarda. A 3000 m la neve al suolo varia fra i 150 e i 200 cm, con zone di accumulo eolico fino a oltre 300 cm. Nonostante ciò, al *sito nivologico principale* del M. Sobretta il mese è poco redditizio, visto che lo spessore della neve risulta quasi invariato, passando da 108 a 112 cm. In tre stazioni meteorologiche, il mese è moderatamente umido, mentre rimane penalizzata Sils/Maria, che curiosamente riceve meno precipitazioni di S. Antonio.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	74,6 (– 37,6 mm)	– 0,1 (+ 1,7)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	96,8 (+ 17,6 mm)	+ 1,8 (+ 0,9)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	136,0 (+ 8,1 mm)	+ 6,5 (+ 0,0)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	156,0 (+ 1,6 mm)	–

Dicembre 2003

Andamento meteorologico generale

La prima parte del mese è ancora caratterizzata dalla vecchia circolazione depressionaria instauratasi sul Mediterraneo fin dalla terza decade di novembre. Il vortice depressionario però si isola sulla penisola iberica e, non più alimentato da aria fredda, si colma, esaurendosi in loco, liberando le nostre regioni da nubi e precipitazioni. Le correnti si dispongono quindi dai quadranti settentrionali per l'insorgenza di un'alta pressione sul vicino Atlantico. Tale trend prosegue, con lievi variazioni, fin verso la fine del mese, quando una vigorosa saccatura atlantica, pilotata dal vortice polare presente sull'Islanda, irrompe sul Mediterraneo provocando un guasto del tempo che si protrarrà fino ai primi giorni del nuovo anno.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Dicembre inizia con un modesto episodio che si conclude il giorno 3 con circa 15 cm di neve fresca nelle Orobie e 5-10 cm in Adamello oltre i 2000 m. Dopo i 5-10 cm del giorno 10, il mese prosegue secco e contraddistinto da correnti settentrionali che ridistribuiscono gli strati superficiali della neve autunnale. Fino a Natale il freddo in quota raggiunge valori notevoli, toccando punte di - 24 °C ai 3015 m di Cima Presena, con venti a tratti tempestosi. Durante queste giornate, che in pianura apparivano fredde ma limpide e assolate, le condizioni in quota erano estreme: il giorno 23, alla stazione meteo di Plateau Rosà, si registravano raffiche di vento intorno ai 100 km/h con una temperatura inferiore ai - 25 °C, condizioni proibitive per ogni attività umana e molto simili a quelle che si possono riscontrare in Antartide. Gli ultimi giorni del 2003 riportano la neve: una profonda depressione in spostamento da W verso E attiva intense correnti sud-occidentali; le precipitazioni iniziano nella serata del 27 e si concludono il giorno 2 gennaio. Il fronte freddo transita fra il 28 e il 29, quando in Alta Valle Spluga cadono 100 cm in 24 ore. La neve, grazie a un cuscinetto di aria fredda residuo, giunge a tratti fino al fondovalle (9 cm ad Andalo, 10 cm a Sondrio). A fine evento si contano 140 cm in Valle Spluga, 100-120 cm sulle Orobie, 90-100 cm sull'Adamello, 60-80 cm in Val Masino e Val Malenco e 50-70 cm in Alta Valtellina. L'attività valanghiva diventa intensa e redditizia per i ghiacciai ad accumulo indiretto.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	44,4 (– 11,9 mm)	– 4,0 (+ 1,2)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	31,3 (– 0,1 mm)	– 1,7 (+ 0,6)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	80,0 (+ 25,4 mm)	+ 2,3 (– 0,0)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	79,0 (+ 23,1 mm)	–

Gennaio 2004

Andamento meteorologico generale

I primi giorni del nuovo anno sono influenzati dalla depressione giunta nel Mediterraneo a fine dicembre. Quest'ultima, tuttavia, trasla verso levante, incalzata da un promontorio dell'alta pressione delle Azzorre che conquista gran parte dell'Europa occidentale. Il vortice depressionario atlantico, intanto, si rafforza progressivamente, rivaleggiando con il suo antagonista, l'anticiclone delle Azzorre, il quale riesce comunque a confinare il flusso perturbato appena a N delle Alpi. Tale situazione mantiene forti venti su tutta l'Europa

occidentale, con temperature sensibilmente sopra le media a causa dell'origine stessa della massa d'aria convogliata sul vecchio continente. Attorno alla seconda decade del mese il flusso occidentale si ondula, permettendo a una bassa pressione di scavare un minimo depressionario in prossimità dei nostri mari, con conseguenti precipitazioni. Ma non è che un evento isolato; la pressione aumenta nuovamente su tutta la parte centrale del continente, convogliando di conseguenza correnti fredde da N. Il mese si chiude con una nuova irruzione di aria fredda sull'Italia, con un coinvolgimento maggiore delle regioni adriatiche meridionali.



Foto 4: la nevicata del 28-31 dicembre ha portato 1 m di neve fresca in Val Gerola (Orbie valtellinesi) anche a quote modeste. Un furgone bloccato dalla neve presso Pescegallo (1425 m) testimonia l'intensità della precipitazione. (1 Gennaio 2004, R. Scotti).

Photo 4: the snowfall of December 28-31 brought 1 m of new snow to the Gerola Valley (Orbie valtellinesi), also at low elevations. A van blocked from the snow near Pescegallo (1425 m) testifies the intensity of the precipitations. (January 1, 2004, R. Scotti).

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Gennaio, esaurito l'episodio in comune con dicembre 2003, risulta piuttosto secco e soprattutto molto ventoso: la neve di dicembre viene costantemente ridistribuita, soprattutto alle alte quote. Il giorno 11 un fronte freddo impatta contro il pendio nord-alpino, a S: dopo una breve nevicata per sfondamento che porta circa 20 cm sulle Retiche e fino a 30 cm in alta Valle Spluga, il vento inizia a soffiare in modo insistente, ridistribuendo i recenti accumuli. L'unico episodio nevoso degno di menzione è quello del giorno 18, quando un minimo depressionario chiuso sulla Savoia propone una domenica mattina di intense nevicate sulle Orbie. Nel gruppo delle Grigne l'improvvisa bufera di neve provoca la morte di 2 escursionisti. La neve scende localmente fino a 500 m ma i quantitativi a fine evento risultano complessivamente piuttosto modesti (10 cm dei settori più settentrionali ai 40 cm delle Orbie). Da qui a fine mese le temperature in quota, particolarmente rigide, unite ad altri due episodi favonici (giorni 20-21 e 26-27) inframmezzati da due giorni con nebbia alta con limite superiore a 1500 m, provocano una ulteriore redistribuzione della neve recente. Le creste, anche oltre i 3000 m, risultano spazzate dal vento. Gennaio è un mese penalizzante per i ghiacciai lombardi. Le stazioni segnalano a fine mese un deficit pluviometrico, più marcato in fondovalle rispetto a S. Antonio e a Sils/Maria.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	33,1 (- 15,2 mm)	- 6,9 (- 0,1)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	18,0 (- 6,6 mm)	- 3,4 (- 1,2)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	12,0 (- 32,4 mm)	+ 0,9 (+ 0,1)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	15,0 (- 27,0 mm)	-

Febbraio 2004

Andamento meteorologico generale

La caduta di pressione sul medio Atlantico fa sì che sull'Europa occidentale e centrale si instauri un potente anticiclone dinamico a tutte le quote, alimentato da aria sub-tropicale proveniente dall'Atlantico a S del Portogallo. Ciò inibisce l'ingresso delle correnti umide atlantiche e favorisce i venti con direttrice settentrionale: ne consegue un periodo molto secco. Tale situazione, mutando lievemente dal punto di vista sinottico, si protrae per tutta la seconda decade del mese, allorché freddi venti nord-orientali, pilotati verso l'Italia dalla pulsazione dinamica dell'alta pressione sull'Inghilterra, scavano un canale depressionario a latitudini mediterranee. La depressione formatasi dal contrasto termico influenza tutto il bacino del Mediterraneo, favorendo precipitazioni moderate su tutti i settori alpini, nevose fino al piano.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Nei primi giorni del mese un vastissimo anticiclone di origine subtropicale si piazza sul Mediterraneo occidentale: le temperature in quota si alzano bruscamente e raggiungono valori estivi. Il giorno 4 lo zero termico in libera atmosfera raggiunge la quota di 3921 m (RS Milano Linate). Gli effetti dell'inversione termica sono evidenti quando si analizzino i dati dell'Alta Valtellina: il giorno 5, a Livigno S. Rocco (1800 m) la minima è di - 12 °C e la massima sale solo a + 5 °C, mentre, a pochi chilometri di distanza, presso la stazione "La Vallaccia" (2650 m) si hanno + 1 °C di minima e + 6 °C di massima. Nella medesima località, il giorno successivo alle 12:30 vengono registrati + 8,4 °C, ben 29 °C in più rispetto alla settimana precedente. Successivamente le temperature in quota si abbassano lievemente, mantenendo comunque l'inversione termica. I versanti meridionali vedono scomparire la neve fino a 2000 m mentre su quelli settentrionali non accade alcunché. Alle alte quote il rialzo termico favorisce la formazione di una debole crosta superficiale da fusione-rigelo utile nel rendere meno erodibili gli strati superficiali del manto nevoso. L'ultima decade regala un cambiamento radicale del tempo. Una profonda depressione pesca aria calda e umida dall'Africa settentrionale: le polveri sahariane risalgono velocemente lo stivale e ricadono copiose sul Nord Italia assieme alla neve. Sabato 21 febbraio la Lombardia si sveglia sotto un cielo di colore arancio intenso, nevicata anche in pianura, lo scenario è inusuale, fantastico. Impressione la quantità di polveri e sabbia che si depositano ovunque: la neve diventa rossa e si forma in questo modo uno strato marker utile per le indagini nivologiche successive. Dal 19 al 23 di Febbraio nevicata tutti i giorni sulle Alpi lombarde, con il limite delle nevicata che, a causa del richiamo caldo Sud-orientale, si alza repentinamente fino a 2000-2100 m nella serata del 21 per poi calare nuovamente a 1000 m. Anche in questa occasione i quantitativi a fine evento premiano in maggior misura le Orobie, che vedono accumuli di 100-140 cm. I settori più penalizzati risultano quelli Nord-orientali: in Alta Valtellina cadono solo 20-40 cm di neve fresca. Grazie a questo importante episodio, le stazioni del fondovalle ci consegnano un bilancio pluviometrico positivo mentre S. Antonio e Sils/Maria chiudono sottomedio di qualche millimetro. Per quanto attiene le temperature, il mese risulta in media a Sondrio, probabilmente a causa dalle persistenti inversioni termiche.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	24,1 (- 15,1 mm)	- 5,7 (+ 0,5)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	16,7 (- 5,9 mm)	- 0,5 (+ 0,6)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	51,0 (+ 8,5 mm)	+ 3,6 (+ 0,0)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	74,8 (+ 13,6 mm)	+ 4,2

Marzo 2004

Andamento meteorologico generale

Il mese inizia sotto l'influenza di freddi e secchi venti settentrionali, dovuti al posizionamento di un'alta pressione dinamica prima sulla Gran Bretagna e successivamente sulla penisola scandinava. Il contrasto tra masse d'aria di opposta origine (fredda e secca dalla Russia, mite e umida dal Mediterraneo), genera una struttura depressionaria sui nostri mari. Successivamente, la riorganizzazione della depressione islandese alle alte latitudini fa sì che le basse pressioni si mantengano lontane dalle zone alpine anche a causa del conseguente rafforzamento di una zona di alta pressione centrata sul Mediterraneo e l'Italia. Tale influenza si mantiene fino a tutta la seconda decade del mese che va assumendo caratteristiche via via sempre più primaverili. Nella terza e ultima decade del mese il flusso occidentale riesce ad abbassarsi di latitudine apportando nuove precipitazioni e un calo termico.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

La primavera meteorologica inizia con un episodio di indubbia importanza: il 10 e l'11 una intensa perturbazione spinge flussi Sud-orientali al suolo e Sud-occidentali in quota che provocano una nevicata d'altri tempi sulle Orobie. Anche in questa occasione, complici forse le correnti al suolo, il divario di accumulo fra la catena orobica e il resto del territorio montuoso lombardo appare fin troppo evidente, sicuramente più marcato del naturale "gap" che le Retiche devono pagare per la loro posizione più settentrionale. E' così che, mentre sulle Orobie cadono fino a 150 cm in 48 ore, in Alta Valtellina arrivano solo 10-30 cm, mentre sul resto della regione si ha mediamente mezzo metro di neve. I fiocchi scendono fino a quote molto basse e imbiancano di nuovo il fondovalle, accumulando 11 cm ad Andalo e 15 cm a Sondrio. In questo modo anche i paesi orobici di bassa quota ricevono accumuli eclatanti che si sommano al consistente manto nevoso già presente al suolo. Molte frazioni di Tartano rimangono isolate dalle valanghe, mentre in paese, a 1190 m, cadono 130 cm di neve fresca. Il post-evento risulta altrettanto importante visto che, una volta tanto, le correnti meridionali non lasciano il posto ai venti da N, consegnando così la neve fresca al potente anticiclone che si insedia sul Mediterraneo dal giorno 15. Le temperature in quota salgono

improvvisamente portando lo 0 °C a Milano Linate fino ai 3630 m del giorno 21. Il riscaldamento in quota, grazie anche al sole ormai alto in cielo, fornisce alla neve calore sufficiente per formare una crosta di ghiaccio superficiale (*firmspiegel*) di notevole consistenza, che risulterà utile a minimizzare gli effetti deflattivi del vento e a impermeabilizzare gli strati nevosi sottostanti. La fase anticiclonica si chiude il 22 quando un fronte da NW sfonda e provoca i primi fenomeni temporaleschi.



Foto 5: la nevicata del giorno 11 ha prodotto valanghe che hanno raggiunto i fondovalle e siti inusuali, fra faggi e castagni. Questo residuo (canalone del Purtuläsch in Val Lèsina, q. 600 m), nonostante la quota modestissima e l'esposizione sfavorevole, ha resistito in quel punto per più di un mese. (19 marzo, R. Scotti).

Photo 5: the snowfall of March 11 triggered several avalanches, that reached the main valley and also places not reached before, between beeches and chestnuts. This residual (Purtuläsch gully in the Lèsina valley, 600 m asl), in spite of the very low altitude and unfavourable exposition, lasted more than one month in that position. (March 19, R. Scotti).

Nei due giorni successivi correnti Sud-orientali spinte contro la barriera alpina da una depressione sul centro Italia portano altra neve sulle Alpi, con limite inferiore sui 900-1000 m. A fine evento si contano 30-40 cm sulle Orobie e 10-20 cm altrove. Il 26 e il 27 flussi orientali portano ancora un po' di neve lungo i crinali (25-30 cm nelle Orobie meridionali, pochi centimetri altrove). Grazie principalmente all'episodio del 10-11, marzo chiude sopra la media nel fondovalle mentre ancora una volta risulta penalizzata l'Alta Valtellina, visto che S. Antonio riceve solo 13,5 mm. Qui, la temperatura media, nonostante la fase anticiclonica, risulta di 1,8 °C al di sotto della media.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	28,3 (- 15,9 mm)	- 3,5 (- 1,3)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	13,5 (- 14,5 mm)	+ 0,5 (- 1,8)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	79,0 (+ 26,1 mm)	+ 7,3 (- 0,1)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	82,0 (+ 13,3 mm)	+ 7,8

Aprile 2004

Andamento meteorologico generale

Durante la prima metà del mese la "porta atlantica" rimane aperta verso l'Europa, consentendo l'ingresso sul continente europeo di perturbazioni frequenti, seppur non intense. Le zone di alta pressione infatti rimangono relegate dal basso Atlantico e sull'Est europeo. Verso la terza decade sembra instaurarsi una circolazione anticiclonica dai connotati più stabili con un'alta pressione in espansione dalla Spagna verso la Scandinavia. Negli ultimi due giorni del mese però, una forte depressione atlantica riesce a posizionarsi sulla Francia con conseguenti precipitazioni (anche abbondanti) sulle regioni alpine, favorite dagli umidi venti meridionali che tale depressione richiama dal Mediterraneo.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Aprile quest'anno non risulta particolarmente propizio all'accumulo nivale specialmente per i settori più settentrionali che, a questo punto della stagione, abbisognano maggiormente di un recupero di massa. I numerosi - localmente numerosissimi - episodi perturbati sono quasi sempre di scarsa consistenza. Dal giorno 3 al 6 deboli precipitazioni localizzate portano pochi cm di neve oltre i 2000 m. Una breve fase favonica il 7 e l'8 non provoca danni al manto nevoso grazie ai cicli di fusione e rigelo tipici della stagione primaverile. Il giorno 10 una colata di aria artica si inserisce nel Mediterraneo occidentale innescando correnti Sud-orientali: la neve scende ancora a 700 m e porta accumuli di 15-30 cm, con picchi di 40-45 cm nelle Orobie occidentali. Dopo una fase interlocutoria senza precipitazioni, dal giorno 15 fino al 18 si hanno deboli precipitazioni con apporti modesti ovunque (5-20 cm). Questo periodo si conclude il 19 con il passaggio di un intenso fronte atlantico che porta precipitazioni decisamente più consistenti. Anche in questa occasione la distribuzione degli

accumuli appare molto disomogenea. Mediamente cadono dai 30 ai 40 cm di neve, che diventano 70-75 nelle Orobie occidentali (70 cm in 24 h alla diga di Trona in Val Gerola). Il limite delle nevicate, che si era mantenuto nei giorni precedenti sui 1600-1800 m, crolla a 700 m. Dopo un breve episodio favonico, si innesca una fase umida, ma piuttosto calda, che proseguirà poi nel mese successivo. Il giorno 30 ancora neve, ma solo sulle Orobie (20-30 cm), con limite inferiore, dopo lungo tempo, oltre i 2300 m. Nel complesso i numerosi eventi perturbati non sono stati sufficienti a portare in media le precipitazioni sulla montagna lombarda. Il deficit, per l'ennesima volta, è più grave nei settori più settentrionali (- 25,2 mm a S. Antonio e - 32,5 mm a Sils/Maria). Dal punto di vista termico le temperature sono rimaste nella media.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	40,8 (- 29,5 mm)	+ 1,1 (+ 0,6)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	26,2 (- 25,2 mm)	+ 4,7 (+ 0,1)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	55,0 (- 10,3 mm)	+ 11,9 (+ 0,4)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	99,0 (- 13,9 mm)	+ 12,2



Foto 6: il M. Disgrazia con il ghiacciaio omonimo visto dal M. del Forno il 12 aprile. L'innevamento appare esteso ma non molto consistente. (R. Scotti).

Photo 6: Mt. Disgrazia and its glacier from Mt. del Forno on April 12. The snow cover is remarkable, but consistency is low. (R. Scotti).

Maggio 2004

Andamento meteorologico generale

La prima metà del mese è caratterizzata da un susseguirsi di depressioni atlantiche. Queste ultime interessano l'Europa centro-meridionale, e quindi le Alpi, apportando ingenti precipitazioni. Tale stazionarietà è dovuta all'azione di blocco esercitata a E e a N da un forte anticiclone dinamico; la depressione, continuamente rifornita e rin vigorita da aria fredda atlantica, è così costretta a rimanere sul posto, interessando le stesse regioni per più giorni. Il blocco a oriente si risolve definitivamente dopo la metà del mese, consentendo una rimonta anticiclonica dal vicino Atlantico verso l'Europa centrale, precedentemente sede di sistemi depressionari. La stagione, nel suo avanzare, determina un indebolimento del vortice polare e la conseguente affermazione, sul vicino Atlantico e sull'Europa centro-occidentale, dell'anticiclone delle Azzorre, figura barica capace di stabilizzare il tempo per lunghi periodi.



Dati e commenti dalla montagna lombarda

Il mese inizia nel migliore dei modi: una goccia fredda sulla Francia, rinvigorita in seguito da una saccatura atlantica, garantisce pioggia al piano e neve in quota fino al 9 del mese. Ad Andalo, prendendo in considerazione anche gli ultimi giorni di aprile, si verificano precipitazioni per 12 giorni consecutivi. Il limite delle nevicate resta sopra i 2000-2300 m fino al 4 poi, fra il giorno 5 e il 6, nel momento centrale della perturbazione, cala fino a 1500 m e per breve tempo fiocchi bagnati scendono fino a 900 m. Le precipitazioni dei primi giorni del mese, piovose fino ad alta quota, appesantiscono il manto nevoso provocando, fra il 4 e il 5 un eccezionale episodio di attività valanghiva.

Foto 7: 20 maggio: trincea al sito nivologico Campo N nel Livignasco, 220 cm di neve con caratteristiche meccaniche piuttosto scadenti. (A. C. Galluccio).

Photo 7: May 20: a ditch at the snow-site of Campo N, in the Livigno region (A. C. Galluccio), 220 cm of snow with poor mechanical characteristics.

Sotto i 2200 m, nelle Orobie occidentali si staccano lastroni di fondo di dimensioni straordinarie, valanghe che non si vedevano dal 1985 e prima ancora dall'annata 1977-78. L'intero anfiteatro di Pescegallo (Alta Val Gerola) crolla generando una slavina che piomba sulle piste, fortunatamente chiuse da pochi giorni, e seppellisce alcuni piloni dello ski-lift. Nel complesso l'evento porta dai 40 ai 60 cm di neve fresca su tutti i settori con picchi di 90-120cm sulle Orobie. Alla stazione "La Vallaccia" cadono 86,4 mm di pioggia e/o neve fusa. Il giorno 5, nella medesima stazione, grazie a 50 cm di neve fresca, si tocca il massimo accumulo stagionale al suolo (300 cm). Il giorno 11, al Lago d'Inferno (Val Gerola, 2100 m) si misurano 400 cm di neve al suolo. L'evento risulta quindi uno fra i più intensi dell'intera stagione, soprattutto per i settori Retici. Con la fine di questo episodio si conclude la stagione di accumulo e inizia, piuttosto precocemente, quella di ablazione. I processi dissolutivi stentano però a innescarsi grazie alle temperature che rimangono rigide. Alla stazione "La Vallaccia" le minime risultano sempre sottozero fino al giorno 18, quando salgono per pochi giorni per poi ripiombare di nuovo sottozero dal 22 al 30. La seconda e la terza decade risultano così, grazie ai frequenti venti settentrionali, secche e piuttosto rigide, cocktail ideale per un buon assestamento della neve primaverile. La modesta scaldatura che si ha fra il 16 e il 22 del mese si fa sentire soprattutto in fondovalle, dove il 19 si sfiorano i primi 30 °C stagionali. Il rigelo notturno non manca mai e la neve mantiene condizioni quasi invernali per tutto il mese. Se aggiungiamo l'assenza quasi completa di precipitazioni dilavanti, possiamo considerare il mese di maggio 2004 come un mese "tipo" per l'accumulo e la conservazione del manto nevoso alla medio-alta quota alpina. I dati dalle stazioni confermano quanto detto: a S. Antonio la temperatura mensile si attesta a + 8,2 °C, 1,4 °C sotto la media. Anche a Sondrio la media risulta più rigida del consueto seppur di poco. Dal punto di vista pluviometrico si registra un deficit di 14,7 mm in alta Valtellina e uno ben più marcato di 40 mm ad Andalo causato dalla quasi totale assenza di precipitazioni nella seconda parte del mese, di norma invece assai proficua per la bassa Valtellina.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	75,7 (- 7,0 mm)	+ 4,6 (- 1,4)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	49,8 (- 14,7 mm)	+ 8,2 (- 1,4)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	82,0 (+ 7,2 mm)	+ 15,2 (- 0,4)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	85,0 (- 40,0 mm)	+ 15,2

B - STAGIONE DI ABLAZIONE

Giugno 2004

Andamento meteorologico generale

Il primo mese estivo si apre sotto l'influenza di aria fredda in quota a causa della pressione relativamente bassa negli strati atmosferici superiori: sullo scacchiere europeo manca infatti una struttura barica definita. Col passare dei giorni l'estate si afferma sullo scenario europeo grazie all'espansione di una prima onda calda sul Mediterraneo attorno al 10 del mese con temperature assai alte. Fortunatamente questo primo episodio dura poco: una pulsazione dinamica dell'alta pressione sub-tropicale, responsabile della precedente ondata di calore, verso la Scandinavia, consente l'ingresso di freschi venti nord-orientali apportando un discreta instabilità. Tale situazione permane fin quasi alla fine del mese, con frequenti irruzioni di aria fresca atlantica, ma poi attorno al 27 del mese si prepara una seconda ondata calda anche se più lieve della prima, a causa di una nuova espansione dell'anticiclone subtropicale sull'Italia.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Il mese di giugno 2004 risulta fortunatamente piuttosto dissimile dai precedenti del 2003 e 2002, due annate che segnarono parossismi termici inusitati: se nel 2003 tale mese risultò il più caldo della serie storica ultracentenaria di Sils/Maria grazie ai suoi + 13,4 °C (4,8 °C oltre la media), i + 9,7 °C del 2004 appaiono di un altro mondo, pur costituendo comunque un valore un poco più alto della norma. Conferme provengono dalle altre stazioni di riferimento, che vedono più penalizzato il fondovalle a motivo dei frequenti venti di caduta che provocano un riscaldamento sproporzionato alle quote più basse a causa del gradiente adiabatico molto elevato. È il dato pluviometrico però che caratterizza il mese in esame: le piogge sono quasi completamente mancate proprio in uno dei periodi di norma più piovosi. Le conseguenze maggiori le ha pagate l'alta quota alpina, che sovente in questo periodo della stagione gode di apporti nevosi importanti prima del vero inizio dell'ablazione. Il deficit idrico, consistente su tutto il territorio, appare clamoroso in bassa Valtellina (- 135,1 mm ad Andalo). Come nel mese precedente, l'umidità relativa sempre piuttosto bassa a causa dei venti settentrionali ha favorito in qualche modo i processi di rigelo notturno, tuttavia frequentemente inibiti dalle alte temperature in quota. Tre ondate calde, intervallate da due repentini cali della temperatura, sono state assai deleterie per il manto nevoso, soprattutto dove questo presentava già spessori limitati. Il giorno 10 lo 0 °C a Milano Linate supera per la prima volta la soglia dei 4000 m e in fondovalle si passano i 34 °C. La modesta nevicata del giorno 20, che regala una spolverata fino a 2100 m (30 cm a 2500 m e fino a 40-50 cm a 3000 m), è solo una breve parentesi e appare del tutto insufficiente nel rallentare l'ablazione: infatti dal giorno 23 ricomincia a fare caldo, lo zero termico sfiora i 4300 m e in fondovalle si va ancora a 33 °C. Nel complesso, giugno appare solo lievemente più caldo della media in alta quota, pur risultando piuttosto sfavorevole a causa della scarsa nuvolosità che, nei giorni in cui il sole è alto nel cielo, provoca un intenso irraggiamento solare diretto sulle superfici glaciali.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	55,0 (– 72,1 mm)	+ 9,7 (+ 0,5)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	34,4 (– 71 mm)	+ 13,6 (+ 0,8)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	34,0 (– 67,6 mm)	+ 20,7 (+ 1,9)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	46,0 (– 135,1 mm)	+ 21,5

Luglio 2004

Andamento meteorologico generale

Il mese più caldo dell'anno (su base statistica) inizia sotto l'influenza della depressione Nord atlantica (segnatamente al Nord) con temperature nelle medie del periodo e qualche precipitazione. La dislocazione delle principali figure bariche rimane pressoché stabile fino a tutta la prima metà del mese, con la circolazione depressionaria che fa affluire umidi e freschi venti dall'oceano. La situazione muta dopo il 15 del mese, allorquando si riaffaccia sull'Europa occidentale l'anticiclone delle Azzorre, che apporta un ristabilimento delle condizioni meteorologiche. Tale struttura, inizialmente mite, riceve un successivo contributo Nord-africano, ma la durata di questa situazione è fortunatamente breve e, già dal 25 correnti Nord atlantiche apportano un gradevole refrigerio fino alla fine del mese.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

L'estate prosegue senza scossoni e l'inizio di luglio porta finalmente un po' di pioggia per l'assetato fondovalle. La prima decade vede precipitazioni praticamente quotidiane seppur di modesta entità. La neve cade solo oltre i 3200-3300 m senza mai scendere al di sotto dei 3000 m: la pioggia dilava l'innnevamento alle quote inferiori. A causa della nuvolosità persistente, le temperature al suolo non raggiungono valori elevati che sono invece piuttosto importanti in quota (lo 0 °C oscilla intorno ai 3800 m). Il giorno 9 il limite delle nevicata scende finalmente sotto i 3000 m e la neve per poche ore raggiunge anche il passo dello Stelvio. Ma è solo un esordio: dal 10 al 12 le temperature calano decisamente e il passaggio di un fronte freddo porta prima la grandine, violenta sulle Orobie, poi la neve che scende fino ai boschi: Livigno, Solda e il Tonale si imbiancano. Più in alto gli accumuli sono comunque modesti e oltre i 2000 m si annotano dai 30 cm del gruppo del Disgrazia ai 10-15 cm del Passo dello Stelvio. Il classico freddo post-evento dura però solo pochi giorni: il 16 infatti le temperature si impennano bruscamente e lo 0 °C torna a quota 4000 m. Dal 21 al 24 si verifica l'ondata di caldo più intensa dell'estate, con lo 0 °C che a Milano Linate supera i 4400 m. Le temperature in fondovalle sfondano i 35 °C. Fortunatamente la calura dura poco e il 25 le temperature in quota tornano sotto la media del periodo, per poi ricominciare a salire negli ultimi giorni del mese. Nel complesso, luglio risulta un mese nella norma dal punto di vista pluviometrico, soprattutto nei settori più settentrionali, mentre dal punto di vista termico è leggermente sotto media nelle due stazioni retiche di

riferimento. La nevicata del 10-12 ha permesso un risparmio di ablazione piuttosto limitato, sia per gli scarsi accumuli di neve fresca sia per il decorso post-evento, non del tutto favorevole. A fine mese la neve inizia a scomparire dai bacini di accumulo oltre i 3000 m mentre numerosi apparati valanghivi presentano ancora un innevamento esteso e consistente.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	111,1 (+ 5,5 mm)	+11,0 (- 0,5)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	117,9 (+ 11,5 mm)	+ 14,3 (- 0,5)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	91,0 (- 5,5 mm)	+ 21,5 (+ 0,3)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	89,0 (- 43,6 mm)	+ 22,4

Agosto 2004

Andamento meteorologico generale

Il mese di agosto apre i battenti con temperature nuovamente elevate su tutta la penisola a causa dell'espansione verso NE dell'anticiclone sub-tropicale. Quello che fu il protagonista del terribile mese di agosto dell'anno precedente, ha però vita breve. Tale espansione, infatti, isola una cellula anticiclonica sulla Scandinavia la quale condiziona il tempo per la prima quindicina di agosto, inibendo le espansioni verso NE delle ondate di caldo provenienti dal Nord Africa. Dopo la metà del mese si assiste a un temporaneo guasto del tempo sulle regioni settentrionali italiane a causa dell'instaurarsi di correnti da SW associate a una depressione posizionata su Francia e Gran Bretagna. Quest'ultima, ostacolata nel suo movimento verso levante da un anticiclone presente sull'Est europeo, non riesce a entrare in modo franco sulle nostre regioni: conseguentemente le precipitazioni non risultano intense. La situazione si risolve attorno al 20 del mese, con l'affermarsi di correnti maggiormente settentrionali e quindi più fresche e secche.



Foto 8: il versante settentrionale dei Pizzi Palù (CH) dal Munt Pers dopo la nevicata del 21 agosto. La neve recente maschera solo parzialmente la modestia dell'accumulo residuo. (22 agosto 2005, R. Scotti).

Photo 9: the Northern Slope of Piz Palù (CH) from the Mt. Pers after the snowfall of August 21. Under the new snow, the scarce residual snow cover is evident (22nd of August 2004, R. Scotti).

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Un agosto fresco e con un finale anticipato potrebbe comunque ancora, a scala regionale, regalare una situazione positiva per il bilancio nivo-glaciale. Niente di tutto ciò accade: i primi 12 giorni del mese, contraddistinti da nuvolosità spesso intensa e da frequenti temporali e rovesci di debole intensità, non consentendo in alcun caso il fondamentale rigelo notturno dissolvono la neve residua, che scompare senza vedere il sole. L'andamento delle temperature risulta particolarmente interessante: la persistente nuvolosità in presenza di masse d'aria molto calda ad alta quota mantiene relativamente basse le temperature sotto i 3200 m così che, con lo 0 °C che sale ad altezze elevatissime (4766 m il giorno 12), la temperatura a 3000 m non va oltre i 7 °C e a 1500 m si mantiene stabile sui 14-16 °C, in linea con la media 1973-2004. I dati di terreno ci assicurano che questo periodo è risultato tremendamente penalizzate per la conservazione della neve residua. Dal giorno 13 fino al 16 le correnti cambiano temporaneamente ed entra il fohn, l'aria si asciuga per qualche

giorno ma le temperature in quota non accennano a calare, tanto che il limite delle deboli nevicate portate da N non va sotto i 3300-3500 m. Dal 17 al 20 ricominciano le giornate grigie e umide, in montagna fresche e piovose quel tanto che basta per spazientire i numerosi turisti che affollano le Alpi e che non riescono quasi mai godere di una giornata di sole. Il 21 la situazione si sblocca temporaneamente: con il passaggio di un fronte freddo torna la neve in montagna e le correnti ruotano nuovamente da N. La neve scende fino a 2400 m sulle Retiche mentre sulle Orobie cade quasi esclusivamente grandine. I settori più colpiti risultano il Bernina e l'Alta Valle, ma soprattutto l'Adamello, che raccoglie fino a 40 cm oltre i 3000 m. Dopo tre giorni le temperature ricominciano a salire quel tanto che basta per far riprendere l'ablazione, seppur non intensa, fino a fine mese. Le giornate di sole in questo agosto si contano sulle dita di una mano mentre sembrano tantissimi i 19 giorni con precipitazioni ad Andalo, soprattutto se si considera che le precipitazioni complessive risultano comunque di ben 53,3 mm sotto la media. Le temperature nelle stazioni di rilevamento presentano valori piuttosto bassi grazie alla nuvolosità che ha mantenuto le massime su valori modesti, inibendo però il rigelo notturno. A questo punto della stagione la situazione dei ghiacciai lombardi è già abbastanza chiara: la neve di origine diretta è scomparsa in tutti i settori. Altresì i ghiacciai ad accumulo valanghivo presentano un consistente innevamento che verrà intaccato solo in parte nel mese successivo.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	150,7 (+ 27,2 mm)	+ 11,1 (- 0,7)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	81,1 (- 13,8 mm)	+ 14,2 (- 0,7)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	59,0 (- 55,2 mm)	+ 21,5 (+ 1,0)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	102,0 (- 53,3 mm)	+ 21,9

Settembre 2004

Andamento meteorologico generale

Il mese si apre con connotati prettamente estivi: temperature elevate e precipitazioni scarse o assenti. L'alta pressione sub-tropicale insiste infatti su tutta l'Europa occidentale, posizionandosi successivamente sulle isole britanniche, sbarrando così la strada agli umidi venti atlantici. Un radicale peggioramento delle condizioni avviene intorno alla seconda decade del mese, quando la depressione semipermanente d'Islanda riesce a penetrare nel Mediterraneo centrale con la sua parte più meridionale. Ma non è altro che un episodio isolato: le correnti si dispongono da N a causa di una cellula di alta pressione sul vicino Atlantico e la fase secca continua fino alla fine del mese.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Settembre, un tempo primo mese della stagione di accumulo, negli ultimi anni mostra la tendenza a divenire un periodo cardine della fase di ablazione. Nel 2004, la prima metà del mese, con lo 0 °C costantemente sopra i 4000 m, rappresenta ad esempio il momento clou dell'ablazione glaciale. Nel fondovalle si superano ancora i 30 °C il giorno 4. Solo i ghiacciai con forte protezione orografica riescono a non depauperare la poca neve residua, mentre per tutti gli altri la fusione riprende in grande stile, ingrossando nuovamente i torrenti ablatori. Il 16 un fronte freddo da N porta fino a 40 cm di neve a 3000 m mentre solo pochi cm cadono sulle lingue glaciali. L'ablazione si blocca però solo per pochi giorni: dal 19 le temperature ricominciano a salire e la poca neve fresca scompare di nuovo. Fra il 25 e il 26 un fronte freddo da N provoca un drastico abbassamento delle temperature in quota, con solo pochi centimetri di neve a imbiancare i crinali di confine. La fusione si blocca nuovamente ma dal 28 fino al 10 del mese di Ottobre le temperature si alzano nuovamente riattivando così i processi di fusione sui ghiacciai con esposizione sfavorevole. Complessivamente si può dire che, dopo un inizio mese disastroso per tutta la criosfera lombarda, nella seconda metà l'ablazione è stata piuttosto limitata nei settori sommitali mentre è risultata sempre piuttosto intensa alla quota delle fronti. Al sito nivologico del M. Sobretta in questo mese se ne vanno ben 64 cm di ghiaccio; è il settembre più penalizzante dal 1997-1998, da quando cioè sono iniziati i controlli nivologici in questo sito. I dati dalle stazioni meteorologiche di riferimento sono chiari: il mese si è concluso mediamente con 1,5 °C sopra la media. Il deficit pluviometrico va dai 97 mm di Andalo ai 31 mm di S. Antonio.

Stazione meteorologica	precipitazioni in mm (variazione rispetto alla media)	temperatura in °C (variazione rispetto alla media)
Sils/Maria - 1802 m/s.l.m.	36,0 (- 64,6 mm)	+ 8,8 (+ 1,4)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	42,1 (- 31,0 mm)	+ 12,1 (+ 1,7)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	26,0 (- 64,5 mm)	+ 18,6 (+ 1,2)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	41,0 (- 97,0 mm)	+ 19,1

BIBLIOGRAFIA

Fonti dei dati meteorologici e nivologici:

ARPA LOMBARDIA - Centro monitoraggio geologico e Centro nivo-meteorologico - Dati idrometeorologici 1987-2003, www.arpalombardia.it/meteo/index.htm.

ASSOCIAZIONE METEONETWORK www.meteonetwork.it (dati sui radiosondaggi).

BANCA POPOLARE DI SONDRIO (stazione meteo al Passo dello Stelvio) <http://webcam.popso.it/stelvio.php>.

BEGERT M., SCHLEGEL T., KIRCHHOFFER W. (2005) - *Homogeneous Temperature and Precipitation Series of Switzerland from 1864 to 2000*. International Journal of Climatology 25: 65-80.

METEOTRENTINO (P.so Tonale, C.na Presena e C.ma Presena), www.meteotrentino.it.

METEOSCHWEIZ (serie Sils/Maria, Corvatsch, Robbia, Samedan, S. Bernardino), www.meteosvizzera.ch.

UNIVERSITY OF WYOMING <http://weather.uwyo.edu> (dati sui radiosondaggi).

Web-cam:

ADAMELLO SKI (web-cam Passo del Tonale) www.adamelloski.com.

APT LIVIGNO (web-cam di Livigno) www.aptlivigno.it.

FU-PES (web-cam Pescegallo - Val Gerola) www.valgerolasci.it.

VALTINE (web-cam varie) www.webcam.valtline.it.

WEB-CAM ENGADINESI, www.engadin.ch.

Ringraziamenti

Molti dei dati e delle osservazioni contenuti in questo testo sono frutto dei sopralluoghi degli autori e delle indispensabili segnalazioni fornite dagli operatori SGL e dei meteo-amatori dell'associazione meteonetwork. Un particolare ringraziamento va a: Giuseppe Cola, Fabio Pozzoni, Francesco Rota Nodari, Domenico Fenio, Roberto Boletti, Virgilio e Diego Rava, Andrea Lionetti, Franco Scotti, Stefano Losa, Matteo Marzà, Marco Francsi, Luca Colzani, Marco Ioli, Davide Sironi, Enrico Bertoli, Davide Patriarca, Angelo Ronconi, Gian Mario Lucini, Gianluca Moroni.

Aknowledgments

Most of the data and the observations presented in this report are the results of field investigations and essential communications between SGL members and the meteo-amateurs of the meteonetwork association. A special aknowledgement goes to: Giuseppe Cola, Fabio Pozzoni, Francesco Rota Nodari, Domenico Fenio, Roberto Boletti, Virgilio e Diego Rava, Andrea Lionetti, Franco Scotti, Stefano Losa, Matteo Marzà, Marco Francsi, Luca Colzani, Marco Ioli, Davide Sironi, Enrico Bertoli, Davide Patriarca, Angelo Ronconi, Gian Mario Lucini, Gianluca Moroni.

ABSTRACT

L'anno idrologico 2003-2004 nelle Alpi Centrali italiane è stato caratterizzato da una stagione di accumulo ricca di episodi nevosi, ben distribuiti nel corso dei mesi, la cui permanenza al suolo è però stata ostacolata dall'azione erosiva del vento, che ha depauperato l'alta quota di buona parte degli accumuli invernali. Molto efficace l'attività valanghiva in ambito glaciale ed extraglaciaie. La stagione di ablazione è trascorsa senza parossismi termici ma è iniziata precocemente e si è prolungata per buona parte del mese di settembre. Al termine della stagione di ablazione si ravvisa un notevole gap nivometrico in favore di Alpi Orobie, Valle Spluga e Adamello meridionale rispetto al resto della regione.

Parole chiave: *Alpi Centrali italiane, anno idrologico 2003-2004*

The hydrological year 2003-2004 on the Central Italian Alps was characterized by an accumulation season with several snowfall events, homogeneously distributed throughout the months. However the wind erosion significantly reduced the winter accumulation at the highest elevations. Very effective, for the preservation of the ice, was the avalanche activity. The ablation season, though not characterized by extremely hot periods, was nevertheless both premature and prolonged into October. At the end of the ablation season, only the Orobie Alps, Spluga Valley, Southern Adamello Group and a few scattered glaciers in the other sectors showed a positive balance.

Keywords: *Italian Central Alps, hydrological year 2003-2004*

L'année hydrologique 2003-2004 chez les Alpes Centrales Italiennes a fait enregistrer une saison d'accumulation avec beaucoup de chûtes de neige pendant toute la période. Mais la neige au sol a subi une grande action d'érosion par le vent, qui a réduit la couche neigeuse de l'hiver aux hautes altitudes. L'activité des avalanches a été très efficace au niveau glaciaire et extra-glaciaire. La saison d'ablacion n'a pas enregistré de sensibles différences du climat, mais elle a commencée très tôt et elle s'est terminée au mois de septembre. A la fin de cette période, on a observé un sensible écart nivométrique chez les Alpes Orobie, la Vallée Spluga et le group Adamello méridional par rapport aux autres groupes montueux de la région.

Mots clés: *Alpes Centrales Italiennes, année hydrologique 2003-2004*

THE HYDROLOGICAL YEAR 2003-2004 IN THE LOMBARD ALPS: SNOW AND METEOROLOGICAL NOTE

Results of the 2004 glaciological campaign in the Italian Central Alps (Lombardy).

by SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO and by

CENTRO NIVOMETEOROLOGICO REGIONALE DI BORMIO (ARPA)

in collaboration with: L. Bonetti, A. Praolini, E. Meraldi, F. Berbenni, S. D'Adda, M. Butti, V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, A. Tamburini, A.C. Galluccio, M. Maggioni, M. Lojaco, C. Scolari, F. Rota Nodari.

1 - SUMMARY OF MAIN EVENTS

The 2003-2004 hydrological year in the Central Alps can be summarized as follows:

- several snowfall events homogeneously distributed over the accumulation period.
- strong wind erosion of the snow cover, which partially removed the snow accumulated during the winter season.
- remarkable differences of snow accumulations in the Orobic Alps, Spluga Valley and Southern Adamello Group, as compared with other Central Alps sectors.
- extremely effective avalanche activities.
- a prolonged, though not very hot, ablation season with few snowfall events.

2 - SUMMARY OF THE ACCUMULATION SEASON (October-June)

The 2003-2004 accumulation season was characterized by a mostly homogeneous distribution of precipitations throughout the period. The prolonged dry periods, so common in the climatic history of the Alps in the past 20 years, were missing. The main events of this period took place on October 31-November 1, November 22-29, December 28-January 2, February 19-23, March 10-11, April 28-May 9. In between several minor events were also recorded. The most prolonged dry periods, though non very long, occurred in February and between May and June. Worth mentioning was the non-homogeneous *spatial distribution* of precipitations; the map of mean regional precipitations and the snowfalls historical series show that the Central-Eastern Rhaetian sectors, particularly the Upper Valtellina, have been the driest sectors of the Lombard Alps. The greater snowfall accumulation of the Spluga Valley, Orobic Alps and Southern Adamello Group could be explained both by the number of snowfall events and by total amount of accumulations in these sectors, in some cases exceeding by as much as 60% that of the other sectors. At the Sils/Maria and S. Antonio Valfurva stations, the 2003-04 total precipitations were respectively the second and the third worst results of the whole measurement period. As already mentioned, snow accumulation was above average in the Orobic sector, with the second largest accumulation after the extraordinary 2000-2001 season. In other sectors, the scant precipitations of the accumulation period were accompanied by strong northerly winds, particularly in the middle and upper regions of Lombardy. The recent snow cover, which because of the low temperatures had poor mechanical characteristics, was therefore easily removed by the wind. Only February registered an efficient snow accumulation, thanks to a temperature increase before and after each snowfall. Although not really important from a glaciological perspective, it is worth mentioning a slightly negative temperature anomaly during the cold season.

Table 1: see page 72

3 - SUMMARY OF THE ABLATION SEASON (June-September)

The interesting characteristics of the ablation season will require further detailed analyses from researchers. If the very hot 2003 summer, with its prohibitive thermal conditions, produced a linear response both from snow covers and glaciers, the end of the 2004 summer, despite being characterized by not-so-hot temperatures, also showed a very negative balance for snow and ice. During 2003, at the snow-site of M. Sobretta (3170 m a.s.l.) 250 cm of snow and 233 cm of ice were melted (3297 mm of water equivalent); this year 198 cm of snow and 213 cm of ice (2821 mm w/e) disappeared, despite the fact that the mean summer temperature in S. Antonio Valfurva was 2,1 °C lower. The source of this anomalous behavior should not be traced back to a lack of summer precipitations, almost rare and not particularly negative for the glaciers; the explanation is probably to be found in the crystallographic characteristics of the residual snow and the meteorological conditions during the first decade of August, both of which need further, detailed analyses; the non linear response of glacial masses to extreme temperatures should also be studied. The continuous ice losses and surface reductions of the last years, which in turn altered the microclimate around the glaciers, are likely to induce more pronounced superficial melting, atmospheric temperatures being equal. This

* Servizio Glaciologico Lombardo & Associazione Meteonetwerk.

hypothesis could probably explain the very low loss of water equivalent mm during the summer 2001, when an extraordinary snow cover, both for quantity and crystallographic quality, also covered the non-glacial areas. The 2004 ablation season will be remembered for a very dry and windy (foehn) June; a quite contradictory July, with hot waves followed by colder periods; a humid though not very rainy August and a particularly warm and dry September. An additional negative effect was also represented by the abnormally prolonged ablation season: from May 13 to October 10: 5 months or 151 days; this was a key factor, also considering that the usually intense snowfall of June and of the second half of August were missing. If we add these new factors to the always increasing mean temperatures, we should probably reconsider the current thinking that the decreasing precipitations are main cause of the glacier's negative mass balance.

Tab. 2: see page 73

4 - ANALYSES BASED ON HISTORICAL DATA FROM THE SILS/MARIA STATION

By analyzing the mean monthly temperatures and precipitations of the 2004 hydrological year, the dramatic crisis of Lombardy's criosphere could be easily explained. With the exception of October and August, all other months registered a below-average snow accumulation, with a maximum deficit during September and June. A clear message also came from temperature data: all months were warmer than the century-long average value; only October - an old-style month, actually! - was 1.3 °C colder than the average while May matched the average value. Significant were the +1.1 °C for June and +1.4 °C for September. It is also necessary to point out that the mean value for the 1864-2004 reference period does not imply an equilibrium condition for the glacial masses: during this period the Roseg, Tschierva and Morteratsch glaciers, all closed to Sils/Maria, had a practically constant withdrawal². We should also consider the fact that the reduced dimensions of today's glaciers require less rigid climatic conditions in order to reach the equilibrium level of their glacial masses.

Tab. 3: see page 74

5 - MAIN CHARACTERISTICS OF THE METEO STATIONS

<p>Sils/Maria (Alta Engadina, Grisons Canton - Switzerland) Elevation: 1802 m/asl - Exposure: NW Coordinates: 46° 26' N / 09° 46' E Data manager and supplier: MeteoSchweiz</p> <p>The village of Sils/Maria lies at the bottom of the Upper Engadin Valley, at the mouth of Fex Valley, not far from the main Rhaetian ridge. The Upper Engadin represents one of the most typical example of inner-alpine valley; meteorologically, it is clearly influenced from the Southern Alpine climate. In fact, the maximum precipitation since 1864 occurred during November 2002, characterized by intense south-westerly airstreams. Though other stations at higher elevations would be more suitable for an analysis of Lombardy's glacial masses, none carries an uninterrupted, 140-year-long series. For a homogeneous comparison with the S. Antonio station, only the 1988-2004 period was considered for our analysis.</p>	<p>S. Antonio Valfurva (Alta Valtellina, Valfurva, Sondrio - Italy) Elevation: 1360 m/asl - Exposure: S Coordinates: 46°27' N / 10° 25' E Data manager and supplier: Giuseppe Cola (S.G.L.)</p> <p>The meteorological station, because of its central position among the glaciers of the Upper Valtellina, represents from 15 years an important reference point for the snow-meteol bulletin of Servizio Glaciologico Lombardo. The station lies at the bottom of the valley and, although the mean annual precipitations are usually below the region's average[*], its data can be used as reference for the main SGL snow-site: the Mt. Sobretta (Alpe Sud Glacier, 3180 m). The measurements were started in 1987</p> <p><small>* S. Antonio Valfurva, (649,2 mm of average yearly precipitation) is, together with the area of Livigno, the driest site of Lombardy.</small></p>
<p>Sondrio (Valtellina, valley bottom - Italy) Elevation: 290 m/asl - Exposure: S (valley bottom) Coordinates: 46°10' N / 09°52' E Data manager: Fabio Pozzoni (meteonetwerk)</p> <p>The station is outside the town and not influenced by its typical warming effect. In operation from 2002, the station logs the hydro-meteo conditions of the Malenco Valley, particularly the Scalino-Painale sector and the southern portion of the Disgrazia Group. The temperature regime, due to its bottom position, is affected by the foehn events, though maintaining a general continental behavior. The mean thermal values come from the UCEA station, also positioned outside the town (46°10'N/09°50'E, measurements period 1951-1971). Precipitation averages were calculated at mean yearly value of 970,2 mm (reference period 1873-1990**). The monthly values were based on this value and the data from the UCEA station.</p>	<p>Andalo Valtellino (Valtellina, valley bottom, Sondrio - Italy) Elevation: 220 m/asl - Exposure: N (valley bottom) Coordinates: 46°08' N / 09° 28' E Data manager and supplier: Riccardo Scotti (S.G.L.)</p> <p>The village lies at the entry point of Valtellina and represents the precipitation regime of the Northern Orobic Alps and, partially, that of the Chiavenna valley. The observatory, located at "i Burnigui", is characterized by a relatively high sunshine exposure during the winter. Precipitation data are available since July 2003, temperature data since February 2004. The climate of the Lower Valtellina is less continental, as compared to the middle-upper Valtellina, and mitigated from the influence of Lake Como. The mean yearly precipitation is 1350 mm**. The monthly values were extrapolated, according to the historical measurements of the Morbegno (SO) station (Measurements period: 1954-71), not far away from the present meteorological station.</p> <p><small>** "Carta delle precipitazioni medie, min. e max. annue del terr. alp. lombardo (1891/1990)", M. Ceriani e M. Carelli, Reg. Lombardia.</small></p>

Fig. 1 and 2: see page 75; fig. 3 and 4: see page 76; fig. 5 and 6: see page 77

² between 1855 and 2004 the Roseg glacier retreated 2689 m; the nearby Tschierva glaciers, lost 1184 m since 1934 (with only one significant advance, from the end of the '60 to the beginning of the '80); the Morteratsch glacier, the largest of the three, had an almost linear retreat of 2121 m since 1878 (Source: <http://glaciology.ethz.ch/messnetz/index.html>).

6 - SNOW AND METEOROLOGICAL REPORT

A- ACCUMULATION SEASON

September 2003

Synoptic situation

September was characterized by stabile weather, due to relatively high pressures over Central Europe. This pressure pattern influenced also the Alpine regions, characterized by a very dry phase, with temperatures around or slightly above the average. This was caused by a depression over the mid-Atlantic, which allowed a subtropical high pressure to expand from Morocco to Central Europe, also blocking the humid Atlantic winds from reaching mid-European latitudes. During the whole month only two weather spells could be distinguished: the first around September 10, due to a rapid frontal storm, with small precipitations; the second, in the last part of the month, with humid airstreams intruding from the South and causing slight to medium precipitations over the Alps followed by a sharp drop of the maximum temperatures, which returned to the average of the period. The sub-tropical high over the Mediterranean Sea became weaker due to a depression vortex over the Atlantic Ocean: the area of high pressure shifted to the West and, therefore, a depression moved in over the Central Europe.

Data and comments from the Lombard Alps

The month of September, usually the starting point of the accumulation period, has now become one of the most intensive ablation periods. In 2003, the S. Antonio station recorded a dry and relatively warm September (+ 1°C above average). In the lower valley, from the precipitation point of view, the situation was not different: Sondrio logged only 9 mm, against an average value of 90,5 mm; Andalo's total precipitations were 25 mm (average: 138 mm).

Precipitations and temperatures: see table page 78; photo 1: see page 78

October 2003

Synoptic situation

Although during the first days an high pressure area dominated over the Atlantic, several troughs moved across Central Europe. After that the situation changed: the Atlantic High extended his influence over Central Europe and the depressions could not longer flow over the European continent. The airstreams moved in from the North-East, bringing more stable and sunny weather, especially on the southern slopes, but also a sharp temperature decrease. After this prolonged high pressure, in the 2nd third of the month Central-Eastern Europe was influenced by a cold air depression vortex. The main characteristics of the month were temperature values below average over Central Europe and the northern part of Italy, caused by a negative pressure anomaly over Central-Eastern Europe affecting the Alpine region with frequent but negligible precipitation events. The end of the month saw a return of the North Atlantic Low associated with the first true, autumnal rains.

Data and comments from the Lombard Alps

The seasonal change, after the hot 2003 summer, took place only in October, when several spells of unsettled weather sprinkled snow over Lombardy's Alps. From the 4th to the 5th a cold front overcame the Alps, generating some south-westerly airstreams. Over 2800 m, between 20 and 40 cm of new snow were measured, although with a very dis-homogeneous distribution. The greater amounts were measured in the Adamello Group (up to 70 cm over 2700 m), Upper Valtellina and Bernina Group. At the end of the event, the snowfall limit dropped down to 1700 m. Although the accumulation was not significant, this snowfall event represented the end of the hot and dry period, which put the population and the whole European Alpine ecosystem to the test. During the night from the 7th to the 8th, intense northerly airstreams hit against the Alps and flowed over the main watershed dropping 10-15 cm of additional new snow at high altitude, later rearranged by winds. During the following days, a constant temperature increase was observed and the snow rapidly melted on the southern slopes; on the ice-covered area these few centimeters of new snow were decisive to avoid a resumption of ablation. On the 18th at the snow-site of the W Pisgana Glacier, 40 cm of thick and well supporting snow were measured. On the 20th, south-westerly airstreams brought 10-15 cm of snow over 1500 m, whereas on the 23rd a cold front added an additional 40-50 cm to the western Orobic Alps and around 20 cm to the other sectors. The snowfall limit was extremely low, around 1000 m at the end of the event. At 3000 m, the new snow on the ground ranged between 50 and 70 cm. After this precipitations, the cold-air caused the first frosts in the valley bottom (Sondrio: -3,3 °C at on the 26th).

Photo 2: see page 79

The main aspect of October was actually the temperature regime: at S. Antonio the mean average value was +3,9 °C, or 2,4 °C below the average for the period; also the Sondrio station showed a -2 °C deviation. Between October 29 and November 1, one of the most consistent disturbance events of the fall season was recorded: a deep Atlantic low pressure area was responsible for some rainfall on the plain and for "good snow" on the mountains. At Andalo, between October 31 and November 1, 145 mm were measured in 48 hours, 77 mm at Sondrio. The ARPA station "Alpe dell'Oro", at 2040 m in the Disgrazia-Mallero sector, recorded 108 mm of mixed rainfall and snow. Four days of precipitations laid about 70-100 cm of new snow on the Rhaetian Alps and the Adamello Group, 150-200 cm on the Orobic (over 200 mm were measured at the ARPA station Lago di Fregaborgia, Brembana Valley, 1955 m asl). The snowfall limit, starting from 800 m at the beginning of the event, rose up to 2000-2200 m and finally dropped down to 1800 m. All glaciers at mid-low altitudes were covered by a consistent snowfall. The first avalanches of a particularly interesting season, from this point of view, were reported. All stations recorded slightly more rains than the average. *Precipitations and temperatures: see table page 80*

November 2003

Synoptic situation

Two completely different weather conditions characterized the month. During the first part of November the weather was influenced by a complex area of low pressure over the Atlantic bringing several precipitations. Afterwards, the "Atlantic

door” closed again and drier and colder conditions ensued, due to a dynamic air pressure area over Northern Europe. This weather pattern held till the second third of the month, then the situation rapidly changed: polar air jets reached the lower European latitudes, progressively corrugating. A wave trough settled over the Iberian region and pushed mild and humid southerly winds over Northern Italy, presaging precipitations.

Photo 3: see page 80

Data and comments from the Lombard Alps

November was similar to October, but the many atmospheric disturbances were not very important. The event of November 7-8 is worth mentioning: a cold pool moved back from E to W and was responsible for 30-40 cm of snow on the Orobic and Adamello Groups; the snowfall limit rose from 700 m to 2000 m asl; elsewhere only few cm of snow were measured. After this event, a considerable temperature increase was observed, with + 4,4 °C measured on the 9th at the 3015 m of Cima Presena. This event, although relatively short, contributed to compact the new snow and prevented its immediate removal by the wind. After the meager event, from the 16th to the 17th (10 cm on the Orobic and Adamello Groups), a quite interesting low set in: from the 22nd to the 29th, a wide troughs carried S-W air masses towards northern Italy. In the Piedmont and the Aosta Valley it snowed for a week and the total amount was considerable. On the Lombard Alps, as usual with these weather conditions, snow accumulation for the period was not particularly relevant. Andalo, after 7 consecutive rainy days, measured 66 mm of rainfall, 41 of those on the 27th. Based on the snow profile at the Lupo Glacier Orobic snow-site (taken on June 18), we have to point out that the snowfalls of this period played a key role for the whole seasonal accumulation phase. The snow on the Rhaetian Alps was actually scarce (40-50 cm of new snow), whereas further South the higher elevations of the Orobic recorded more than 100 cm of snow, just slightly less than the Adamello Group. The snowfall limit was always fairly high (2000-2400 m), but nevertheless quite positive for all iced areas of Lombardy. At 3000 m, the snow depth ranged between 150 and 200 cm, reaching up to 300 cm in the lee sites. Despite of this, the main snow-site of Mt. Sobretta did not register a particularly positive month: snow depth remained practically constant, increasing from 108 to 112 cm. The other 3 meteo stations recorded a moderately humid month; oddly, precipitations at Sils/Maria were lower than those at S. Antonio.

Precipitations and temperatures: see table page 81

December 2003

Synoptic situation

The first part of the month was still characterized by the depression set over the Mediterranean since the end November. This low pressure vortex centered over the Iberian Peninsula, no longer fed by cold air, rapidly dissolved and Northern Italy was therefore free from clouds and precipitations. A high pressure over the Near Atlantic favoured airstreams from the North. This trend continued, with small variations, until the end of the month, when a strong Atlantic troughs set in over the Mediterranean and its polar vortex over Iceland caused a return to more unsettled weather until the first days of the new year.

Data and comments from the Lombard Alps

December started with a small event (1st to 3rd), laying around 15 cm of new snow on the Orobic Alps and 5-10 cm on the Adamello Group over 2000 m. Other 5-10 cm were recorded on the 10th; afterwards the month was dry, northerly airstreams set in and were responsible for the redistribution of the superficial snow cover. This prolonged cold spell, lasting until Christmas, showed extremely low temperatures, with -24 °C recorded at the 3015 m of Mt. Presena, sometimes with stormy winds. During this period, days were cold on the plain but clear and sunny; at higher elevations, the weather conditions were extreme: on the 23rd, the meteo station of Plateau Rosà recorded wind velocity up to 100 km/h and a temperature of - 25 °C: these were prohibitive conditions for human activities and very similar to those of the Antarctic. The last days of 2003 brought again some new snow; a deep depression moved from W to E and induced intense south-westerly airstreams; precipitations started in the evening of the 27th and stopped on January 2. The cold front passed over Lombardy between the 28th and the 29th, in the Upper Spluga Valley 100 cm of fresh snow were dropped in 24 hours. The snow, thanks to a residual cold air buffer, reached the valley bottom (9 cm at Andalo, 10 cm at Sondrio). At the end of this snowfall event, the Spluga valley recorded a total amount of 140 cm of snow, the Orobic Alps 100-120 cm, the Adamello Group 90-100 cm, Masino and Malenco Valleys 60-80 cm and the Upper Valtellina 50-70 cm. The avalanche activity was intense during the following days, therefore contributing to the snow accumulation on the glaciers characterized by this indirect feeding mechanism.

Precipitations and temperatures: see table page 81

January 2004

Synoptic situation

The first days of the new year were influenced by the low pressure area, coming from the Mediterranean Sea at the end of December. This disturbance moved eastwards, pushed by a high pressure over the Azores, which rapidly extended over a large part of Western Europe. The low-pressure Atlantic vortex became progressively stronger and competed with the Azores anticyclone; this however was able to push the low pressure area just north of the Alps. This situation maintained strong winds all over Western Europe, with temperature notably above average, due to the origin of the air masses flowing over the Old Continent. Around the 2nd ten days period of the month, the western flux corrugated and a low pressure area could reach the Italian seas, accompanied by precipitations. At any rate, this represented an isolated event; the atmospheric pressure rose again over all Central Europe and, as a consequence, cold airstreams flew in from North. At the end of the month, a new cold-air flow was over the whole peninsula, involving to a greater extent the southern Adriatic regions.

Photo 4: see page 82

Data and comments from the Lombard Alps

After the event which started at the end of December, January was almost dry and particularly windy. The wind strongly characterized this part of the season and the December snow was continuously redistributed, mainly at high altitude. On the 11th a cold front clashed into the northern slopes of the Alps; bringing about 20 cm of snow to the Rhaetian Alps and

up to 30 cm to the Upper Spluga valley; afterwards the wind started to blow, redistributing the fresh snow. A single snowfall event on the 18th is worth mentioning, as a pressure with a minimum over Savoia was responsible for intense snowfalls on the Orobic on Sunday morning. In the Grigne Group, two people died during a sudden snow storm. The snowfall limit was around 500 m but the total amount was almost scarce everywhere (10 cm in the more northern sectors, 40 cm on the Orobic). Until the end of the month the temperatures at high altitude were particularly low and interspersed with two foehn events (on the 20th-21st and on the 26th-27th) and two days with high fog (upper limit at 1500 m), which further redistributed the recent snow. A stormy wind blew on the ridges over 3000 m. January was clearly a negative month for Lombardy's glaciers. All meteorological stations recorded a precipitation deficit, more evident in the valley bottom rather than at S. Antonio or Sils/Maria.

Precipitations and temperatures: see table page 82

February 2004

Synoptic situation

A drop of air pressure over the Atlantic, installed a strong dynamic anticyclone over Western and Central Europe at all altitudes, fed by sub-tropical Atlantic air masses from southern Portugal. Typical humid airstreams from the Atlantic could not flow over Europe and northerly winds caused a very dry period. A complete change of the situation took place only at the end of the second third of the month, when cold north-easterly winds were pushed across Italy from the dynamic pulse of the high pressure over England. Due to the thermal contrast, a low pressure channel reached Mediterranean latitudes and influenced the whole Mediterranean Sea, bringing moderate precipitations over all Alpine sectors, with snow reaching the Po plain.

Data and comments from the Lombard Alps

In the first days of the month, a very wide subtropical anticyclone set over the Western Mediterranean: temperatures rose rapidly, reaching values typical of summer. On the 4th the 0 °C level in the free atmosphere reached 3921 m (radio sounding of Milano Linate). An analysis of temperature values of Upper Valtellina showed that the effects of the temperature inversion were quite evident: on the 5th at Livigno S. Rocco (1800 m) the minimum temperature was -12 °C and the maximum only +5 °C, whereas, few kilometers away at "La Vallaccia" station (2650 m), the minimum was +1 °C and the maximum +6 °C. In the following days, at 00:30 pm, the same site measured a temperature of +8.9 °C, a difference of 29 °C in one week. Afterwards, temperatures at high altitude slightly decreased, but the thermal inversion persisted. On the southern slopes the snow melted under 2000 m, on the contrary on the northern slopes nothing relevant occurred. Following the temperature increase, a thin superficial ice layer built up, typical of melt-frost conditions, and useful in reducing the erosion of the superficial snow cover. During the last third of the month an abrupt weather change took place. A deep low pressure attracted humid and warm air from Northern Africa: the Saharan dust rapidly crossed the Italian Peninsula and precipitated with the snow over Northern Italy. On Saturday, February 21, the sky over Lombardy showed a very intense orange color; it snowed also in the Po plain, the scenario being both unusual and fantastic. A large amount of dust and sand was deposited everywhere: the snow was red, making it a very useful marker for later surveys of the snow pack. From the 19th through the 23rd it snowed every day on the Lombard Alps; the snowfall limit, due to the incoming warm south-easterly winds, rapidly rose to 2000-2100 m on the evening of the 21st and successively sunk again to 1000 m. Also, during this event, the largest snowfall (100-140 cm) was measured on the Orobic Alps, whereas the north-eastern sectors were the least affected, with only 20-40 cm of new snow in the Upper Valtellina. As consequence of this event, precipitations recorded at the meteorological station in the valley were clearly above average, while S. Antonio and Sils/Maria stations logged a few millimeters off the average. Considering the temperature regime, the mean monthly value of Sondrio was average, probably due to the prolonged thermal inversion.

Precipitations and temperatures: see table page 83

March 2004

Synoptic situation

The month started under the influence of cold and dry northerly winds, induced by a dynamic air pressure over the U.K. and, afterwards, over the Scandinavian area. The contrast between two opposite air masses (cold and dry air from Russia, mild and humid air from the Mediterranean Sea) generated a depression over the Italian peninsula. Afterwards, following a reorganization of Iceland's low pressure system at high latitudes, this could no longer reach the Alpine region, due to the increasingly high pressure centered over the Mediterranean and Italy. This weather conditions remained stable for the whole 2nd third and progressively assumed a typical spring character. In the 3rd part of the month westerly airstreams could reach lower latitudes, bringing some wet weather and a general decrease of temperatures.

Data and comments from the Lombard Alps

The meteorological spring began with an important event: on the 10th and 11th an intense disturbance, associated with airstreams from S-E near the ground and S-W airstreams at high altitudes, caused an "old-time" snowfall on the Orobic Alps. Also in this case, probably due to the airstreams at ground level, the snow accumulation in the Orobic sector was definitely more abundant than that of the remaining Lombard sectors, and the gap was even greater for the Rhaetian Alps, negatively influenced by their more northern location. For this reason, against the 150 cm in 48 hours measured in the Orobic Alps, the Upper Valtellina only had 10-30 cm while the other Lombard sectors recorded around 50 cm. The snowfall limit was very low and covered the bottom of the valley, with 11 cm at Andalo and 15 cm at Sondrio. During this event, even the low-altitude villages of the Orobic Alps received a remarkable snowfall, which added to with the snow cover already on the ground. Several hamlets of Tartano were isolated by avalanches, and the main village, at 1190 m, had 130 cm of fresh snow. The meteorological situation after the event is also worth mentioning, because the airstreams from the South were not replaced by northerly winds and the fresh snow was therefore exposed to the effects of the anticyclone, which set on the Mediterranean starting from the 15th. The temperatures at high altitude suddenly rose and the 0 °C level at Milano Linate reached 3630 m on the 21st. The warming phase at high altitude, helped by the position of the sun in

the sky, provided enough energy to build a superficial waterproof ice layer (*firnspiegel*) over the snow cover, which played a key role in reducing the wind erosion and isolating the snow layers below. The anticyclonic phase ended on the 22nd when a north-western front moved into Europe and brought some showers. During the following 2 days south-easterly airstreams pushed towards the Alps from a new low, centered over Central Italy, with other snowfalls on the Alps and a lower limit around 900-1000 m. At the end of this event 30-40 cm of new snow were recorded on the Orobic Alps, 10-20 cm elsewhere. Between the 26th and the 27th an eastern air flux was responsible for some additional snow along the ridges (25-30 cm on the Southern Orobic, few centimeters elsewhere). Mainly due to the event of March 10-11, the snow accumulation of the month was above average in the valley bottom while the Upper Valtellina remained still quite dry, with only 13.5 cm at the S. Antonio station. The mean monthly temperature at this station, despite the anticyclonic phase, was 1.8 °C below average.

*Precipitations and temperatures: see table page 84
Photo 5: see page 84*

April 2004

Synoptic situation

During the first part of the month the “Atlantic door” was open towards Europe and westerly airstreams brought frequent, though not intense wet spells. The high pressure zones were forced over the lower Atlantic and Eastern Europe. In the final third of the month a more stable anticyclonic situation set in, with high pressure expanding its influence from Spain to the Scandinavian region; on the last two days of the month a strong Atlantic depression was established over France, consequently introducing humid southerly winds from the Mediterranean Sea with precipitations (sometimes abundant) all over the Alpine region.

Data and comments from the Lombardy Alps

This year the month of April was not particularly favourable for the snow accumulation, especially in the more northern sectors, which during this part of the season usually needed a greater snow mass. Several events of unsettled weather were observed, but always of scarce importance. Between the 3rd and the 6th locally modest precipitations brought few centimeters of snow over 2000 m. Due to the typical melt-frost cycles of the spring season, a short foehn event between the 7th and the 8th did not break into the snow cover. On the 10th an Artic flow established over the Western Mediterranean caused south-easterly airstreams: the snow limit sank to 700 m and 15-30 cm of snow drift were measured, with a maximum value of 40-45 mm on the Western Orobic. After a transient dry period, between the 15th and the 18th moderate precipitations added around 5-20 cm. This period ended on the 19th, when an intense cold front crossed the Alps, bringing more important precipitations. Also during this event the spatial distribution of the precipitations was quite dis-homogeneous. On average, between 30 and 40 cm of fresh snow were measured with 70-75 cm on the Western Orobic (70 cm in 24 hours near the Trona Dam in the Gerola Valley). The snowfall limit, previously around 1600-1800 m, dropped to 700 m. After a short foehn event, a humid but relatively warm phase set in and continued into the following month. On the 30th some more snow was recorded in the Orobic sector only (20-30 cm), with a lower limit rising to 2300 m after a longer period. Altogether, the several events were not sufficient to reach the average precipitation values for the Lombard mountains. The deficit, as usual, was more evident in the northern sectors (-25.2 mm at S. Antonio and -32.5 mm at Sils/Maria). Mean temperatures were on average.

*Precipitations and temperatures: see table page 85
Photo 6: see page 85*

May 2004

Synoptic situation

The first half of the month was characterized by a continuous series of Atlantic lows, localized over Central and Southern Europe, causing heavy precipitations over the Alps. This weather stability was due to a E-N block caused by a strong dynamic anticyclone; the low was continuously supported and fortified from cold Atlantic air and forced to persist for several days over the same regions. In the second half of the month, the eastern block was definitely cleared and the anticyclone could move from the Atlantic toward Central Europe, where previously low pressure systems persisted. During the following period the polar vortex became weaker and the Azores anticyclone could definitely set over the Atlantic Ocean and Western-Central Europe, determining stable atmospheric conditions for a long period.

Data and comments from the Lombard Alps

The month started in a very positive way: a cold pool over France, reinforced by an Atlantic trough, provided precipitations, rain in the plain and snow at higher altitudes, until the 9th. Andalo, including the last days of April, logged 12 consecutive days of rainfall. The snowfall limit remained over 2000-2300 m till the 4th, then between the 5th and the 6th, during the main phase of the disturbance, went down to 1500 m with mixtures of rain and snow falling around 900 m. The precipitations of the first days, with rain also at high altitudes, infiltrated the snow cover and saturated it: on the 4th and the 5th an extraordinary avalanche activity was observed. Under 2200 m on the Western Orobic Alps, extraordinary large snow sheets slid down, in the most impressive avalanches since the 1985 and probably since the 1977-78 season. The whole natural amphitheatre of Pescogallo (Upper Gerola Valley) collapsed and the avalanche reached the ski slopes, fortunately closed a few days earlier, burying some ski-lift structures.

Photo 7: see page 86

On the whole the event brought between 40 and 60 cm of fresh snow on all the sectors, with maximum value of 90-120 cm on the Orobic. “La Vallaccia” station recorded 86.4 mm of rainfall and melted snow. On the 5th, the same station measured another 50 cm of snow and the snow cover on the ground reached the maximum value of the season (300 cm). On the 11th at the Inferno Lake (Gerola valley, 2100 m) a snow depth of 400 cm was measured. The event was therefore one of the most intense of the whole season, particularly in the Rhaetian sectors. The accumulation season was closed by this event and a quite early ablation season started though its beginning had a rather slow start, as temperatures were still

low. At "La Vallaccia" station the minimum temperature were always under 0 °C until the 18th, when they begun to rise for a few days, only to sink rapidly under 0 °C between the 22nd and the 30th. The second and the third part of the month were therefore dry and quite cold with winds mainly blowing from the North, which represented a positive fact for the consolidation of the spring snow. The modest temperature increase was mainly felt in the valley bottom where, on the 19th, temperatures reached nearly 30 °C for the first time. An overnight frost was always present and the snow maintained nearly wintry conditions during the whole month. Considering that no precipitations were recorded, we could classify May 2004 as a typical month for accumulation and conservation of the snow cover at medium-high altitudes on the Alps. The measurements at the various stations confirmed this point: at S. Antonio, the monthly temperature was + 8,2 °C, or 1,4 °C below the average; Sondrio reported a mean temperature slightly lower than the average; S. Antonio measured a precipitations deficit of 14.7 mm for the Upper Valtellina and even Andalo reported 40 mm below the average, due to the absence of significant precipitation events during the second half of the month, which is usually quite wet in the Lower Valtellina.

Precipitations and temperatures: see table page 86

B - ABLATION SEASON

June 2004

Synoptic situation

At the beginning of the first month of the summer, the weather was influenced by cold air masses at high altitude, due to a relatively low pressure in the upper layers of the atmosphere: over the whole Europe a clearly defined pressure system was actually lacking. After a few days, the first warm wave expanded over the Mediterranean (around the 10th) and temperatures became quite high. Fortunately this period did not last long: a dynamic pulse towards the Scandinavian area of the previous sub-tropical high pressure responsible for the hot wave allowed fresh, north-easterly winds to blow in and return to a more unsettled weather. This situation kept stable until approximately the end of the month, with frequent intrusions of fresh Atlantic air. On the 27th the sub-tropical anticyclone was back and a second hot wave, though less intense, developed over Italy.

Data and comments from the Lombard Alps

June 2004 was fortunately quite different from 2003 and 2002, both characterized by unusual temperature regimes: June 2003 was the warmest in the 140-year long measurement series at Sils/Maria, with + 13,4 °C (4,8 °C above average), while the +9,7 °C of 2004 were only slightly above the average. The remaining stations confirmed this pattern, with higher temperatures in the valley bottom, due to frequent foehn events and a very high adiabatic gradient, which caused a significant temperature increase at the lower elevations. More important was the precipitation regime, actually: only a few, scarce precipitations were recorded during this usually wet period. The major effects were quite evident at the higher Alpine altitudes, where important snow accumulations are often observed during this period, before ablation really starts. A significant water deficit was felt all over the region and, very unusually, Lower Valtellina registered -135,1 mm at Andalo. As already experienced in the previous month, the relative humidity was always quite low, with winds blowing from the North. This was a necessary condition for some overnight frost, however frequently inhibited by the high temperatures of the upper elevations. Three hot waves, interrupted by two sudden temperature decreases, were quite damaging for the snow cover, especially where already not abundant. On the 10th the 0 °C level at Milano Linate moved for the first time above 4000 m and temperatures in the valley bottom exceed 34 °C. The light snowfall of the 20th reached a minimum elevation of 2100 m (30 cm at 2500 m and up to 40-50 cm at 3000 m) but provided only a brief relief, insufficient to slow down the ablation. On the 23rd temperatures rose again, the 0 °C level moved to 4300 m and 33 °C were measured at the valley bottom. On the whole, June turned out quite negative from a glaciological perspective; although temperatures were only slightly above the average, the minimal cloud cover and the sun's high position in the sky brought the glacial areas under intense direct radiations.

Precipitations and temperatures: see table page 87

July 2004

Synoptic situation

The warmest month of the year (at least from a statistical point of view) at the beginning was influenced by a North Atlantic Low, with temperatures near the average of the period and some precipitations. The position of the main pressure systems was quite stable till the mid-month and the low pressure circulation introducing humid and fresh winds from the Ocean. A major change occurred around mid-month, when the Azores anticyclone brought a period of dry and sunny weather over Western Europe. This mild system was further heated up by a North-African reinforcement, fortunately quite brief, and already on the 25th the North Atlantic airstreams caused a pleasant refreshment until the end of the month.

Data and comments from the Lombard Alps

The summer continued without changes and the beginning of July saw some much needed rainfall over the dry valley bottom. In the first third it rained almost every day, albeit dropping only a few millimetres. The snowfall limit was around 3200-3300 m, occasionally 3000 m, whereas at lower altitudes the rain rapidly melted the snow. Due to the persistent cloud cover, ground temperatures were not too high, though the contrary happened at the higher elevations (the 0 °C level was around 3800 m). On the 9th the snowfall limit fell below 3000 m and snow was observed for some hours also at Passo Stelvio. Afterwards, between the 10th and the 12th, temperatures markedly dropped and a cold front moving over the Alps brought some hail, quite intense in the Orobian sector, and snowfalls reached the limit of the forest: Livigno, Solda and the Tonale Pass were covered by fresh snow. At higher altitudes, the snowfalls were moderate, with 30 cm over the Disgrazia Group and 10-15 cm at Passo Stelvio. The typical cold phase following such event was quite short: on the 16th temperatures rapidly increased and the 0 °C level rose again to 4000 m. Between the 21st and the 24th, the most intense hot wave of the summer occurred and the 0 °C level at Milano Linate rose above 4400 m. Temperatures in the valleys were above 35 °C. Fortunately the hot phase did not last and on the 25th temperatures at high altitude dropped below the average for this

period and started to increase only during the last days of the month. To sum up, July precipitations were normal, particularly in the more northern sectors, temperatures were slightly below the average at the two reference stations in the Rhaetian sector. The snowfall of July 10-12 did not have a significant impact over the ablation, both for the minimal precipitations and the unfavourable weather evolution after the event. At the end of the month the snow began to disappear from the accumulation area over 3000 m, while the snow cover on the glaciers with avalanche supply was still significant.

Precipitations and temperatures: see table page 88

August 2004

Synoptic situation

Due to the north-eastern expansion of the sub-tropical anticyclone during the first days of August, temperatures all over Italy were again quite high but, unlike August 2003, the anticyclone dissolved very rapidly. This expansion generated an isolated anticyclonic cell over the Scandinavian area which affected the weather during the first half of the month: hot waves from North Africa could not flow towards the North-East. The second half of the month saw a return to more unsettled weather on the northern Italian regions, caused by south-westerly airstreams associated with a low atmospheric pressure over France and Great Britain. A robust anticyclone over Eastern Europe prevented the low pressure from expanding over the Northern Italy, thus precipitations were not particularly intense. A major change occurred around the 20th of the month, when northerly winds, driven by high pressure in the North Atlantic, caused a dry spell until the end of the month.

Photo 8: see page 88

Data and comments from the Lombard Alps

A quite fresh and early autumnal August could have been sufficient to attain a positive snow and ice mass balance. But this did not happen: the first 12 days were characterized by an intense cloud cover and by several low-intensity stormy events, which prevented the overnight frost and quickly melted the residual snow, even without direct radiations from the sun. The temperature trend at high altitude was quite interesting: the persistent cloud cover, associated with warm air masses, promoted lower temperatures under 3200 m while the 0 °C level rose extraordinarily (4766 m on the 12th): the temperature at 3200 m was around 7 °C and at 1500 m was quite stable around 14-16 °C, close to the 1973-2004 mean value. Field data confirmed that this period was particularly negative for the snow cover. From the 13th until the 16th, the air circulation temporarily changed and foehn winds dried up the air for a few days, but temperatures at high altitude did not decrease and the snowfall limit during a scarce event from the North stayed at 3300-3500 m. From the 17th until the 20th the weather was gray and humid, cold and rainy in the mountains where many tourists never saw a sunny day. On the 21st a cold front moved across the region, with northerly winds bringing some snow on the mountains. The snowfall limit was down to 2400 m on the Rhaetian Alps, whereas most of the Orobie got only hail. Particularly affected were the Bernina Group, Upper Valtellina and, especially, the Adamello Group with up to 40 cm over 3000 m. After three days the temperatures rose again and this was sufficient to restart a moderate ablation till the end of the month. Sunny days were quite rare in August; Andalo recorded 19 days of precipitations, although the total amount was 53.3 mm below average. Temperatures recorded by the various meteo stations, particularly the daily maximum, were quite low, due to the cloud cover which also hindered the overnight frost. At this time, the fate of Lombardy's glaciers was already quite clear: all sectors had lost their snow cover already. Only the glaciers with avalanche accumulation still presented a remarkable snow cover, which will only partially be depleted during the following month.

Precipitations and temperatures: see table page 89

September 2004

Synoptic situation

The first part of the month showed typical summer characteristics: high temperatures and scarce or completely absent precipitations. The subtropical high pressure system settled over Western Europe moved afterwards over the U.K., therefore blocking the humid winds from the Atlantic. A radical change to more unsettled weather occurred in the second part of the month, when the semi-permanent Icelandic low pressure expanded its lower reaches into the Mediterranean. This was, however, a short event: the northerly airstreams were back, thanks to a high pressure cell over the near Atlantic, producing a dry phase which lasted until the end of the month.

Data and comments from the Lombard Alps

September, usually characterized by the first snowfall events of the accumulation season, has recently started to assume a key role in the ablation season. The peak of the ablation phase was reached in the first part of the month, with 0 °C levels over 4000 m. On the 4th, temperatures in the valley bottom exceeded 30 °C. Only those glaciers blessed by orographic protection were able to preserve some residual snow, all the others continued to melt at high rates, showing strong runoff in the glacial streams. On the 16th a cold northern front dropped 40 cm of new snow at 3000 m, but a few centimeters only on glaciers' tongues. The ablation stopped just for few days: from the 19th, temperatures rose again and the new snow was rapidly gone. On the 25th and 26th a second cold northern front produced a drastic temperature decrease in the upper levels of the atmosphere and a scant snowfall, only a few centimeters, blanketed the ridges. The melting process stopped again but the ablation season went on: between the 28th and the 10th of October temperatures rose again and the melting of ice on the glaciers with a southern exposure resumed. As a whole, the first part of September was extremely negative for Lombardy's cryosphere, while the second half saw a still intense ablation at the tongue's level and more moderate one in the upper areas. At the snow-site of M. Sobretta, September melted 64 cm of ice, the highest value ever registered since the beginning of snow measurements in 1997-98. The reports from the meteo stations was quite uniform: the monthly temperature were 1,5 °C above the average value while the precipitation deficit varied between 113 mm in Andalo and 31 mm in S. Antonio.

Precipitations and temperatures: see table page 89

BIBLIOGRAPHY, AKNOWLEDGMENTS and ABSTRACT *(see italian text: page 90)*

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2004

Settore Alpi Centrali Italiane

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

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

Nivometeorologia / Snow-meteorology:
Luigi Bonetti, Stefano D'Adda, Eraldo Meraldi, Flavio Berbenni, Alfredo Praolini, Giuseppe Cola, Mario Butti, Valerio Paneri, Roberto Peja, Bruno Rosa, Paolo Pagliardi, Riccardo Scotti, Andrea Tamburini, Alessandro (A. C.) Galluccio, Margherita Maggioni, Maurizio Lojacono, Corrado Scolari, Francesco Rota Nodari.

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

(75 operatori / operators; 6 accompagnatori / accompanying)

SPLUGA-LEI (8): E. Congiu, M. Felisa, G. Ghielmi, M. Lojacono, F. Rossini, C. Salmoiraghi, C. Scolari, A. Tamburini; CODERA-MASINO (9): A. Barilli, F. Di Gallo (acc.), G. Di Gallo, G. Gorni, K. Gunnarsson (acc.), M. Marzorati, A. Molteni, R. Scotti, M. Urso; DISGRAZIA-MALLERO (9): A. Almasio, M. Butti, F. Cambieri, A. C. Galluccio, M. E. Peroschi, A. Proh, S. Ratti, R. Scotti, F. Strozzi, M. Urso; BERNINA (5): S. Alberti, M. Butti, R. Peja, B. Rosa, R. Scotti; SCALINO-PAINALE (1): M. Butti; DOSDE'-LIVIGNO (13): S. Alberti, V. Bianchi, L. Bonetti, A. Galluccio, F. Galluccio, G. Grazzi Lonardo, C. Lonardo, G. Lonardo (acc.), M. Marzorati, A. Molteni, L. Presotto, S. Ratti, L. Trada; ORTLES-CEVEDALE (19): S. Bettola, L. Bolognini, L. Bonetti, A. Borghi, R. Bottio, G. Casartelli (CGI e CSC del CAI), C. Ciapparelli, G. Cola, P. Farioli, A. Galluccio, A. C. Galluccio, E. Peressini, V. Paneri, A. Proh, C. Salmoiraghi, A. Scaltriti, M. Urso, L. Tettamanti, A. Toffaletti; OROBIE (7): M. Butti, C. Ciapparelli, S. D'Adda, M. Merati, P. Pagliardi, R. Scotti, F. Bigioli, G. M. Lucini (acc.), L. Colzani (acc.), S. Losa (acc.); ADAMELLO (29): A. Barilli, R. Bottio, P. Caprara, A. Galluccio, P. Pagliardi, F. Rota Nodari; in collaborazione con gli allievi del corso operatori glaciologici SGL 2004: C. Albonico, M. Ballerini, C. Bessi, C. Bonfanti, F. Diottri, E. Orsini, L. Farinella, P.G. Fontana, C. Iulita, U. Morra di Cella, A. Mussi, P. Pogliotti, A. Proh, F. Roveda, A. Salvetti, S. Saudino-Fusette, F. Strozzi, G. Taufer, A. Toffaletti, C. Uglietti, M. Vagliasindi, M. Zambenedetti, M. Zamperini.

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. 2, 3, 4 e 6 si è praticata la distinzione tra il confronto riferito al 2003 (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 2003-2004 (cap. 4). Le modificazioni della copertura glaciale dei singoli settori montuosi vengono illustrate nella parte sistematica (cap. 5).

b - TABELLE DI RIEPILOGO (pag. 116)

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 2003. 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. 121)

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>	X	Il segno della fase dinamica annuale è dubbio (per dati incerti, copertura morenica, altro). / <i>The sign of the annual dynamic phase is doubtful (because of uncertain data, morainic cover, other reasons).</i>
estinto / <i>extinct</i>	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)

N. osservazioni compiute / Total surveys: 306	GHIACCIAI OSSERVATI / CHECKED GLACIERS:	158
	- confronto 2004-2003 / comparisons 2004-2003:	107
	- unità glaciali esistenti al 2003 / existing units in 2003:	88
	- unità di nuova identificazione (2004) / newly identified units (2004):	1
	- forme glaciali minori osservate / checked minor glacial formations:	18
	- confronto 2004-annate precedenti il 2003/ comparisons 2004-2002 or 199x:	51
	- ghiacciai sottoposti alla sola osservazione fotografica / glaciers checked only through photographic monitoring:	148

operatori impiegati: 81; numero totale delle inquadrature fotografiche: 387
operators involved: 81; pictures taken: 387

1b - DATI DI VARIAZIONE / PROVED VARIATIONS

	Unità osservate / surveyed units:	88	%
D	Ghiacciai in decremento / shrinking glaciers:	65	(73,9)
S	Ghiacciai stazionari / unchanged glaciers:	6	(6,8)
I	Ghiacciai in incremento / growing glaciers:	16	(18,2)
X	Ghiacciai incerti / uncertain glaciers::	1	(1,1)
E	Ghiacciai estinti / extinct glaciers:	0	(0)

Tab. 3: campagna glaciologica 2004 in Lombardia: sintesi dei dati di variazione del campione complessivo dei ghiacciai osservati.
Tab. 3: 2004 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 mountain sector	N. totale unità osservate checked units	confronto 2004-2003 comparison 2004-2003								confronto 2004 < 2003 comparison 2004<2003	osservazioni fotografiche photographic monitoring	n. totale osserv. total checks
		3	4	5	6	7	8	9	10			
1	2	Dati di variazione variations (unità 88 / units)						F.G.M. minor units	NEO new units			13
		T	D	X	I	S	E					
Spluga- Lei	4	4	2	0	2	0	0	0	0	0	12	16
Codera-Masino	9	2	1	0	1	0	0	0	0	7	17	26
Disgrazia-Mall.	21	16	13	1	0	1	0	1	0	5	11	32
Bernina	8	6	6	0	0	0	0	0	0	2	6	14
Scalino-Painale	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	9	10
Dosdè-Piazzini	15	15	13	0	0	0	0	2	0	0	10	25
Livigno	11	11	6	0	0	2	0	3	0	0	10	21
Ortles-Cevedale	16	13	13	0	0	0	0	0	0	3	33	49
Adamello	27	7	6	0	0	1	0	0	0	20	22	49
Orobic	46	32	4	0	13	2	0	12	1	14	18	64
Totali	158	107	65	1	16	6	0	18	1	51	148	306
%			73,9	1,1	18,2	6,8						

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 2003. 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: 88 unità). 9: forme glaciali minori; 10: unità di nuova identificazione; 11: n. dei ghiacciai osservati con precedente rilievo anteriore al 2003; 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 2003 surveys; 4: shrinking glaciers; 5: uncertain status; 6: growing glaciers; 7: unchanged glaciers; 8: extinct glaciers in 2004 (only columns 3 to 8 provide details of variations occurred to the 88 glaciers); 9: minor glacial units; 10: new glacial units; 11: number of glaciers with previous surveys made before 2003; 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 (25 unità) / GROUP II (25 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	0	0	Pizzo Quadro N	non misurabile	
Rasica Est	non misurabile		Cima di Lago W	osserv. fotogr.		Tambò Inf.	+ 2	+ 2
Ventina	- 11	- 11	Sivigia Nord-Est	- 25,5 (2002)	- 13	Cassandra W	- 3	- 3
Vazzeda	- 5	- 5	Passo di Bondo	non misurabile		Cassandra C.	- 0,5	- 0,5
Scerscen Inf.	- 35,5	- 35,5	Pioda Sud	- 43 (2002)	- 21,5	Sassera	non visitato	
Fellaria W	non misurato		Predarossa	- 7	- 7	Punta Baroni	+ 9,5	+ 9,5
Caspoggio	- 19	- 19	Cassandra Est	- 2	- 2	P.so Chiareggio	- 4	- 4
Scalino	- 5	- 5	Disgrazia	- 4,5	- 4,5	Cima Rosso SE	- 14	- 14
Dosdè Est	- 12	- 12	Siszone	- 10	- 10	Cima Rosso E	- 18,5	- 18,5
Campo Nord	- 3	- 3	Scerscen Sup.	- 5	- 5	P.zo Tre Mogge	- 7	- 7
Vitelli	- 129 (1999)	- 26	Fellaria Est	non misurato		Marinelli	- 22	- 22
Castelli W	osserv. fotogr.		Val Viola Est	+ 1,5	+ 1,5	C. Fontana NE	- 22	- 22
Gran Zebrù	-30 (W) (2002)	- 14,5	Val Viola Ovest	- 0,5	- 0,5	Campaccio	- 22	- 22
	- 3 (C)		Zebrù	- 3	- 3	Sasso Torto	- 10	- 10
	- 10,5 (E)		Castelli Est	non visitato		Verva Magg.	osserv. fotogr.	
Cedec	osserv. fotogr.		Rosole	- 24	- 24	Dosdè Ovest	non misurabile	
Palon Mare	- 15,5	- 15,5	Col de la Mare I	- 10,5	- 10,5	Zebrù Est	- 2	- 2
Forni	- 13,5	- 13,5	P.ta Pedranzini	osserv. fotogr.		Montagna V. II	osserv. fotogr.	
Tresero	- 19,5	- 19,5	Alpe Sud	- 18	- 18	Forà	osserv. fotogr.	
Dosegù	- 8,5	- 8,5	Savoretta	osserv. fotogr.		S. Giacomo E	- 29,5	- 29,5
Sforzellina	- 13 (2002)	- 6,5	Pisgana Est	non misurabile		S. Giacomo W	- 3	- 3
Pisgana W	- 24,5 (2002)	- 12,5	Lupo	+ 1,5	+ 1,5	P. Tresero SW	non misurato	
Venerocolo	- 30	- 30	Porola	non misurabile		Avio Est	non misurabile	
Adamello (Baltzer)	no misura		Trobio Est	non misurato		Miller Inferiore	+ 4,5	+ 4,5
(Conoide)	- 2	- 2				Bondone Inferiore	non misurabile	
Marovin	non misurabile		Platigiòle *	- 25 (1999)	- 5	Dente di Coca	+ 12	+ 12
Trobio Ovest	non misurabile		* reinserito			Scais	non misurabile	

Tab. 5: campagna glaciologica 2004: variazioni lineari delle fronti dei ghiacciai-campione lombardi.

Tab. 5: 2004 glaciological campaign: snouts variations of Lombardy sample glaciers.

Variazioni rispetto al 2003 / variations versus 2003:	43	ritiro / shrinkage: 36 (83,7 %)	avanzata / growth: 6 (14 %)	stazionari / unchanged: 1 (2,3 %)
Variazioni con anni precedenti il 2003 / variations versus years before 2003:	6	ritiro / shrinkage: 6 (100 %)	avanzata / growth: 0	stazionari / unchanged: 0

Tab. 6: trattamento dei dati della tab. 5, rispetto al 2003 e agli anni precedenti il 2003.

Tab. 6: summary of tab. 5 data versus 2003 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
2004	42	6	1	49	85,7	12,2	2,1

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

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

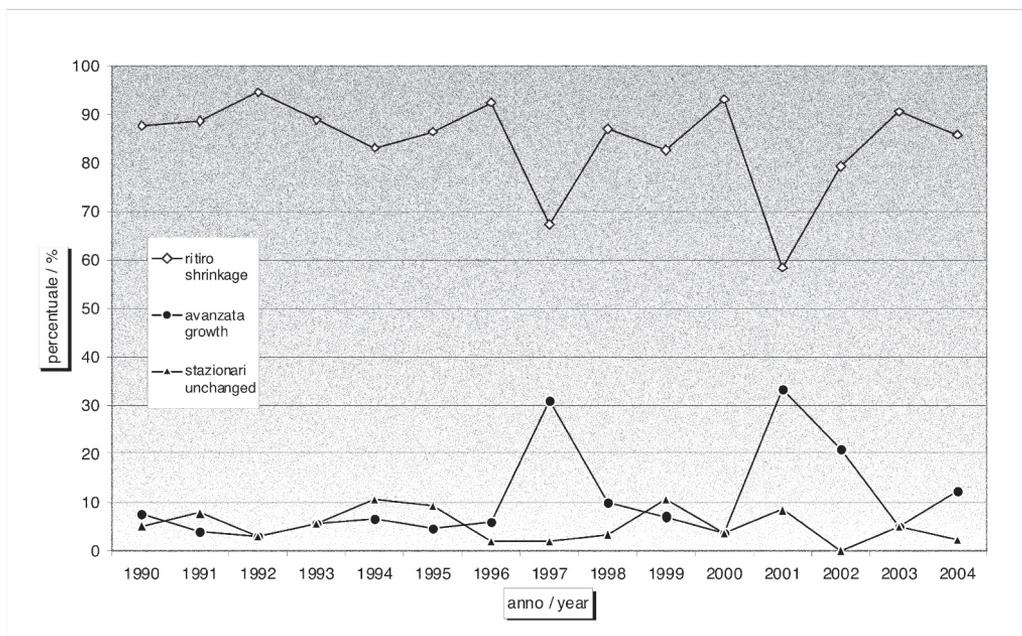


Fig. 1: le variazioni frontali dei ghiacciai-campione lombardi negli ultimi 15 anni.

Fig. 1: snouts variations of Lombardy sample glaciers over the past 15 years.

4 - ANNO IDROLOGICO 2003-2004: ANDAMENTO DELLA COPERTURA NIVO-GLACIALE DELLA LOMBARDIA

Antonio Galluccio

4.1 - INTRODUZIONE

La cronaca nivo-meteorologica e i dati provenienti dai siti di studio del manto nevoso spiegano, assieme all'andamento termico estivo, l'ennesimo bilancio di massa sfavorevole fatto registrare dai ghiacciai lombardi nell'anno idrologico 2003-2004: se infatti la stagione di accumulo ha prodotto apporti consistenti, in alcuni ambiti glaciali tra i più abbondanti degli ultimi 20 anni (foto 1), va detto che questi si sono concentrati soprattutto nella fase tardiva, segnatamente in maggio. Il recupero, per certi versi clamoroso, che si è avuto in questo mese non è però riuscito a conferire alla neve vecchia quelle caratteristiche cristallografiche che ne possano garantire la parziale persistenza nel corso della stagione calda. Quindi buoni volumi ma scarsa consistenza. E l'estate non è stata torrida come la precedente, ma prolungata e con la tendenza a espandersi in quella che, sino a qualche tempo or sono, era la prima fase degli apporti del nuovo anno, cioè il primo autunno alla media e alta quota: apparati perfettamente innevati nella terza decade di agosto hanno visto il proprio patrimonio nivale stagionale dissiparsi nei primi venti giorni di settembre.

Se le cose in atmosfera vanno così, poche le illusioni: la deglaciazione consegue a mutate condizioni climatiche, che rendono la più parte dei *siti glaciogeni* delle nostre Alpi non più idonei alla conservazione di neve e ghiaccio.

Le immagini e i dati raccolti dagli operatori del SGL permettono un'analisi un poco più approfondita dei fenomeni descritti, che trovano nell'elemento locale ragione per eccezioni anche vistose. Ma il trend è quello e non conosce deflessioni.



Foto 1: la Val Nera dominata dal Pizzo Paradisino (3203 m) e dalla Corna di Campo (3297 m) (a destra) nella tarda primavera 2004. L'innevamento di questa convalle del Livignasco appare quantitativamente rilevante ma le indagini nivologiche sveleranno poi la sua scarsa qualità cristallografica. (20 maggio, R. Scotti).

Photo 1: Nera Valley, dominated by Pizzo Paradisino (3203 m a.s.l.) and Corna di Campo (3297 m a.s.l. - right) in late 2004 spring. The snow coverage of this secondary valley of the Livigno sector appears quantitatively massive, though snow surveys will reveal its poor cristallographic quality. (May 20, R. Scotti).



Foto 2: il Monte Disgrazia e il Ghiacciaio della Ventina (a sinistra) il 28 luglio 2004: la neve vecchia appare già assai limitata, con il suo limite altimetrico inferiore disposto ben più in alto rispetto all'ELA, a quasi due mesi dal termine della stagione di ablazione. (R. Scotti).

Photo 2: Mount Disgrazia and the Ventina glacier (left) on July 28, 2004: old snow already appears very scarce, with its lower reaches definitely higher than the ELA, almost two months before the end of ablation period. (R. Scotti).

A tale proposito non si può tacere che, da quanto è possibile osservare, nella situazione attuale elementi quali la giacitura e la forma della massa glaciale, l'esposizione, l'alimentazione da valanga e i microclimi locali assumono importanza prevalente rispetto a quelli che dovrebbero invece essere i nodi centrali, cioè la quota e la temperatura media annua. I ghiacciai stanno infatti dove possono stare, cioè nell'ambito termico- e, indirettamente, altimetrico - che consente alle nevi di non fondere del tutto nel corso dell'estate. Nei decenni passati, lo studioso era attento a riconoscere un limite, così come poteva osservarlo sul terreno: era l'antica *linea delle nevi persistenti*, a cavaliere della quale, o meglio delle sue oscillazioni, a seconda dei versanti, si svolgeva la delicata vicenda del bilancio delle masse nivo-glaciali. Pare non essere più così: almeno al di sotto dei 3300-3500 m di quota si rinvencono *snow-line* solo locali, cioè sul singolo apparato, e chiazze, anche larghe, di neve vecchia di valanga alla base di pareti e canali. La lettura dei dati relativi alla snow-line di settore montuoso di tab. 9 si presta alle considerazioni suddette.

In questo 2005, per come stanno andando le cose, ad agosto troveremo forse neve residua negli Appennini, grazie agli apporti eccezionali dell'inverno 2004-2005, mentre sulle Alpi converrà dotarsi di un ghibbuto dromedario per attraversare panorami glaciali (o ex-glaciali?) nivologicamente desertificati. Non ci stupisce dunque più di tanto l'annotazione di un bilancio 2003-2004 favorevole per i ghiacciai delle Alpi Orobiche, beneficiati dalla forte attività valanghiva descritta in precedenza nella nota nivo-meteorologica, né il riscontro, in uno stesso settore montuoso, di un vasto ghiacciaio di alta quota miserevolmente privo di residuo nevoso a fianco di una modesta placca, magari sita 500 m più in basso, in chiara espansione volumetrica.

Ebbene, questi rilievi racchiudono l'inganno, facile da svelare: non si tratta di situazioni diverse che possano indurre dubbi o suggerire previsioni di cambiamento, ma solo le due facce della stessa medaglia. Con il glacialismo che cerca nuove forme per difendersi dallo sfacelo: una nicchia umbratile, sui 2500-3000 m di quota, protetta su tre lati da appicchi rocciosi, qualche valanghetta (ma non una grande, perché se no la nicchia viene "saltata") ed ecco il ghiacciaio alpino del XXI secolo, capace di resistere a temperature dell'aria di 18 °C per settimane intere. Ma questo ghiacciaio non è "climatico", è una *giacitura*, un frigorifero autoalimentato di media quota.

Al di là di simili situazioni "locali", infatti, perché il glacialismo possa svilupparsi - o, ahimè, tentare anche solo di conservarsi - servono idonee condizioni climatiche generali, a grande o a meso scala. Queste non ci sono più: le estati sono troppo calde e prolungate, le nevi scarseggiano o si depongono nei periodi meno favorevoli (primavera), il vento percorre i crinali senza soste. I meteorologici parlano di *indice alto* della NAO¹, di latitanza del tempo da SW e di molto altro ancora quali cause di una siffatta situazione: il colonnello E. Bernacca, negli Anni Settanta (quando l'indice NAO era persistentemente *basso*) nella sua trasmissione televisiva era costretto a numerare le perturbazioni di un singolo mese, tanto numerose erano. Non di rado si superò il n. 20. Oggi, venti perturbazioni sono quelle di un anno, e magari portano pure due alluvioni.

Tornando all'annata appena trascorsa, possiamo dire che vento e valanghe costituiscono le chiavi di lettura dell'andamento del glacialismo lombardo. Il *vento*: ai primi di febbraio 2004 le vette appaiono spoglie, oltre i 3500 m di quota la superficie glaciale è quella estiva, a vista. Viceversa, in una nicchia a 2500 m, sotto, ci sono 6 m di neve pressata. Possiamo anche chiamarla "ridistribuzione degli apporti" ma la dobbiamo leggere come il primo momento annuale di quella che diverrà, a settembre, l'"assenza della snow-line". Per quanto detto prima, si tratta di un rapporto causa-effetto: la neve si accumula in basso, l'alta quota resta a secco, i ghiacciai che hanno bacini di accumulo ad alimentazione diretta (nevicata e vento) si annettono forti deficit di bilancio di massa annuale, il ghiaccio si riforma solo all'ombra, nei buchi. Le *valanghe* accentuano il fenomeno: riempiono i buchi, appunto.

¹ la NAO è l'*Oscillazione Nord Atlantica*, cioè la variazione continua delle pressioni atmosferiche sul continente europeo attorno a due centri motori: uno, di bassa pressione, centrato sull'Islanda, l'altro, di alta pressione, con fulcro nelle Azzorre. L'*indice alto* si ha quando la situazione è quella descritta, l'*indice basso* quando si inverte. Con una semplificazione estrema (le cose sono assai più complesse e variano con le stagioni), si può dire che nel primo caso sono frequenti le situazioni di blocco sull'Europa occidentale, con interruzione del flusso zonale Ovest-Est, caldo e assenza di precipitazioni. L'opposto nel secondo caso.

Una significativa conferma di questi assunti ce la forniscono le Alpi Orobie nell'estate del 2004: per questi monti che raggiungono solo i 3000 m di quota massima un'annata di bilancio davvero positiva, tra le migliori in assoluto del Secondo Dopoguerra. In pratica, in Lombardia, esistono all'oggi due tipi di montagne glacializzate: da una parte le Alpi, in grave crisi, dall'altra le Orobie - e i piccoli apparati "orobici" siti quà e là negli altri settori - che riescono ogni tanto ad annettersi periodi favorevoli. Si ricorda che la catena orobica, specie il suo segmento occidentale, è considerata da taluni studiosi, dati alla mano, come uno dei settori montuosi più nevosi del Pianeta; a soli 10 km in linea d'aria, oltre la *Linea Insubrica*, dal più continentale dei climi Sud-alpini, quello del Massiccio del Bernina: dove la snow-line 2004 raggiunge la bella quota di 3500 m.



Foto 3: il versante settentrionale delle Orobie (Val Caronno) come appare il 16 giugno 2004. L'innevamento stagionale è imponente: il bacino di accumulo del Ghiacciaio di Porola (al centro) è beneficiato da conoidi valanghivi coalescenti. (S. Losa).

Photo 3: the northern side of the Orobie (Caronno Valley) on June 16, 2004. The seasonal snow coverage is impressive: the accumulation basin of the Porola Glacier (centre) is fed by coalescent avalanche fans. (S. Losa).

In definitiva, l'andamento attuale della copertura glaciale lombarda rimane improntato a un progressivo, ulteriore ridimensionamento. Eccettuano a questa situazione le porzioni di territorio dove i fattori locali (orografici e microclimatici) interpretano un ruolo significativo in merito alla conservazione estiva delle nevi. L'anno idrologico 2003-2004 appare comunque meno negativo rispetto al precedente: una piccola consolazione (tab. 8).

Anno idrologico <i>Hydrological year</i>	% unità in decremento <i>% shrinkage units</i>	% unità stazionarie <i>% unchanged units</i>	% unità in incremento <i>% growth units</i>
2001-2002	89,4	6,7	0,9
2002-2003	97,0	1,0	1,0
2003-2004	73,9	8,0	17,0

Tab. 8: fase dinamica complessiva dei ghiacciai lombardi negli ultimi tre anni idrologici.

Table 8: overall dynamics of Lombardy's glaciers in the last three hydrological years.

4.2 - ANALISI DEL CAMPIONE DELLE UNITA' GLACIALI OSSERVATE

L'analisi dei dati numerici conforta quanto detto ma necessita di attenzione, pena una lettura non veritiera della situazione a livello regionale. Nella tab. 8 sono riassunti i dati dinamici relativi alle unità glaciali osservate mediante il confronto con l'anno precedente (campione globale: 88 unità; vedi N.B. di pag. 100). Nell'anno idrologico 2003-2004 gli apparati stazionari o in fase positiva assommano a oltre il 25 %: va però ribadito che le Orobie spostano fortemente la valenza del risultato (15 su 22 apparati in equilibrio o incremento sono infatti orobici), come evidenziato dalla tab. 4, dove risulta chiaro che il restante territorio - con l'altra piccola eccezione costituita da due apparati del Settore Spluga-Lei - mostra altresì la perfetta persistenza di un trend completamente sfavorevole. Anche il computo dei ghiacciai-campione (ghiacciai per i quali la variazione dinamica viene espressa dal segno algebrico della variazione frontale, tab. 7) appare poco significativo: un 10% di unità in progresso frontale è "fisiologico" e si deve il più delle volte a fattori locali (apposizione di placche di nevato davanti alla fronte, alimentazione da valanga ecc.), divenendo in tal modo poco o per nulla predittivo di un possibile affievolimento della fase di contrazione, che resta conclamata.



Foto 4: 31 luglio 2004: neve fondente e acqua libera sul plateau superiore del Ghiacciaio di Fellaria Ovest. In simili condizioni, cristallografiche del manto nevoso e termiche dell'atmosfera, l'accumulo stagionale scompare in pochi giorni. (R. Scotti).

Photo 4: July 31, 2004. Melting snow and free-running water in the upper plateau of West Fellaria Glacier. Under such crystallographic and thermal conditions, the seasonal accumulation may disappear in few days (R. Scotti).

4.3 - EVIDENZE DI TERRENO

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

La quota media delle snow-line di settore montuoso rinvenute al termine della stagione di ablazione 2004 è leggibile nella tab. 9. Si rammenta, oltre a quanto espresso in didascalia, che il computo è frutto delle misure effettuate sul campo (con l'ausilio della cartografia) e di una stima complessiva che tiene conto dell'effettiva realtà del terreno, caso per caso. Il raffronto con le annate precedenti mostra un parziale recupero nei settori Spluga-Lei e Adamello e, in misura minore, in quello di Livigno.

Non si tratta in ogni modo di situazioni favorevoli alla conservazione dell'ambito nivoglaciale: il 2001, celebrato a ragione come un anno positivo, non lo fu clamorosamente ma delineò un andamento annuale mediamente solo un poco più favorevole rispetto a una situazione di equilibrio, cioè con la snow-line sita nei pressi dell'ELA, ghiacciaio per ghiacciaio. Detto ciò, il vero dato positivo del 2004, in termini di bilancio di massa annuale, è quello relativo alle Orobie: la snow-line non viene indicata in quanto non climatica ma dovuta quasi esclusivamente all'attività valanghiva.

Per quanto attiene la quota dello zero termico, si rimanda alle note di G. Cola (pagg. 30 e 35).

settore montuoso mountain sector	quota media snow-line / average altitude of the snow-line				
	2000	2001	2002	2003	2004
Spluga-Lei	2850	2650	3150	assente	2830
Codera-Masino	2950	2780	3100	assente	3150
Disgrazia-Mallero	2850	2705	3100	assente	3200
Bernina	3130	2850	3150	assente	3500
Scalino	3000	2690	3050	assente	2950
Dosdè-Piazzì	2930	2730	3070	assente	assente
Livigno	3000	2670	3050	assente	3000
Ortles-Cevedale	3090	2930	3180	assente	3350
Adamello	3000	2700	3100	assente	2950
Orobìe	non valutabile / non assessabile	Nord: 2370 Sud: 2500	>3100	assente	non valutabile / non assessabile

Tab. 9: quota media della snow-line nei diversi settori montuosi della Lombardia alla fine delle estati 2000, 2001, 2002, 2003 e 2004. Il confronto tra le annate è puramente indicativo in quanto il campione dei ghiacciai considerati varia di anno in anno.

Tab. 9: average altitude of the snow-line in the different mountain sectors of Lombardia at the end of the 2000, 2001, 2002, 2003 and 2004 summer seasons. The comparison between the years is purely an indication because the sample of checked glaciers change year after year.

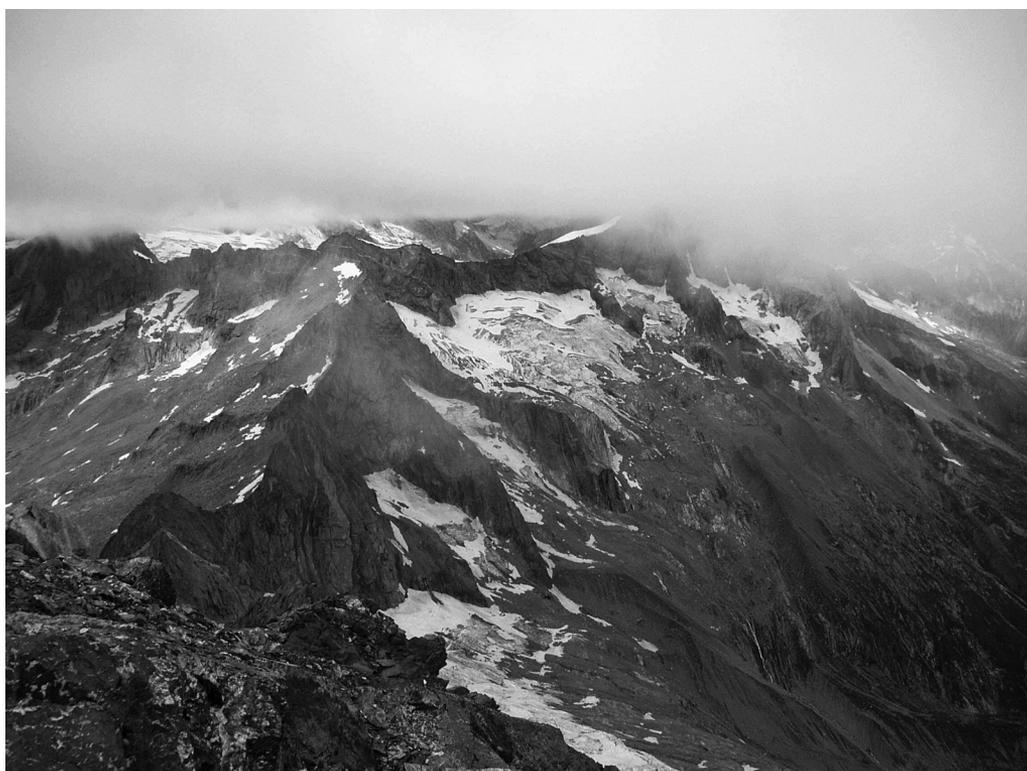


Foto 5: in questa immagine si evidenzia il ruolo della esposizione del versante sulla persistenza delle masse glaciali. La cresta Monte Disgrazia-Monte Sissone (al centro) ha in questo tratto un andamento SE-NW: l'esposizione prevalentemente meridionale (SW, a sinistra) inibisce lo sviluppo di masse glaciali mentre quella NE (al centro) permette la sopravvivenza di alcuni apparati glaciali di piccole e medie dimensioni. La neve vecchia dell'anno idrologico 2003-2004 appare scarsa ma non assente. (14 agosto, R. Scotti).

Photo 5: this picture evidences the role played by the site exposure for the preservation of glacial masses. The ridge between Mount Disgrazia and Mount Sissone (centre) runs in a SE-NW direction: the prevailing SW exposure (left) inhibits the development of glacial masses, while NE exposure (centre) allows the persistence of Val Malenco's small-to-medium size glacial sites. The residual snow is scarce though not absent. (14th August 2004, R. Scotti).

Fenomeni e situazione complessiva

Come fin qui visto, l'anno idrologico 2003-2004 ha sancito un nuovo episodio di depauperamento del patrimonio glaciale della Lombardia. Siccome tale riduzione di massa si assomma alle numerose altre precedenti, si acuisce la fenomenologia tipica delle fasi di forte deglaciazione. Si rammentano i seguenti aspetti:

- riduzione di spessore delle colate, con conseguente incremento del morenico in superficie, sia di origine endoglaciale sia dovuto al moltiplicarsi dei crolli rocciosi dalle pareti circostanti instabilizzate dall'abbassarsi della *trim-line*;
- affioramento di segmenti del substrato roccioso, con progressivo ingrandimento di tali inserti, vere isole di calore all'interno della colata;
- distacchi di apofisi distali, con formazione di banchi di ghiaccio morto;
- smembramento di apparati con importanti ripercussioni anche sugli aspetti classificativi;
- incremento della velocità del flusso glaciale per lubrificazione del fondo a opera delle acque di fusione, con conseguente allargamento delle crepacce e collasso di interi settori;
- ampliamento dell'*acquifero* epi- ed endo-glaciale;
- ampliamento dei laghi proglaciali e formazione di nuovi invasi;
- variazione di corso delle aste dei torrenti emuntori;
- altre minori (formazione di *calderoni del ghiacciaio* ecc.).

Per quanto riguarda il terreno proglaciale si assiste a numerosi *debris/mud-flows*, alla messa a giorno di ghiaccio morto in precedenza coperto di morenico – con sua rapida fusione – e, aspetto più preoccupante in prospettiva per le ricadute sulla fruibilità antropica della montagna, alla fusione del *permafrost*, anche in alta quota, con il rilascio di frane un po' ovunque, anche di grandi dimensioni (vedi, in questo stesso volume, l'articolo sulla frana della Punta Thurwieser).

Il lettore attento sa già di queste cose, enunciate in precedenza in numerose occasioni. Inutile ripetersi. Ciò che preme qui delineare è il panorama complessivo, quello di un catena montuosa che vede ridursi il proprio patrimonio di ghiacci e nevi. Appare chiaro che si tratta di processo non indolore: i monti in fase di deglaciazione reagiscono, si scrollano di dosso pietre e massi, conquistando con i loro conoidi detritici il terreno abbandonato dai ghiacciai, si assestano, tendono ad accogliere la vegetazione pioniera², i torrenti maggiori cambiano corso³, mentre quelli minori si seccano durante l'estate. La tundra tende a ritirarsi verso l'alto con il suo limite inferiore, il bosco invade canali, bastionate e valli sospese. I suoli soggetti a soliflusso si spianeranno e, forse, il tritone alpino potrà riprodursi più facilmente.

In definitiva, una variazione morfo-dinamica epocale che, a meno di improbabili inversioni di tendenza, procederà nei prossimi decenni: stime ormai considerate attendibili danno per certa la scomparsa dei ghiacciai alpini entro un secolo da oggi. Rimarrà forse qualche pianoro glaciale sui campi alti dei "4000" e qualche minuscolo glacionevato nascosto nei bui anfratti orobici.

Una montagna profondamente diversa, dunque, quella che, forse con un concorso di colpa generazionale, consegneremo ai nostri figli.

Ringraziamenti

Queste note non nascerebbero, anno dopo anno, senza il lavoro appassionato e gratuito degli operatori glaciologici volontari del Servizio Glaciologico Lombardo, cui va il nostro più sincero ringraziamento. Un plauso anche ai 51 aspiranti che hanno frequentato con impegno e sacrificio ammirevoli il duro corso per operatori glaciologici 2004 organizzato dal SGL tra i mesi di marzo e settembre. Il contributo di queste persone è stato determinante per la riuscita della campagna di rilievi, soprattutto nel settore Adamello.

² chi raggiunge la piana disposta davanti all'Albergo Buzzi (Valfurva) resta colpito dal verdeggiare degli abeti "bonsai" che stanno colonizzando quello che, solo 70 anni or sono, era il letto della magnifica lingua valliva del Ghiacciaio dei Forni.

³ dal Rif. Bignami (sette Bernina) non è più possibile ammirare la cascata che sino al 2003 fuoriusciva dalla fronte del Ghiacciaio di Fellaria Est. Né, tra qualche anno, l'escursionista, recandosi al vicino Sentiero Glaciologico L. Marson, incontrerà più il candido lobo della lingua valliva del contiguo Ghiacciaio Ovest, ormai ritiratasi oltre la soglia rocciosa.

BIBLIOGRAFIA

- FAGAN B. (2001) - La rivoluzione del clima, Sperling e Kupfer Ed., Milano.
- KAPPENBERGER G., KERKMANN J. (1997) - Il tempo in montagna, AINEVA, Zanichelli Ed., Bologna.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2001) - *Campagna Glaciologica 2000, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glaciälis n. 4, Milano.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2002) - *Campagna Glaciologica 2001, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glaciälis n. 5, Milano.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2003) - *Campagna Glaciologica 2002, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glaciälis n. 6, Milano.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2004) - *Campagna Glaciologica 2003, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glaciälis n. 7, Milano.

ABSTRACT

L'anno idrologico 2003-2004 ha prodotto l'ennesimo bilancio di massa negativo per i ghiacciai lombardi, anche se la portata del decremento è inferiore rispetto alla stagione precedente, in particolare per tre settori montuosi (Spluga-Lei, Livignasco e Adamello). In un terzo settore, quello delle Alpi Orobie, grazie a una efficace alimentazione valanghiva, si registrano al contrario un incremento complessivo delle masse glaciali rispetto al 2003 e il consolidarsi di un andamento favorevole pluriennale per alcune unità. Si segnalano i fenomeni glaciali e periglaciali connessi a tale fase di rapida contrazione, tra quali risulta assai significativa la progressiva fusione del permafrost.

Parole chiave: *ghiacciai lombardi, campagna glaciologica 2004, permafrost, debris/mud flows*

The 2003-2004 hydrological year resulted in another, further negative mass balance for Lombardy's glaciers, even if the decrement was somewhat less severe than in the previous period, particularly for three mountain sectors (Spluga-Lei, Livignasco, Adamello). The Orobie sector recorded an overall advancement of its glacial bodies, in comparison to 2003, due to significant avalanche feeding and a few years of favourable trends for some sites. Glacial and peri-glacial phenomena connected to the present shrinking phase are examined, as well as those related to the constant fusion of permafrost.

Key words: *Lombardy glaciers, 2004 glaciological campaign, permafrost, debris/mud flows*

L'année hydrologique 2003-2004 a été encore très négative au niveau du bilan de la masse des glaciers de la Lombardie, même s'il faut observer que le décremént a été inférieur par rapport à celui de l'année précédente, surtout chez trois groupes montueux (groupe Spluga-Lei, Livigno et Adamello). Chez les Alpes Orobie on a enregistré, grâce à une bonne alimentation des avalanches, une progression globale des masses glaciaires par rapport à l'année 2003 ; pour quelques glaciers on a observé une marche positive qui se vérifie depuis quelques années. Il y a donc des phénomènes glaciaires et périglaciaires liés à cette réduction rapide, parmi lesquels il faut mettre en évidence la progressive fusion du permafrost.

Mots clés: *glaciers de la Lombardie, campagne glaciologique 2004, permafrost, debris/mud flows*

GLACIOLOGICAL CAMPAIGN 2004

Central Italian Alps sector

PRELIMINARY NOTE

The 2000-2001 hydrological year, with its unexpected and welcome load of old snow, has represented till now the only real exception, within an unfavourable twenty-year period, to the sad fate of glaciation, causing however some interpretative problems and a major difficulty in the processing of synthetic data, as explained below. The method adopted by “Servizio Glaciologico Lombardo” is based on the qualitative estimate of the annual mass balance of each glacier (the so-called “dynamic phase”) to build up, year by year, the regional cumulative balance. Until summer 2000, the dynamic phase of each individual glacier could be referred either to a single year (e.g. a survey made in 2000 was compared against the 1999 one) or to a multiyear period (e.g. a survey made in 2000 was compared against surveys made in 1998, 1997, etc), and this would not affect the sign, as we were confronted all the times with a negative trend. The few exceptions in this trend had a negligible effect on the overall result. For this reason, surveys referring to single or to multiyear periods were considered equivalent. The extraordinary 2000-2001 hydrological year which, with its exceptional load of residual snow, reversed the trend of the last 20 years, has forced us to change method, as no favourable (2001) and unfavourable (2002, 2000 and prior years) measurements could coexist in one survey. Such a change must extend to past years as well (at least to 1991) to make results comparable. For this reasons, tables 2, 3, 4 and 6 make a distinction between the comparison with the year 2003 (i.e. the year immediately preceding the one being examined) and the comparison with previous years: the latter is not used in the statistical data processing. This method will be regularly applied in the future.

NOTES FOR THE READER

a - GENERAL

The general part contains the overall data of the campaign (chapter 1), the analysis of the variations of all measured glaciers (chapter 2) and that of the reference glaciers only (chapter 3). The method adopted by Servizio Glaciologico Lombardo assumes the assessment of the yearly dynamic phase of each single glacier to be produced on the basis of the morphological evidence both at the source and at the accumulation basin (direct inspection, front measurements, photo-cartography, snow surveys): terminology is presented in table 1. In addition, for uniformity with the methods adopted in its national summary by the Italian Glaciologic Committee, tables 5, 6, 7 and figure 1 are added, to illustrate the glaciers' front variations only (in this case the dynamic phase corresponds to the algebraic signs: 0 for *stationary*; - for *withdrawing*; + for *advancing*). Chapter 4 is devoted to a general comment on the effect of the 2003-2004 hydrological year on Lombardy's glacial trends. The modifications of the glacial cover of each single mountain sectors are illustrated in the systematic part (chapter 5).

b - RECAP TABLES (page 116)

Two tables are presented: the first shows data related to those sites previously surveyed in 2003, the second contains data for sites surveyed prior to 2003. Each glacier is described as follows: *cadastre number*, *survey date*, *yearly average front variation* (in parenthesis the reference year, if different from 2003), *dynamic phase*, *snow line altitude a.s.l. (Qsl)*, *snout's minimum altitude (QMF)*, a short synthetic note.

c - SYSTEMATIC PART (chapter 5, page 121)

The description deals exclusively with those glaciers that exhibited modifications or particularly interesting phenomena. Most cases carry a detailed photographic documentation.

Tab. 1: see page 101
Tables 2, 3, 4: see page 102
Tables 5, 6, 7: see page 103
Fig. 1: see page 104

4 - HYDROLOGICAL YEAR 2003-2004: STATUS OF LOMBARDY'S SNOW/GLACIAL COVER

Antonio Galluccio

4.1 - INTRODUCTION

Snow-meteo reports and snow cover data collected at the various study sites show, together with the summer thermal figures, the further negative mass balance affecting Lombardy's glaciers in the 2003-2004 hydrological year. However, though its accumulation season turned out to be one of the best of the last 20 years (Photo 1), the snow was mostly concentrated in the last quarter of the season, namely in May. Still, the somewhat astonishing recovery recorded in that month could not grant the snow those crystallographic properties capable of ensuring its partial persistence throughout the warm season. Hence good volumes but poor quality. Though the summer was not as torrid as the previous one, it continued into what, until a few years ago, was considered to be the first month of the accumulation season, i.e. early autumn at mid-high altitudes: sites perfectly blanketed by residual snow in the third decade of August lost all their snow cover in the first twenty days of September. This being the situation, little hope is left: de-glaciation ensues from new climatic conditions that make most glacial sites in the Alps no longer suited to support snow and glaciers. Pictures and data collected by SGL operators allow a somewhat deeper analysis of the reported phenomena, which included some local, remarkable exceptions. In all cases, this is the general trend and no deviations are in sight.

Photo 1 and 2: see page 105

In the present situation, one must note that some characteristics of the glacial masses such as position, shape, exposure, avalanche feeding and local micro-climatic conditions now assume a greater significance than the traditional parameters, i.e. altitude above sea level and average yearly temperatures. Indeed, glaciers stay where they can survive, depending upon an thermal and thus altimetric environment that would prevent the complete melting of the snow cover during the summer season. In the past, researchers were set at recognizing the "magic line" of their ground observations: the *perennial snow line* which, through its oscillations, determined the delicate balance of nivo-glacial masses. Apparently this is no longer true: below 3000-3500 m, one recognises local *snow-lines* only, i.e. pertaining to one single site, and snow patches, even very large ones, built by avalanches at the base of cliffs and gullies. The above considerations apply to the snow-line of a mountain sector, as illustrated in Table 9.

In August 2005, should the present trend be confirmed, we are most likely to find residual snow in the Appennines, thanks to the exceptional contribution of the 2004-2005 winter. In the Alps one should very well prepare himself to cross desert-like (former) glaciers riding adromedary. No surprise, then, from a 2003-2004 balance which favoured the Orobic glaciers, fed by the avalanches described in the nivo-meteo note, or left a typical mountain sector to show large, high altitude glaciers deprived of residual snow while a modest, but clearly expanding, snow patch was thriving perhaps 500 metres below.

These data are not conflicting: they do not instill new doubts or point to a different evolution of climatic trends; they are simply two aspects of the same phenomenon. Glaciers are seeking new ways of self defence: take a small shadowy spot at 2500-3000 m with three sides protected by rocky cliffs, add some small avalanches (not the big ones that will glide over the site) and here is the Alpine glacier of the 21st century, able to withstand weeks of 18°C air temperature. This is not a "climatic" glacier, is a so-called "*giaczerd*", a mid-altitude, self-contained freezer.

Indeed, forgetting for a moment such "local" situations, if glacialism is to develop - or at least to survive - some suitable climatic conditions are required on a medium-large scale. These are no longer in place: summers are too hot and prolonged, snowfalls are insufficient or occur at unfavourable times of the year (spring), winds permanently sweep the ridges. Meteorologists speak of *high NAO index*¹, of lack of SW weather and of much more, as the causes of such a situation: Colonel E. Bernacca (a distinguished meteorologist of the '70s, when NAO index was persistently *low*) in his TV report was often forced to assign a sequence number to the perturbances of a single month, so numerous they were, frequently exceeding 20. Today 20 perturbances fill one year, probably bringing along a couple of disastrous floods.

¹ NAO, North Atlantic Oscillation, is the continuous variation of the atmospheric pressure over the European continent around two nodes: a low pressure node, centred above Iceland, and a high pressure node centred above the Azores islands. High indexes corresponds to the situation just described, low indexes corresponds to the reverse situation. Trying to simplify (real things are much more complex and vary with the season), one can say that in the first case a blocked situation, interrupting the West-East flux, frequently brings heat and draught to Western Europe. The reverse is true in the second case.

Back to 2004, we can state that wind and avalanches were the two main factors affecting Lombardy's glacialism. *Wind*: at the beginning of February 2004, the peaks appeared naked; above 3500 m the ice was exposed as if it were summertime already. Vice-versa, at 2500 m, other sites had collected 6 m of compressed snow. We can call it "re-distribution of contributions" but must recognise this as the first episode of a drama called "September with no snow-line". As explained above, this is a cause-effect phenomenon: the higher altitudes, where glaciers are fed mainly by direct snowfalls, develop a heavy annual mass deficit; the snow is accumulated below; ice is confined to shady hollows only, where avalanches also contribute to fill those sites.

A significant proof of the above was supplied by the Orobic Alps, whose altitude reach a maximum of 3000 m: in the summer of 2004, the glacial trend of these mountains was very positive, one of the best since World War II. Two different situations co-exist today in Lombardy: on one side the main body of the Alps is experiencing a serious crisis, on the other side the Orobic Alps - and some small "Orobic-like" sites scattered in the remaining sectors - are undergoing a favourable period. We have to remind the readers that the Orobic chain and particularly its western segment, is reputed by some experts, based on accumulated data, to be one of the snowiest mountain areas of our Planet, despite being only 10 km as the crows fly south of the "Insubric Line", where the most continental of the south-Alpine climates, that of Massiccio Bernina, relegated its 2004 snow-line above 3500 m.

Photo 3: see page 107

In conclusion, the present trend of Lombardy's glacial coverage points to a further, constant shrinkage, with the exception of the few areas where local factors (orographic and micro-climatic) play a significant role in preserving the snow throughout the summer. All in all, the hydrological year 2003-2004 appears less negative than the previous one, though this is of little relief (table 8).

Tab. 8: see page 107

4.2 - ANALYSIS OF THE EXAMINED GLACIAL UNITS

The analysis of numerical data confirms the above considerations, though particular attention is necessary to avoid a deceptive interpretation of the regional situation. Table 8 summarizes the dynamic data of the examined glacial units when compared against those of the previous year (total sample: 88 units, see the Note on page 100). In the 2003-2004 hydrological year, the 22 unchanged or increasing sites represent more than 25% of all sites: one must however note that Orobic glaciers considerably influence the results (15 out of those 22 sites are Orobic). As shown in Table 4, the remaining sites - with the minor exception of two glaciers in the Spluga-Lei sector - report a persistent, negative trend. In addition, the measurements of the sample glaciers (whose dynamic phases are expressed by the algebraic variations of their tongues, see Table 7) may be of little significance: a 10% of units in progress is "physiological" and caused by several local factors (apposition of snow patches at the front, avalanche feeding, etc.). These increments do not necessarily stand for a possible attenuation of the present shrinking phase which, on the contrary, is confirmed.

Photo 4: see page 108

4.3 - GROUND OBSERVATIONS

Altitude of the snow-line and "thermal zero" (0°C)

The average altitude of the snow-line of the various mountain sectors, as measured at the end of the 2004 ablation period, is presented in Table 9. Besides what is shown in the notes, the computations result from on site measurements (with the aid of maps) and from careful evaluations based on the actual shape of the ground. Comparison with previous years' data show a partial recovery for Spluga-Lei and Adamello sectors and a somewhat lesser recovery for the Livigno sector.

Anyway, the situation does not lead to a possible preservation of our nivo-glacial environment; 2001, rightly considered a positive year, though not a truly sensational one, produced an annual trend just a little more balanced, with all glaciers showing a snow-line close to the ELA. A comparison of 2001 versus 2004 shows more clearly the problems of the year under examination. The only positive datum, in terms of yearly mass balance, comes from the Orobic Alps where the snow-line was not indicated, being almost exclusively due to avalanches.

For the thermal zero trend, please refer to the paper by G. Cola (pages 30 and 35).

Tab. 9 and photo 5: see page 109

Phenomena and overall situation

As described above, the 2003-2004 hydrological year ended with a general impoverishment of Lombardy's glacial resources. As this mass reduction comes after the prior ones, the de-glaciation phase is further strengthened. About the glaciers, the following considerations apply:

- tongues thickness is being reduced, with the consequent increase of glacial drift, both surfacing from the body of the glacier and dropping from rock walls destabilized by the lower trim-line;
- the surfacing of the bedrock is progressively extending and producing more heat-diffusing spots;
- the detachment of terminal ice-flows is resulting in more dead-ice bodies;
- the glaciers are breaking-up, also affecting their classification;
- the increment of the speed of the glacial flow, caused by the lubricating effect of deep-running meltwaters, is leading to a widening of crevasses and collapses of entire sectors;
- the epi- and endo-glacial waters are incrementing;
- pro-glacial lakes are widening and new ones are created;
- draining streams change their courses;
- other minor modifications show up (ice kettles, etc.).

With regard to pro-glacial ground, we have to register many debris/mud flows, the surfacing - and its rapid melting - of dead ice previously covered by morainic deposits and the melting of high-altitude permafrost resulting in numerous landslides (some of huge proportion, see the report on the Punta Thurwiser); the last one being the most serious threat affecting man's fruition of the mountain areas. Many of our readers are already aware of such facts, as they have been pointed out many times before.

The important fact to outline here is the overall picture, that of an Alpine Range witnessing the shrinking of its snow and ice resources or, better, the rising of the snow-line altitude. This is definitely a painful process: mountains react to this de-icing phase by dropping rocks and boulders, filling the area of former ice tongues with their debris, creating new ground for pioneer vegetation, changing the course of major streams while letting the minor ones go dry during the summer. The lower limit of tundra moves to higher altitudes, bushes occupy stream-beds, morains and valleys.² Entire sites will be leveled (though the alpine triton might reproduce more easily).

In conclusion, we are witnessing a morpho-dynamic epochal change which, save for unexpected changes in its trend, shall continue for next decennia: some widely accepted estimates forecast the disappearance of most Alpine glaciers by the end of the century. Only a few glacial sites will still be present above 4000 m.

Our children are bound to inherit a completely different set of mountains, and this is probably because of our faults.

Acknowledgements

These notes could not have been collected, year after year, without the dedicated, voluntary work by the operators of Servizio Glaciologico Lombardo, whom we heartily thank. We also thank the students attending the demanding course 2004 for glaciologic operators held by SGL between March and September 2004. Their contribution was absolutely fundamental for the success of the survey campaign, particularly in the Adamello sector.

REFERENCES and ABSTRACT *(see italian text, page III)*

² Arriving at the plain in front of the Buzzi Hotel (Valfurva), one is struck by the green of bonsai-size firs invading what 70 years ago was the place of the magnificent tongue of the Forni Glacier.

³ from Rifugio Bignami (Bernina sector) one can no longer enjoy the waterfall dropping from the front of East Fellania Glacier until 2003, nor in a few years, will the hiker pacing the L.Marson Glaciological Trail encounter the whitish valley tongue of West Fellaria Glacier, already recessed beyond the rocky threshold.

CAMPAGNA GLACIOLOGICA – SETTORE LOMBARDO / GLACIOLOGICAL CAMPAIGN 2004 – LOMBARD SECTOR
ELENCO DEI GHIACCIAI VISITATI / LIST OF SURVEYED GLACIERS
 Previous rilievo: 2003 / previous survey: 2003

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front variat.	ph.	QMF	snow line	
SETTORE SPLUGA-LEI							
364.0	PIZZO QUADRO NORD	2-set		IL	2580	2650	Vedi scheda / See systematic part
365.0	PIZZO FERRE'	4-set		DM	2595	abs.	Innevamento residuo scarso, nessuna variazione morfologica / scarce residual snow cover, no morphological variations (Congiu)
370.0	TAMBO' INFERIORE	11-set	+ 2	IL	2750	2750	Innevamento quasi totale / nearly complete snow cover (Felisa)
371.0	SURETTA SUD	5-set	0	DL	2700	2800	Vedi scheda / See systematic part
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 9001.0 Cima Sud di V. Loga, 367.0 Val Loga, 367.1 Val Loga NE, 368.0 Passo Zoccone, 8000.0 Sito di q. 2966, 369.0 Pizzo Tambò, 372.0 Orsareigl, 373.0 Morteè, 9002.0 Calcagnolo, 1002.0 Pizzo Rosso, 1004.0 Cima di Lago W, 1005.0 Ponciagna.							
SETTORE CODERA-MASINO							
390.0	PASSO DI BONDO	28-ago		DL	2900	2930	Vedi scheda / See systematic part
397.0	RASICA OVEST INF.	6-set		IL	2650	2620	Innevamento residuo rilevante sovrapposto a detrito / abundant residual snow cover overlapping the debris (Barilli)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 375.0 Punta Trubinasca, 383.0 Calvo E, 8101.0 Calvo Inf., 383.1 Calvo, 383.2 Calvo NW, 383.3 Passo della Vedretta, 384.0 Ligoncio, 8103.0 Sfinge, 394.0 Qualido, 395.0 Zocca S, 396.0 Zocca E, 399.1 Torrione W Sup., 402.0 Cameraccio W, 403.0 Cameraccio E, 403.1 Monte Sissone SW, 404.0 Monte Sissone W, 405.0 Passo di Mello.							
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO							
408.0	PREDA ROSSA	11-set	- 7	DF	2615	3400	Vedi scheda / See systematic part
409.0	CORNA ROSSA	10-set		DF	n.v.	irreg.	Apertura di una finestra rocciosa nel settore destro, riduzione di spessore evidente / emerging rocky outcrop in the right sector, pronounced thickness reduction (Urso)
410.0	CASSANDRA OVEST	10-set	- 3	DM	2785	ass.	Forte diminuzione di firm del 2001 (15%), forte copertura morenica, QMF ricalcolata con GPS / significant reduction of 2001 firm (-15%), strong debris cover, GPS measured QMF (Scotti)
410.1	CASSANDRA CENTRALE	11-set	- 0,5	DL	2935	irreg.	Innevamento residuo valanghivo con copertura superficiale del 50%, firm 2001 quasi scomparso / residual snow cover from avalanches approaching 50%, 2001 firm almost dissolved (Scotti)
411.0	CASSANDRA EST	11-set	- 2	DM	2720	irreg.	Poca neve vecchia, parziale copertura di firm del 2001, indebolimento della seraccata, forte ablazione tardiva / scarce old snow, partial 2001 firm cover, seracs weakening, strong late ablation (Scotti)
411.1	CASSANDRA SUP.	11-set		DM	3130	ass.	Vedi scheda / See systematic part
8200.0	CORNI BRUCIATI NE O V	11-set				2620	Innevamento quasi completo, placca dx collegata al nucleo centrale / nearly complete snow cover, right-side patch connected to the main flow (Scotti)
416.0	VENTINA	3-set	- 11	DM	2224	3050	Fronte plurilobata, incremento della copertura morenica / multi-lobate front, increasing debris cover (Peroschi, Cambieri, Urso, Butti)
417.0	CANALONE DELLA VERGINE	3-set		DM	2700	3100	Ridimensionamento con emersione di substrato roccioso e interruzione della colata sx / ice flow weakening, rocky outcrop cutting off the left flow (Peroschi, Cambieri)
419.0	DISGRAZIA	25-set	- 4,5	DL	2381	2600	Ancora ben alimentato e potente il settore dx, nuove finestre rocciose e riduzione di spessore a sx, fronte sfrangiata / right side still strong and well fed, new emerging rocks, thickness reduction of left side, frayed front (A.C. Galluccio, Proh, Strozzi)
420.0	PUNTA BARONI	25-set	+ 4,5	X	2565	2710	Copertura nevosa più estesa che nel 2003 anche nei pressi della fronte. Rilievi GPS / snow cover larger than in 2003, also near the front. GPS survey (Almasio, A.C. Galluccio, Urso)
421.0	PASSO DI CHIAREGGIO	18-set	- 4	S	n.v.	2880	Discreto innnevamento valanghivo, copertura nevosa anche al centro. Fronte esile e mascherata da morenico / good avalanche snow cover, residual snow also at mid-flow. Thin front hidden by debris (Almasio, Urso, A.C. Galluccio)
422.0	SISSONE	18-set	- 10	DL	2625	2980	Vedi scheda / See systematic part
423.0	CIMA DI ROSSO SE	18-set	- 14	DL	2870	2940	Innevamento stagionale solo alla base delle pareti, diffusa copertura detritica; collegamento con il Gh. Sissone costituito da ghiaccio morto / seasonal snow cover only at the foot of rock-faces, extended debris cover; linked with Sissone glacier by dead ice (Almasio, A.C. Galluccio)
424.0	CIMA DI ROSSO EST	18-set	- 18,5	DL	2745	2970	Neve vecchia alla base delle pareti e in alcune zone depresse; porta glaciale; fronte coperta da morenico / old snow cover at the foot of rock-faces and some depressions; glacial opening; front covered by debris (Almasio, A.C. Galluccio)
425.0	VAZZEDA	25-set	- 5	DM	2760	3050	Vedi scheda / See systematic part
431.0	PIZZO TRE MOGGE	28-ago	- 7	DL	3000	3200	Buona copertura nevosa, aumento del detrito e ritiro frontale; nevati a valle della fronte / good snow cover, increasing debris cover and front withdrawal; snowfields below the front (Urso)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 409.1 C. Bruciati I, 409.2 C. Bruciati II, 9200.0 C. Bruciati III, 9202.0 Orsera, 414.0 Cima del Duca, 418.0 Pizzo Ventina, 9201.0 Monte del Forno SE, 430.0 Sassa di Fora, 430.1 Passo delle Tre Mogge, 431.1 Sassa d'Entova, 431.2 Pizzo Malenco S.							
SETTORE BERNINA							
432.0	SCERSCEN INFERIORE	21-ago	- 35,5	DF	2605	n.v.	Vedi scheda / See systematic part
433.0	SCERSCEN SUP.	23-set	- 5	DF	2570	n.v.	Forte contrazione, innnevamento scarso / snout's shrinkage, little snow cover (Peja, Rosa, Alberti)
434.0	MARINELLI	21-ago	- 22	DF	2998	ass.	Distacco di porzione in dx idr.; smagrimiento ed emersione dei nunatak esistenti / disjoining of a portion on the right side; thinning flow, increase of existing nunataks (Peja, Rosa)
435.0	CASPOGGIO	23-set	- 19	DM	2650	n.v.	Aumento delle finestre rocciose, profonde bédrières. Limite frontale assottigliato / more rocky outcrops, deep bédrières, thinning front (Alberti, Peja, Rosa)
439.0	FELLARIA OVEST	18-set		DF	2600	3550	Vedi scheda / See systematic part
441.1	CIMA FONTANA NE	18-set		DF	2900	ass.	Consistente riduzione di spessore con emersione dei due nunatak / severe thickness reduction, the two nunataks have increased their size (Butti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 436.0 Sasso Moro NE, 437.0 Sasso Moro NW I, 8302.0 Sasso Moro NW II, 438.0 Bocchetta di Caspoggio, 440.1 Fellaria Sup. I, 8300.0 Pizzo Varuna S.							
SETTORE SCALINO-PAINALE							
443.0	PIZZO SCALINO	19-set	- 5	DL	2590	2950	Vedi scheda / See systematic part
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 445.0 Pizzo Painale NW, 446.0 Pizzo Painale SW, 449.0 Corti, 451.0 Val Molina, 453.0 Cima di Forame N, 454.0 Passo di Val Molina, 455.0 Pizzo Painale NE, 9302.0 Carnosci, 9303.0 Cima Forame NE.							

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din. ph.	QMF	snow line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front variat.	din. ph.	QMF		
SETTORE DOSDE´ -PIAZZI							
462.0	CAMPACCIO	22-set	- 22	DM	2834	ass.	Innevamento assente, forte riduzione / <i>no snow cover, strong thickness reduction</i> (Bonetti)
463.0	SASSO TORTO	22-set	- 10	DF	2895	ass.	Innevamento residuo assente con forte ritiro frontale e perdita di spessore / <i>no snow cover, strong snout retreat and thickness reduction</i> (L. Bonetti)
9401.0	MOTTI	22-set					Innevamento residuo assente; ghiaccio ricoperto da detrito. Frequenti frane in agosto / <i>no residual snow cover; debris over the ice, frequent landslides in August</i> (L. Bonetti)
466.0	RINALPI	4-set		DF	n.v.	ass.	Innevamento residuo assente, copertura detritica, riduzione di spessore / <i>no residual snow cover, debris cover, thickness reduction</i> (A. Galluccio)
467.0	VAL LIA	4-set		DF	2690	ass.	Innevamento consistente solo nei pianori. Affioramento del substrato nella colata terminale / <i>good snow cover only in flat areas, terminal flow showing emerging debris</i> (A. Galluccio)
467.1	VAL LIA EST	4-set		DF	2890	ass.	Assenza di neve, appiattimento e contrazione areale / <i>no snow cover, flattening and shrinking flow</i> (A. Galluccio)
468.0	CARDONNE´	4-set		DF	2480	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
473.0	DOSDE´ EST	1-set		DM	2570	irreg.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
474.0	DOSDE´ CENTRALE I	11-set		DL	n.v.	ass.	Neve vecchia solo sui pianori intermedi / <i>residual old snow only on intermediate flat areas</i> (F. Galluccio)
474.1	DOSDE´ CENTRALE II	11-set		DL	n.v.	ass.	Fronte stabile. Innevamento da valanga alla base delle pareti / <i>unchanged front, avalanche snow cover at the foot of the cliffs</i> (F. Galluccio)
475.0	DOSDE´ OVEST	5-set		DL		ass.	Assenza di neve vecchia. Riduzione di spessore. Nunatak nel settore superiore / <i>no residual snow cover, thickness reduction, nunatak in the upper sector</i> (F. Galluccio)
476.0	VAL VIOLA EST	5-set	+ 1,5	DL	2780	2930	Lieve avanzamento della fronte per crolli; poca neve residua / <i>marginal advance of the front due to collapses; little residual snow cover</i> (S. Ratti, L. Presotto)
477.0	VAL VIOLA OVEST	5-set	- 0,5	DL	2830	ass.	Residuo nevoso quasi assente. Progressivo ricopimento di morenico della fronte in sin. idr. / <i>almost no residual snow, increasing debris cover on the left side of the front</i> (S. Ratti, L. Presotto)
478.0	CORNO DI DOSDE´	13-set		DL	n.v.	2800	Residui di valanghe; placca di "ghiaccio nero" sul lato orientale. Copertura detritica / <i>residual avalanche snow; "black ice" on the eastern side. Debris cover</i> (V. Bianchi, S. Ratti, L. Presotto)
9403.0	FOSCAGNO	4-set					Buon innnevamento residuo / <i>good residual snow cover</i> (A. Galluccio)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 459.0 Lago Caloso, 461.0 Redasco, 470.0 Verva Minore, 471.0 Verva Maggiore, 472.0 Passo dei Sassi Rossi W, 474.2 Cima di Lago Spalmo W, 474.3 Cantone di Dosde´ I, 474.4 Cantone di Dosde´ II, 475.0 Dosde´ W Inf., 477.1 Cima Dugorale.							
SETTORE LIVIGNO							
988.0	PIZZO FILONE SE	4-set		S	n.v	irreg.	Cospicuo residuo nevoso pluriennale di origine valanghiva / <i>strong multiannual avalanche snow cover</i> (A. Galluccio)
9405.0	PIZZO FILONE CENTRALE	4-set				irreg.	Residuo nevoso di notevole entità, che privilegia il settore di testata e quello distale / <i>remarkable residual snow cover, especially in the upper and distal sectors</i> (A. Galluccio)
8402.0	PIZZO FILONE NORD	4-set				irreg.	Esteso innnevamento di origine valanghiva / <i>large avalanche snow cover</i> (A. Galluccio)
990.0	MINE SUPERIORE	4-set		DF	2940	ass.	Neve vecchia al centro. Aumento copertura detritica / <i>old snow in the middle, extended debris cover</i> (Marzorati, Molteni)
991.0	MINE	4-set		DM	2850	2900	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
8404.0	MINE INFERIORE	4-set		S	2940	ass.	Scarsi apporti valanghivi. Lago di dimensioni immutate / <i>scarce avalanche contribution, lake unchanged</i> (Marzorati, Molteni)
992.0	C.NA CAPRA DENTRO	4-set		DM	2750	ass.	Notevole copertura morenica / <i>Remarkable debris cover</i> (Marzorati, Molteni)
994.0	PIZZO PAVALLO	4-set		DM	2800	2900	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
996.0	VAL NERA OVEST	11-set		DM	2800	2900	Incremento del morenico. Innevamento residuo nella porzione sup. / <i>increasing debris cover, residual snow in the upper reaches</i> (Grazzi G. e C. Lonardo, Trada)
997.0	CAMPO NORD	11-set	- 3	DM	2840	3050	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 9411.0 Corna di Fuori, 995.0 Val Nera E, 995.1 Val Nera Centrale, 996.1 Monte Val Nera, 9406.0 Punta Orsera I, 9407.0 Punta Orsera II, 9408.0 Punta Orsera III, 8505.0 Punta Orsera IV, 9409.0 Vago S, 9409.0 Vago N.							
SETTORE ORTLES-CEVEDALE							
490.0	ZEBRU´	25-set	- 3	DL	2900	3300	Riduzione di massa e spessore in zona frontale destra. Detriti frana dalla P. Thurwieser (18 settembre) ricoprono estesa porzione del ghiacciaio / <i>mass and thickness reduction on the right side of the snout. Debris from the Thurwieser landslide (September 18th) cover a large portion of the glacier</i> (A. C. Galluccio)
490.1	ZEBRU´ EST	25-set	- 2	DL	2845	n.v.	Riduzione della fronte, sfrangiata e sollevata. Incremento del morenico / <i>reduced, frayed and lifted front. Increase of debris cover</i> (A. C. Galluccio)
502.0	GRAN ZEBRU´	19-set	- 14,5	DM	2980	ass.	Copertura nevosa sul 5-7% della sup. Imponenti bédrières / <i>snow cover on 5-7% of the surface. Large bédrières</i> (Cola, A. Galluccio)
506.0	ROSOLE	19-set	- 24	DF	2960	ass.	Innevamento stagionale scarsissimo, riduzione di potenza e ritiro marcato / <i>scarce seasonal snow cover, thickness reduction, remarkable snout retreat</i> (A. Galluccio, Paneri, Cola)
506.1	COL DE LA MARE I	19-set	- 10,5	DF	2810	3400	Smagrimento complessivo, accentuato nella zona frontale / <i>overall shrinkage, especially in the frontal area</i> (A. Galluccio, Paneri)
507.0	PALON DE LA MARE	19-set	- 15,5	DM	2950	3450	Poca neve vecchia, smagrimento complessivo, ancora potente seraccata verso la Val Rosole / <i>little old snow, overall reduction, icetfall toward Rosole Valley still strong</i> (A. C. Galluccio)
507.1	FORNI	12-set	- 13,5	DF	2500	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
508.0	SAN GIACOMO EST	23-ott	- 29,5	DF	n.v.	ass.	Assenza di accumulo nevoso, abbondante detrito superficiale / <i>no snow cover, extended debris cover</i> (Cola)
509.0	SAN GIACOMO OVEST	23-ott	- 3	DM	2906	ass.	Accumuli nevosi quasi inesistenti. Laghetto proglaciale / <i>almost no snow cover. Proglacial lake</i> (Cola, A.C. Galluccio)
510.0	CERENA	15-ago		DL	2430	2850	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
511.0	TRESERO	19-set	- 19,5	DF	3000	3300	Lobo N appiattito e incremento copertura morenica. Profonda spaccatura in zona frontale / <i>flat north lobe, increasing debris cover, deep chasm in the terminus</i> (A. Galluccio, Toffaetti, Solveti, Borghi)
512.1	DOSEGU´	19-set	- 8,5	DF	2800	n.v.	Forti riduzione di massa, affievolimento delle seraccate. Pochissima neve vecchia / <i>strong mass reduction, seracs weakening, very little residual snow</i> (Bettola, Peressini, Tettamanti, Cola, Galluccio, Urso)
519.0	ALPE SUD	19-set	- 18	DF	2790	ass.	Innevamento assente; forte riduzione di spessore / <i>no snow cover; strong thickness reduction</i> (Bonetti, Cola, Bolognini)

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front variat.	ph.	QMF	QMF	snow line	
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 483.0 Crapinelli, 483.1 Passo Ables N, 484.0 Cristallo E, 485.0 Cristallo Centrale, 486.0 Cristallo W, 488.0 Campo, 9502.0 Camosci, 492.0 Miniera, 494.0 Castelli W, 495.0 Montagna Vecchia I, 495.1 Montagna Vecchia II, 495.2 Montagna Vecchia III, 495.3 Montagna Vecchia IV, 496.0 Forà, 497.0 Confinale W, 503.0 Cedech, 504.0 Pasquale N, 506.2 Col de La Mare II, 510.1 Pizzo Tresero N, 512.0 Punta Pedrazzini, 512.2 Pizzo Tesero SW, 513.0 Passo Dosegù I, 517.0 Lago Bianco, 518.0 Gavia, 522.0 Sobretta NE Sup., 522.1 Sobretta NE Inf., 523.0 Sobretta NW, 526.0 Monte Gavia NW, 527.0, Savoretta, 534.0 Profa, 571.0 Pietre Rosse N, 9511.0 Coleazzo S, 9512.0 Coleazzo N.								
SETTORE ADAMELLO								
575.0	PISGANA EST	12-set			DM	2550	2950	Modesto innevamento residuo, con campi di valanga; torrenti epiglaciali / <i>some residual snow cover, avalanches snowfields; epiglacial streams</i> (Rota Nodari, Pagliardi, Albonico, Bonifanti, Orsini, Zambenedetti)
577.0	PISGANA OVEST	4-set	- 12,5 (2002)		DF	2565	2950	Separazione del bacino di accumulo occidentale dalla lingua valiva. Incremento del detrito, riduzione di spessore, lago proglaciale ampliato / <i>disjoining of western accumulation basin from the valley tongue. Increase of debris cover, thickness reduction, larger proglacial lake</i> (Rota Nodari, Pagliardi, Roveda, Proh)
581.0	VENEROCOLO	6-set	- 30		DF	2540	3100	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
582.0	AVIO EST	5-set			S	n.v.	3100	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
583.0	AVIO CENTRALE	5-set			DL	n.v.	2900	Discreto accumulo valanghivo nella porzione superiore. Margine frontale sottile e sollevato / <i>some avalanches snow cover in the upper area, thin front sector, detached edges</i> (Pagliardi)
599.1	MILLER INFERIORE	5-set	+ 4,5		DF	n.v.	irreg.	Apparato suddiviso in tre corpi. Placca inferiore ben innevata / <i>unit split into three parts. Lower stretch with good snow cover</i> (Caprara, Zamperini)
608.0	ADAMELLO (complex)	28-ago			DF	2550	irreg.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	CONOIDE SALARNO	26-set	- 2		DM	n.v.	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EFFLUENZA SALARNO	26-set			DL	2560	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	GHIACCIAIO BALTZER	7-set			DF	2670	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EFFLUENZA ADAME	4-set			DM	2850	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 573.0 Cima Payer N, 8607.0 Placca di Salimmo, 9601.0 Val Seria, 579.1 Punta Venerocolo I, 579.2 Punta Venerocolo II, 580.0 Passo Brizio, 8601.0 Giuello E, 8602.0 Monte Avio I, 587.0 Lavedole, 590.1 Cima Laste N, 590.2 Cima Wanda, 596.0 Bompià, 598.0 Cristallo, 599.0 Cima del Laghetto, 601.0 Remulo, 8608.0 Cornetto di Salarno, 605.0 Triangolo, 606.0 Gioià, 607.0 Poia, 607.1 Passo di Poia, 608.1 Monte Adamello, 610.0 Levade W.								
SETTORE OROBIE								
529.0	CARONELLA EST	27-ago			S	2305	2305	Innevamento residuo abbondante / <i>abundant residual snow cover</i> (Scotti, Pagliardi)
530.0	CARONELLA CENTRALE	27-ago			IL	2220	2220	Neve vecchia residua sull'80% della sup.; detriti nella zona frontale dx / <i>seasonal snow over 80% of the surface; debris on the right frontal area</i> (Scotti, Pagliardi)
9700.0	CARONELLA OVEST	27-ago					2420	Molta neve vecchia, in parte di origine valanghiva / <i>plenty of seasonal snow, some of it from avalanches</i> (Scotti, Pagliardi)
8700.0	CIMA DEL LAGO	27-ago				2495	2495	Innevamento residuo esteso, ricostruzione dei campi di neve di testata / <i>large residual snow cover, upper sectors' snowfield rebuilt</i> (Scotti, Pagliardi)
8701.0	PASSO DI CARONELLA	27-ago				2540	2540	Innevamento residuo completo, verso il Passo e nella conca a valle dell'apparato / <i>full residual snow cover, towards the Pass and in the area below the unit</i> (Scotti, Pagliardi)
531.1	VAL CARONELLA	27-ago			IL	2475	2475	Innevamento residuo completo / <i>full residual snow cover</i> (Scotti, Pagliardi)
8705.0	BONDONE EST	27-ago				2725	2725	Ampi campi di neve residua / <i>large residual snowfields</i> (Scotti, Pagliardi)
532.0	BONDONE SUPERIORE	27-ago			IL	2575	2575	Copertura nevosa sul 90% della sup.; chiazza di firm 2001 a monte della fronte. Possibile futura trasformazione in debris cover glacier / <i>snow cover over 90% of the surface, patch of 2001 firm above the front. Possible evolution toward a debris cover glacier</i> (Scotti, Pagliardi)
533.0	BONDONE INFERIORE	27-ago			IL	2470	2470	Totamente innevato / <i>full snow cover</i> (Scotti, Pagliardi)
540.0	VAL SENA	5-set			IL	2170	2170	Totamente innevato / <i>full snow cover</i> (Butti, D'Adda)
541.0	MAROVIN	3-ott			IL	2030	2030	Inn. residuo quasi totale di origine valanghiva / <i>almost complete residual snow cover left by avalanches</i> (Butti)
542.0	DENTE DI COCA	3-ott	+ 12		IM	2165	2165	Copertura nevosa totale, incremento di massa e spessore (5-6 m) / <i>full snow cover, increase of mass and thickness (5-6 m)</i> (Butti)
543.0	LUPO	3-ott	+ 1,5		DL	2425	2610	Inn. residuo quasi assente, lembo valanghivo nella parte sommitale; la fronte, stazionaria, presenta due punte di avanzata / <i>almost no residual snow cover, avalanches tailings in the upper part; the unchanged front has two advancing terminals</i> (Butti, D'Adda, Scotti, Pagliardi)
543.1	PIZZO SCOTES	18-set			IL	2575	2575	Innevamento residuo totale / <i>full residual snow cover</i> (D'Adda)
548.0	VAL FREGGIA	26-set			IL	2570	2570	Innevamento residuo esteso / <i>large residual snow cover</i> (Scotti)
549.0	POROLA	26-set			S	2320	2740	Molta neve vecchia con consistenti accumuli valanghivi. Innevato il Canalino di Caronno. Parte mediana della lingua scoperta, (incremento della finestra rocciosa centrale) bédières / <i>plenty of seasonal snow and substantial avalanche tailings. Canalino di Caronno full of snow. Central portion uncovered (rocky window increasing), bédières</i> (Merati, Scotti Ciapparelli)
550.0	SCAIS	26-set			DL	2415	2850	Scarso innevamento residuo, detriti nella parte inf. dell'apparato / <i>poor residual snow cover, debris in the lower part of the unit</i> (Merati, Ciapparelli, Scotti)
552.2	CERICH	9-set			IM	2240	2240	Innevamento residuo completo, (fino a 3-5 m); torrente di ablazione sotterraneo; esteso il campo di neve a valle della morena / <i>full residual snow cover (up to 3-5 m); buried ablation stream; large snowfield below the moraine</i> (Scotti)
553.0	SALTO	26-set			IM	2045	2045	Innevamento completo, con conoidi valanghivi; ricostruzione in dx idr. con incremento fino a 5 m / <i>full snow cover, avalanches fans; right side mass being rebuilt, with a 5 m increase</i> (Scotti)
8707.0	COLOMBANO	23-ott			NEO	2360	2360	Innevamento residuo totale / <i>full residual snow cover</i> (Scotti)
558.0	P.ZO DIAVOLO TENDA	26-set			IL	2540	2540	Innevamento residuo quasi totale / <i>almost full residual snow cover</i> (Scotti)
9704.0	BOCCH. DEL DIAVOLO	26-set				2500	2500	Cospicua copertura nevosa / <i>significant residual snow cover</i> (Scotti)
8706.0	DIAVOLO TENDA NE	26-set				2420	2420	Copertura nevosa residua completa / <i>full residual snow cover</i> (Scotti)
559.0	OMO EST	26-set			IM	2375	2375	Inn. residuo di origine valanghiva esteso e di spessore notevole (oltre 4-6 m) che si collega agli apparati del versante opposto / <i>large and thick residual snow cover left by avalanches, (up to 4-6 m), connected to the units on the opposite side</i> (Scotti)
9706.0	REDORTA INFERIORE	21-ago						Estesi campi di neve residua / <i>large residual snowfields</i> (Scotti)
9703.0	SECRETI	21-ago						L'estesa copertura nevosa copre il firm 2001, evidenti gli accumuli valanghivi / <i>large residual snow covers 2001 firm, significant avalanche cover</i> (Scotti)
9707.0	POLLEDRINO	18-set						Discreto innevamento residuo / <i>moderate residual snow cover</i> (D'Adda)
9708.0	DIAVOLO MALGINA W	18-set						Buon innevamento residuo / <i>good residual snow cover</i> (D'Adda)

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din. ph.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front variat.	din. ph.	QMF	snow line	
566.0	TROBIO EST O GLENO	27-ago		DL	2690		Neve vecchia quasi assente, ghiaccio stratificato al centro; scompare la lingua frontale / <i>almost no seasonal snow, stratified ice in the middle; the thin tongue is gone</i> (Scotti, Pagliardi, D'Adda)
567.0	TROBIO OVEST	27-ago		DL	2540	2635	Residui valanghivi; stabili le emersioni rocciose / <i>avalanche residual snow; emerging debris unchanged</i> (Scotti, Pagliardi, D'Adda)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 528.1 M. Torena Sup, 538.0 Druet o Vagh, 539.0 Fascere, 544.0 Pioda Inferiore, 545.0 Pioda Superiore, 8702.0 Val Bocardi, 8703.0 Pizzo Rodes, 550.1 P.zo Brunone, 9702.0 P.so della Scaletta, 551.0 Cantunasc, 552.1 P.zo Gro, 556.1 Bocchetta di Podavit, 556.2 Podavista, 561.1 Canali di Redorta, 562.0 Val Morta, 9705.0 L. della Malgina, 8704.0 Strinato, 565.0 M. Costone, 566.1 Trobio Centrale, 568.0 Recastello							

rilievo precedente: anteriore al 2003 / previous survey: before 2003

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din. ph.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front variat.	din. ph.	QMF	snow line	
SETTORE CODERA-MASINO							
376.0	SIVIGIA NORD-EST	8-set	13 (2002)	DM	n.v.	2500	Riduzione di spessore e superficie. Contrazione del collegamento tra porzione sup. e inf. Discreti residui di attività valanghiva / <i>thickness and area reduction, reduced flow between upper and lower area, some residual avalanche cover</i> (Barilli)
388.0	CENGALO SUD-EST	28-ago		DL	n.v.	irreg.	Vistoso arretramento e perdita di spessore della fronte / <i>significant retreat and thickness reduction of the snout</i> (Marzorati, Molteni)
389.0	GEMELLI	28-ago		S	2960	2960	Consistente innnevamento residuo / <i>significant residual snow cover</i> (Marzorati, Molteni)
391.0	PASSO DI BONDO INF.	28-ago		X	n.v.	2800	Esteso innnevamento stagionale residuo / <i>large residual snow cover</i> (Marzorati, Molteni)
399.0	RASICA EST	6-set		DL	2810	2815	Forte ritiro laterale in dx idr. Innnevamento residuo scarso / <i>strong right side retreat, scarce residual snow cover</i> (Barilli)
406.0	PIODA SUD-OVEST	26-set		DM	n.v.	irreg.	Ulteriore riduzione volumetrica / <i>further volumetric reduction</i> (Gorni, F. Di Gallo, G. Di Gallo)
407.0	PIODA SUD	26-set	- 21,5 (2002)	DM	2810	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO							
415.0	PIZZO RACHELE	3-ott		DL	2600	irreg.	Forte riduzione del firn nei pressi della fronte. Porzione ripida scoperta / <i>strong reduction of firn near the front. Steep areas uncovered</i> (Scotti)
426.0	CIMA DI VAL BONA N	27-ago		S	2800	n.v.	Non variazioni rispetto al 2000. Scarso innnevamento stagionale/ <i>no variations from 2000, scarce seasonal snow cover</i> (Almasio)
427.0	MONTE ROSSO SE	27-ago		DL	n.v.	n.v.	Rispetto al 2000 riduzione solo lieve, soprattutto nel settore sup. Innnevamento residuo quasi assente / <i>slight reduction from year 2000, mainly in the upper sector. Almost without residual snow cover</i> (Almasio)
429.0	MONTE D. FORNO NE	3-ott		S	n.v.	irreg.	Apparato in fase di pre-estinzione. Modesta placca e numerosi campi di neve / <i>unit in pre-extinction phase. Small ice-patch and many snowfields</i> (Scotti)
SETTORE BERNINA							
440.0	FELLARIA EST	18-set		DM	n.v.	3500	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
441.0	PIZZO VARUNA	18-set		DF	2900	ass.	Riduzione di spessore, incremento dei nunatak / <i>thickness reduction, nunataks increasing</i> (Butti)
SETTORE LIVIGNO							
8403.0	PIZZO ZEMBRASCA	4-set		E			Copertura morenica quasi totale / <i>nearly complete debris cover</i> (Marzorati, Molteni)
SETTORE ORTLES-CEVEDALE							
481.0	PLATIGLIOLE	5-set	- 5 (1999)	DF	2920	ass.	Scarso innnevamento residuo, incremento dei detriti di frana in alto, forte riduzione di spessore e superficie / <i>scarce residual snow cover, increase of landslide debris in the upper part, strong thickness and area reduction</i> (Scaltriti)
482.0	VITELLI	5-set	- 26 (1999)	DF	2570	3300	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
516.0	SFORZELLINA	19-set	- 6,5 (2002)	DL	2790	ass.	La zona centrale appare depressa, ritiro frontale, poca neve vecchia / <i>lowered central area, little old snow</i> (Tettamanti)
SETTORE ADAMELLO							
573.1	PAYER SUPERIORE	28-ago		S	n.v.	2850	Coperto di neve vecchia / <i>covered by old snow</i> (Tofaletti, Pagliardi, Galluccio)
574.0	PAYER INFERIORE	4-set		IL	n.v.	2670	Copertura nevosa completa, estesa anche in ambito periglaciale / <i>complete snow cover, extending to periglacial areas</i> (Tofaletti, Pagliardi, Galluccio)
574.1	PUNTA PISGANA N	28-ago		S	n.v.	2910	Completamente coperto di neve dell'anno / <i>full snow cover</i> (Tofaletti, Pagliardi, Galluccio)
574.2	PUNTA PISGANA NW	28-ago		S	n.v.	irreg.	Copertura nevosa compatta su circa il 70% della superficie / <i>hard snow cover over 70% of the glacier</i> (Tofaletti, Pagliardi, Galluccio)
578.0	SALIMMO	28-ago		S	n.v.	2550	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
579.0	CALOTTA	4-set		DF	2935	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
584.0	AVIO OVEST	5-set		S	n.v.	2900	Neve vecchia sull' 80% della superficie / <i>old snow covering 80% of the surface area</i> (Pagliardi)
585.0	PLEM	5-set		S	2850	2900	Neve vecchia sul 70 % della superficie. Fronte coperta da detrito / <i>old snow covering 70% of the area, terminus covered by debris</i> (Pagliardi)
585.1	BAITONE EST SUPERIORE	5-set		DF	2990	ass.	Innevamento scarso. Incremento del morenico forse a causa di una frana / <i>Scarce snow cover, additional debris probably coming from a landslide</i> (Pagliardi)
586.0	BAITONE EST	5-set		S	n.v.	2900	Coperto di neve vecchia. Nevai in ambito extraglaciale / <i>covered by old snow, snowfields outside glaciated areas</i> (Tofaletti, Pagliardi)
591.0	AVIOLO	22-ago		DL	2600	2850	Riduzione dlla finestra rocciosa centrale. Residui nevosi consistenti nel bacino di accumulo in dx. idr. / <i>reduced central rocky window, significant residual snow cover in the right accumulation area</i> (Saudino-Fusette, Strozz, Uglietti) OP
591.1	CIMA LAGHI GELATI	22-ago		S	3140	n.v.	Innevam. Residuo completo / <i>full residual snow cover</i> (Saudino-Fusette, Strozz, Uglietti) OP

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte front	fase din. ph.	QMF	QMF	snow line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front	ph.	QMF	QMF	snow line	
592.0	VAL GALLINERA I	22-ago		DM	3070	n.v.		Riduzione di spessore / <i>thickness reduction</i> (Saudino-Fusette, Strozzi, Uglietti) OP
593.0	VAL GALLINERA II	22-ago		DM	2700	n.v.		Riduzione volumetrica, scomparsa del firm del 2001 / <i>volumetric reduction, no more 2001 firm</i> (Saudino-Fusette, Strozzi, Uglietti) OP
594.0	VAL GALLINERA III	22-ago		DM	3050	n.v.		Riduzione di superficie e spessore. Affioramento morenico / <i>area and thickness reduction, morainic debris showing up</i> (Saudino-Fusette, Strozzi, Uglietti) OP
595.0	VAL GALLINERA IV	22-ago		DL	2850	n.v.		Lieve riduzione di spessore / <i>slight thickness reduction</i> (Saudino-Fusette, Strozzi, Uglietti) OP
9609.0	SAVIORE	21-ago		E				Rock-glacier nella sede dell'estinto ghiacciaio. Placche di nevato / <i>rock-glacier in the area of the former glacier. Firm patches</i> (Rota Nodari, Bessi, Iulita) OP
613.0	FRISOZZO	20-ago		DF	2640	n.v.		Placche di ghiaccio residuale impastate di morenico. Rock glacier / <i>residual ice patches, mixed with debris. Rock glacier</i> (Rota Nodari, Bessi, Iulita) OP
9610.0	PLACCHE EST FRISOZZO	20-ago						Incremento della copertura detritica / <i>increase of debris cover</i> (Rota Nodari, Bessi, Iulita) OP
9611.0	PLACCHE W FRISOZZO	20-ago						Poco neve vecchia / <i>little old snow</i> (Rota Nodari, Bessi, Iulita) OP
SETTORE OROBIE								
528.0	MONTE TORENA	11-set		IM	2500	2500		Innevamento residuo quasi totale / <i>almost full residual snow cover</i> (Pironi)
534.0	CAGAMEI IV	27-ago		DM	n.v.	2570		Innevamento residuo esteso; la seraccata perde spessore e potenza (nuova grotta glaciale da crollo) / <i>large residual snow cover; weakening and thinning seracs (ice collapses built a new glacial cave)</i> (Scotti, Pagliardi)
535.0	CAGAMEI III	27-ago		DL	n.v.	2400		Neve vecchia sul 70% della sup.; conoidi valanghivi in sx idr.; finestra rocciosa centrale stazionaria, con smagrimento della seraccata sovrastante / <i>70% seasonal snow cover; avalanches fans on the left side; thinning seracs over the unchanged central outcrop</i> (Scotti, Pagliardi)
536.0	CAGAMEI II	27-ago		DL	n.v.	2460		Riduzione volumetrica e aerale attenuata dal detrito superficiale. Innevamento residuo cospicuo / <i>volume and area reduction mitigated by the debris cover. Strong residual snow cover</i> (Scotti, Pagliardi)
537.0	CAGAMEI I	27-ago		DM	n.v.	2600		Forte regresso e significativa perdita di spessore; innnevamento residuo su 80% della sup. / <i>strong regression and thickness reduction; 80% seasonal snow cover</i> ; (Scotti, Pagliardi)
537.1	FOPPA	28-ago		IL	2285	2285		Copertura nevosa totale; frana rocciosa su 20% della sup. nella parte centrale / <i>full seasonal snow cover; landslide debris covering 20% of the surface at mid elevations</i> (Scotti, Pironi)
542.2	COSTA D'ARIGNA	5-set		S	n.v.			Possibile incremento aerale e volumetrico / <i>probable volume and area increase</i> (D'Adda)
552.0	MOTTOLONE	29-set		X	n.v.	2260		Innevamento residuo esteso / <i>large residual snow cover</i> (Scotti)
554.0	PIZZO OMO NW	30-set		IL	n.v.	2260		Innevamento residuo completo / <i>full residual snow cover</i> (D'Adda, Bigioli)
555.0	PIZZO OMO OVEST	30-set		IM	2130	2130		Innevamento residuo completo, incremento aerale e di spessore / <i>full residual snow cover, area and thickness increasing</i> (D'Adda, Bigioli)
556.0	DIABOLO DI TENDA NW	30-set		DL	2460	2460		Copertura nevosa residua totale, lieve perdita di spessore / <i>full residual snow cover, slight thickness reduction</i> (D'Adda, Bigioli)
557.1	AGA SUPERIORE	30-set		DL	2500	2500		Innevamento residuo quasi totale, lieve perdita di massa / <i>almost full residual snow cover, light mass reduction</i> (D'Adda, Scotti)
557.2	AGA NORD	25-ott		S	2240	2240		Copertura nevosa totale di origine valanghiva / <i>full residual snow cover from avalanche activity</i> (Bigioli, Scotti)
557.3	DIABOLO DI TENDA W	25-ott		DL	2650	2650		Innevamento residuo totale / <i>full residual snow cover</i> (D'Adda, Bigioli)

Note - n.v.: non valutabile; ass.: snow-line assente. **OP**: osservazione precoce. Per le altre voci vedi "Avvertenza per la lettura" pag. 101.

Notes - n.v.: non assessable; ass.: no visible snow-line. **OP**: early observation. For all other items, see "Reading instructions" page 101.

5 - PARTE SISTEMATICA

SETTORE SPLUGA-LEI

(Riccardo Scotti)

Al termine dell'estate 2004 i ghiacciai del settore mostrano due situazioni diverse: quelli del versante sinistro idrografico della Valle di San Giacomo denotano un buon residuo nevoso mentre gli apparati del versante destro (con esclusione del Ghiacciaio di Pizzo Quadro Nord) e della Val di Lei appaiono quasi del tutto spogli di neve vecchia e si annettono quindi un'ulteriore annata sfavorevole. E' possibile che la versantizzazione, lo spartiacque alpino principale e il gioco dei venti abbiano avuto un ruolo decisivo nel definire una tale situazione, più che in altre occasioni: a giugno, il sito nivologico del Ghiacciaio di Suretta Sud era coperto infatti da oltre 5 m di neve a 2800 m di quota, condizione assai favorevole all'inizio della stagione calda, mentre il versante opposto della vallata appariva assai meno innevato. Qui, a fine estate, i ghiacciai del Pizzo Ferré, penalizzato dai venti settentrionali cui è più esposto, e quello del Tambò fanno registrare un bilancio annuale fortemente negativo. Nel sottosectore della Valle di San Giacomo si annotano comunque 2 apparati in verosimile incremento sui 4 sottoposti a rilievo glaciologico completo, dato assai significativo di per sé e avvalorato anche dall'aspetto di altre unità. In totale, sono stati controllati 16 apparati.

364.0 PIZZO QUADRO NORD

04.09.02

QMF: 2580

incremento lieve

Alla data del 22 agosto, il bacino glaciale presenta un innevamento molto esteso, con notevoli depositi valanghivi dell'ultimo inverno. Il 2 settembre tale situazione si è modificata solo di poco. Si è invece dissolto il conoide di valanga appoggiato alla fronte: quest'ultima è affondata nel morenico e per tale motivo immisurabile. La sua posizione appare comunque stabile. L'imponente copertura detritica in sinistra idrografica deriva, oltre che dallo smagrimento pregresso della colata, anche dalle frane che cadono dalla parete sovrastante. In questo settore, il ghiaccio coperto di clasti sovrasta di alcuni metri quello scoperto. E' questa la porzione di ghiacciaio che scende più a valle. Si è ricostituito il glacionevato posto nel settore più orientale del circo. *Snow-line*. 2650 m. (C. Scolari).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003



Foto 7: il piccolo Ghiacciaio di Pizzo Quadro Nord, che deve la propria persistenza alle favorevoli condizioni climato-orografiche della sponda destra della Valle di S. Giacomo. (22 agosto, C. Scolari).

Photo 7: the small Pizzo Quadro Nord Glacier owes its existence to favourable meteorological and orographic conditions of Valle San Giacomo's right side. (22nd August, C. Scolari).

371.0 SURETTA SUD

04.09.05

QMF: 2700

decremento lieve

E' stato ripetuto il rilievo topografico con GPS differenziale. Il ghiacciaio presenta una buona copertura nevosa residua. Il regresso lineare frontale è pressoché nullo. E' presente molta neve vecchia anche su ciò che resta del glacionevato di Passo Suretta W, nella zona compresa tra i ghiacciai Suretta S e Orsareigs e nelle vicinanze della fronte. *Snow-line*. 2800 m. (C. Salmoiraghi, M. Lojacono, A. Tamburini).

Variaz. media annua: 0 m

(Riccardo Scotti)

SETTORE CODERA-MASINO

Con le sole eccezioni costituite dai ghiacciai di Rasica Ovest Inferiore (in verosimile incremento grazie ad accumulo di valanga) e dei Gemelli (valutabile come stazionario), tutti gli apparati della Val Codera e della Val Masino proseguono nella fase di contrazione generalizzata che li interessa da circa 15 anni. E' la Val Codera, in particolare, ad aver subito negli ultimi anni i danni più ingenti, sia per i mancati benefici della stagione 2000-2001, qui stranamente poco proficua, sia, almeno in parte, in conseguenza di fattori microclimatici non ancora ben chiariti ma di certo penalizzanti. Soprattutto in merito al regime valanghivo, il vero aspetto dinamico responsabile della presenza di masse glacializzate residuali in un contesto altimetrico

abbastanza modesto. Non di meno, anche le unità della Val Masino, e in particolare quelle della Val di Mello, quasi tutte esposte a meridione, soffrono terribilmente della congiuntura di questo primo scorcio di XXI secolo e si presentano in numerosi casi prossime all'estinzione. Il residuo nevoso stagionale è come di consueto piuttosto scarso, mentre la copertura detritica, in aumento, tenta il solito gioco della sopravvivenza indirizzando le masse residuali verso la forma *debris covered glacier*. È interessante notare come l'innevamento, in perfetto accordo con quanto rilevato a scala regionale, decresca spostandosi da W verso E: dai glacionevati del Calvo, ben innevati, agli apparati della Val Cameraccio, privi di qualsiasi residuo nevoso. In totale, sono state osservate 26 unità, di cui 9 sottoposte a rilievo glaciologico completo e 17 alla sola osservazione fotografica. Gli apparati di P.ta Trubinasca, Zocca Est e Passo di Mello vanno considerati estinti, anche se tale giudizio sulla fase dinamica confluirà nel testo della campagna 2005.



Foto 8: il Ghiacciaio del Passo di Bondo, uno dei pochi apparati della Val di Mello ancora dotati di dinamicità. (28 agosto, M. Marzorati, A. Molteni).

Photo 8: Passo di Bondo Glacier, one of the few units of Val di Mello still dynamically active. (28th August, M. Marzorati, A. Molteni).

390.0 PASSO DI BOND0

04.08.28

QMF: 2900

decremento lieve

Innevamento residuo esteso al 60% della superficie che si va a sovrapporre a placche di firn del 2000-2001. Questa copertura non riesce a mascherare del tutto l'importante mantello detritico superficiale, che a monte della fronte rende impossibili le operazioni di misura per il pericolo di crolli di pietrame. Rispetto allo scorso anno si nota una modesta contrazione nelle parti scoperte di neve vecchia. *Snow-line*: 2930 m. (M. Marzorati, A. Molteni).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003



Foto 9: il Ghiacciaio di Zocca Sud è alimentato dalle valanghe e per tale motivo ben si oppone all'attuale trend climatico sfavorevole. (26 settembre, G. Di Gallo).

Photo 9: the Zocca Sud Glacier, fed by avalanches, successfully fights today's adverse climatic trend. (26th September, G. Di Gallo).

407.0 PIODA SUD

04.09.26

QMF: 2810

decremento forte

La copertura nevosa descritta nel 2001 si è ulteriormente ridotta, mentre l'apparato ha perso spessore a tutte le quote. La fronte si presenta coricata e sfrangiata e l'azimut di misura si insinua oggi in una cavità. La zona centrale, appiattita, mostra numerosi crepacci. La bocca glaciale è di piccole dimensioni. Si registra la scomparsa del lago proglaciale. Permangono interrotti i collegamenti dinamici con il limitrofo Ghiacciaio di Pioda SW e con la placca pensile posta al di sotto del Passo Cecilia. *Snow-line*: assente. (G. Gorni, F. Di Gallo, G. Di Gallo).

Variatz. media annua: - 21,5 m (2002)

Foto 10: il Ghiacciaio di Predarossa si sta rapidamente smembrando in tre porzioni distinte, superiore, mediana e inferiore, ognuna dotata di alimentazione e dinamica proprie. (10 settembre, R. Scotti).

Photo 10: the Predarossa Glacier is rapidly splitting up into three portions - upper, median and lower - each having independent accumulation and dynamics. (10th September, R. Scotti).



SETTORE MALLERO-DISGRAZIA

(Mario Butti)

Risultano evidenti i danni subiti dal patrimonio glaciale di questo settore nel corso dell'anno idrologico 2002-2003, cui il residuo nevoso di quest'anno, scarso ma non assente, ha potuto porre solo un parziale rimedio, in particolare per gli apparati ad accumulo valanghivo e con esposizione favorevole. Fra i 32 apparati osservati, i 21 sottoposti a rilievo glaciologico completo (comprensivi di una *forma glaciale minore*) mostrano una forte prevalenza dei decrementi (16) sulla supposta stazionarietà o incertezza (rispettivamente 3 e 1), retaggio del devastante 2003 e del trend pluriennale complessivo. Le *snow-line* indicate, con qualche eccezione, non sono "climatiche" ma il risultato di apporti di valanga. La stessa cosa vale per le 11 unità sottoposte alla sola osservazione fotografica, che mostrano una situazione dinamica un poco migliore proprio per questo fatto. L'anno idrologico 2003-2004 viene quindi ad aggiungersi, a pieno titolo, all'ormai lungo elenco di annate sfavorevoli alla conservazione delle masse nivoglaciali del settore. Importanti modificazioni morfologiche riguardano i ghiacciai di Predarossa, Corna Rossa e Disgrazia. Una significativa annotazione va fatta circa la notevole riduzione dell'innevamento residuo qui intervenuta tra il 30 agosto e il 19 settembre.

408.0 PREDAROSSA

04.09.10

QMF: 2615

decremento forte

A fronte di un modesto arretramento della lingua, il ghiacciaio presenta un forte decremento rispetto allo scorso anno, con una evidente e generalizzata riduzione di spessore malgrado la persistenza di campi di neve dell'anno 2001 e di altri ascrivibili all'accumulo stagionale. Il lato sinistro, posto alla base della costiera serpentinoso che va dal M. Disgrazia ai Corni Bruciati, rispetto al 2003 presenta una buona copertura nevosa, di origine valanghiva. Altri campi di neve dell'anno di modeste dimensioni si possono osservare nella parte alta dell'apparato, in prossimità della Sella di Pioda. Risulta ulteriormente accentuata la tendenza alla divisione dell'apparato nella parte superiore: essa è infatti sempre più sfrangiata e di minimo spessore e nei pressi della finestra rocciosa ovoidale centrale sembra prefigurarsi una triplice suddivisione della colata, viste l'apertura che si sta creando in direzione N e la diminuzione di spessore del ghiaccio attorno alla finestra stessa. Salendo di quota, oltrepassato il canale che scende dal Ghiacciaio di Corna Rossa, si nota una frana di dimensioni significative. La lingua terminale è ricoperta da detrito, che la mantiene in relativo buono stato. La *snow-line* può essere situata poco sotto la Sella di Pioda, a circa 3400 m, dove si osservano campi di neve allungati abbastanza continui. (M. Urso, R. Scotti, G. Di Gallo).

Variatz. media annua: - 7 m

411.1 CASSANDRA SUPERIORE

04.09.10

QMF: 3130

decremento moderato

Altra stagione negativa per questa placca di ghiaccio ad alimentazione prevalentemente diretta. L'innevamento residuo, che il 21 agosto si estendeva su più del 90% della superficie, si riduce drasticamente alla data del rilievo finale. Qualche placca di firn pluriennale risparmia parte del ghiaccio vivo dall'ablazione settembrina. A causa dell'esposizione sfavorevole, la perdita di spessore a fine stagione, pur non paragonabile al disastro del 2003, risulta significativa. Una frana di modeste dimensioni, staccatasi nella zona abbandonata dal glacionevato negli ultimi 2 anni, si è depositata nei pressi della morena frontale. *Snow-line*: assente. (R. Scotti).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003



Foto 11 e 12: il Ghiacciaio di Cassandra Superiore. In alto, il 10 settembre 2004 (R. Scotti), in basso il 17 settembre 2000 (V. Mariani): si nota l'imponente contrazione intercorsa.

Photo 11 and 12: Cassandra Superiore Glacier. Above: 10th September 2004 (R. Scotti), below: 17th September 2000 (V. Mariani): please notice the visible shrinkage.

422.0 SISSONE

04.09.18

QMF: 2625

decremento lieve

Il ghiacciaio presenta un discreto innnevamento nella parte superiore, a ridosso delle pareti rocciose, e nelle zone più depresse. È aumentata la superficie del lago segnalato lo scorso anno nel settore sinistro, non più attivo, alla quota di ca. 2800 m. Il lago si trova all'interno di una morena frontale, in una zona sub-pianeggiante, circondato da ghiaccio coperto da detrito. La fronte secondaria, che si colloca centralmente all'apparato, ha formato un modesto lago proglaciale, delimitato a valle da una soglia costituita da rocce montonate profondamente incise dal torrente proglaciale. Il settore frontale principale è da anni assimilabile a un *debris covered glacier*. *Snow-line*: 2980 m. (A. Almasio, M. Urso, A. C. Galluccio). Variaz. media annua: - 10 m

425.0 VAZZEDA

04.09.25

QMF: 2760

decremento moderato

Nel corso della stagione estiva il ghiacciaio è stato osservato a distanza e visitato più volte, a partire dal 31 maggio, per il tradizionale rilievo nivologico. In questa occasione nessuna delle paline ablatometriche sporge dal nevato, lo spessore del quale è compreso tra i 350 e i 440 cm. Alla successiva verifica sul campo (18 luglio), nonostante il periodo successivo al primo rilievo fosse stato caratterizzato da temperature fresche e da alcuni episodi nevosi di un certo rilievo, lo spessore del nevato si riduce di 200 cm. In seguito le

temperature estive non elevate suggeriscono una ablazione contenuta: invece, al terzo sopralluogo, il 25 settembre, il ghiacciaio appare privo di neve vecchia al di sotto dei 3000 m, con una superficie molto crepacciata e coperta da detrito in destra idrografica: buona parte delle paline è caduta. La riduzione dello spessore è inoltre evidenziata dal ritrovamento di alcune vecchie paline inglobate nel nevato pluriennale (due di queste erano scomparse dal 1997). Nel complesso il bilancio di massa annuale è negativo: almeno 4/5 del ghiacciaio hanno subito una riduzione di spessore variabile tra 70-80 e 200 cm. L'ELA si è alzata dai 2900 ai 3000 m di quota, annullando gli accumuli intervenuti ad anni alterni nell'ultimo decennio. In quest'area è ipotizzabile una perdita di massa equivalente a circa 1300 l/m², escludendo l'innevamento invernale. *Snow-line* >3000 m (irregolare). (M. Butti, M. Urso).
 Variaz. media annua: - 5 m



Foto 13: il Ghiacciaio del Sissone: la snow-line visibile in fotografia non è "climatica", ma dovuta all'accumulo valanghivo. (18 settembre, A. C. Galluccio)

Photo 13: Sissone Glacier: the snow line visible in this picture is not "climatic", but due to avalanches. (18th September, A.C. Galluccio).

SETTORE BERNINA

(Mario Butti)

I grandi e piccoli ghiacciai di questo massiccio montuoso subiscono in misura notevole l'attuale congiuntura climatica, in definitiva mostrandosi ancora ipertrofici rispetto alle condizioni climatiche attuali. Dei 14 apparati visitati, di cui 8 sottoposti a rilievo glaciologico e 6 alla semplice osservazione fotografica, il solo *sito glaciogeno* di Pizzo Varuna S mostra un probabile bilancio di massa positivo, in virtù di un favorevole arresto in loco di corpi valanghivi. Per il resto si parla solo di decremento, in alcuni casi importante, con modificazioni morfologiche significative, come nel caso delle lingue di sbocco del Ghiacciaio di Scerscen Superiore, in fase di rapidissima contrazione. La neve stagionale è quasi del tutto assente, sino alle alte quote: nuove, profonde variazioni sono da attendersi nei prossimi anni, quali quelle riguardanti il Ghiacciaio di Cima Fontana NE, che è destinato a ricoprirsi totalmente di detrito, e il Ghiacciaio di Varuna, che si smembrerà ulteriormente.

432.0 SCERSCEN INFERIORE 04.08.21 QMF: 2605 decremento forte
 La superficie glaciale appare immutata rispetto al 2003, mentre assai marcato si manifesta l'arretramento frontale, con particolare evidenza per la fronte S che, portandosi a 2615 m di quota, non è più la propaggine più bassa del ghiacciaio. La neve recente rende difficoltosa la stima dell'innevamento residuo, comunque già piuttosto scarso alla fine di luglio. *Snow-line*: n.v. (R. Peja, B. Rosa).
 Variaz. media annua: - 35,5 m

439.0 FELLARIA OVEST 04.09.18 QMF: 2600 decremento forte
 Altra annata particolarmente negativa per questo importante apparato. Gli alti e ampi pianori, che un tempo fungevano da bacino d'accumulo unitario della lingua valliva, da anni non riescono a conservare neve

residua. Quest'anno la neve è scomparsa già nella prima settimana di agosto, lasciando il ghiaccio in balia dell'ablazione per quasi due mesi: l'unico accumulo stagionale, (5% della superficie complessiva), è rilevabile nell'appartato circo fra il Piz Agient e il Piz Zupò. Il 31 luglio pochi cm di neve disegnavano particolari forme a *penitentes* sul vasto pianoro fra le Cime di Fellaria e la Punta Marinelli. Sembra che la parte più vitale dell'apparato sia la zona orientale, dove la trasfluenza dall'Altipiano di Fellaria garantisce ancora oggi un certo trasferimento di massa. La lingua valliva si è ulteriormente smagrita e appiattita: una nuova finestra rocciosa buca la colata proprio nel tratto più acclive: non è lontano il giorno del distacco definitivo. *Snow-line*: 3550 m. (R. Scotti, M. Butti). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003*

440.0 FELLARIA EST

04.09.18

QMF: n.v.

decremento moderato

La quantificazione degli accumuli nevosi sull'Altipiano di Fellaria, una delle poche zone "artiche" della Lombardia, risulta di norma difficoltosa a causa della quota elevata che ne impedisce un monitoraggio efficace. Sembra comunque che una sua buona parte abbia conservato un discreto innevamento residuo. Sono comunque in vistoso decremento sia lo spessore sia la potenza della colata, ormai prossima allo smembramento in due tronconi nei pressi della bastionata rocciosa centrale. I conoidi di rimpasto alla base di questa sono infatti meno alimentati rispetto al passato e l'esile collegamento seraccato (30 m di larghezza) che ancora persiste in sinistra idrografica non ha più un ruolo dinamico. Altro fenomeno di rilievo è la scomparsa della cascata che precipitava imponente nel lago formato dalla diga di Campo Gera: il torrente glaciale ha cambiato percorso e le sue acque vanno ora ad alimentare il laghetto glaciale situato in un valloncetto sottostante e in seguito confluiscono nel torrente proveniente dal Ghiacciaio di Fellaria W. Da segnalare infine la formazione di un ristagno d'acqua tra la fronte e una elevazione rocciosa nei pressi del punto in cui usciva in precedenza il torrente lungo il margine orientale della fronte. *Snow-line*: 3500 m. (R. Scotti, M. Butti). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002*



Foto 14: i ghiacciai di Fellaria conoscono oggi una importante fase involutiva, nonostante la quota elevata (oltre i 3400 m) del loro bacino di accumulo comune. (5 settembre, R. Scotti).

Photo 14: both Fellaria Glaciers are in a shrinking phase, despite the high altitude of their common accumulation basin (over 3400 m asl). (5th September, R. Scotti).

SETTORE SCALINO-PAINALE

(Mario Butti)

La buona estensione dell'innevamento di fine inverno, un inizio di estate fresco con alcuni episodi nevosi e un lungo periodo, protrattosi sino a fine stagione, con temperature non elevate facevano prevedere una annata positiva per questo settore. A fine estate, invece, la situazione non è molto diversa da quelle rilevate in passato, ovvero innevamento residuo assai limitato, aumento della copertura morenica e ulteriore, anche se contenuto, ritiro delle fronti. Ciò si deve alle non favorevoli caratteristiche cristallografiche dell'accumulo stagionale, a conti fatti presentatosi assai poco resistente all'ablazione estiva. Va detto inoltre che il bilancio di massa delle unità del settore Scalino-Painale è influenzato significativamente sia dall'andamento della stagione estiva, per le caratteristiche del rilievo montuoso e per la giacitura degli apparati glaciali, sia dalla scarsa nevosità del luogo: ad esempio, dopo molti anni di osservazioni, si può concludere che le precipitazioni nevose provenienti da S raggiungono attenuate questa zona alpina, scaricandosi maggiormente nel settore orobico; lo stesso vale, per motivi diversi, per le precipitazioni di origine settentrionale. L'innevamento invernale non è qui mai abbondante, salvo che in rare occasioni: l'ultima nell'anno idrologico 2000-2001.

443.0 SCALINO

04.09.19

QMF: 2590 - 2780

decremento lieve

Il ghiacciaio ha subito una ulteriore anche se modesta contrazione. Anche le finestre rocciose di recente formazione si sono ampliate solo di poco, in modo particolare quelle situate a monte della Lingua del Cornetto, ritardando così il distacco della propaggine, che sembrava imminente. *Snow-line*: 2950 m. (M. Butti).

Variatz. media annua: - 5 m

Foto 15: l'appartato Pizzo Painale ospita ancora piccole unità nivo-glaciali, per lo più di massa residuale. L'unico ghiacciaio vero è quello visibile a destra nella foto (Ghiacciaio di Pizzo Painale SW). (5 settembre, M. Butti).

Photo 15: the secluded Pizzo Painale still shows small nivo-glacial units, mainly residual ice masses. The only real glacier is visible on the right side of the picture (Pizzo Painale SW glacier). (5th September, M. Butti).



SETTORE DOSDE'-PIAZZI

(Paolo Pagliardi)

Gli apparati glaciali del gruppo montuoso non accolgono, per il secondo anno consecutivo, residui nevosi significativi. Il bilancio di massa è dunque fortemente negativo. Eccettuano unicamente il *sito glaciogeno* del Foscagno, beneficiato da masse valanghive e, per lo stesso motivo, il piccolo Ghiacciaio di Corno Dosdè. Gli apparati del settore sono dunque destinati a un ulteriore ridimensionamento, che comporterà importanti variazioni morfologiche. In particolare, si avrà la progressiva deglaciamento della Cima Piazzì, uno dei vanti del glacialismo lombardo. Sono state osservate 25 unità, di cui 10 sottoposte alla sola osservazione fotografica.



Foto 16: il versante Nord della bella Cima Piazzì si sta rapidamente deglacializzando. (4 settembre, A. Galluccio).

Photo 16: Cima Piazzì North face is quickly de-glacializing. (4th September, A. Galluccio).

468.0 CARDONNE'

04. 09.04

QMF: 2480

decremento forte

Procede senza soste la fase di intenso rimaneggiamento delle fronti, iniziata nel 1994. Come noto, è il lobo orientale quello che, in virtù dell'assenza di protezione orografica, mostra le più evidenti modificazioni: l'affioramento roccioso centrale sta rapidamente isolando il settore distale della colata, che è dunque destinato a costituire una vasta placca di ghiaccio morto. Il lobo occidentale, maggiormente protetto dal rilievo roccioso, mantiene le abituali posizioni frontali: queste però verranno insidiate in futuro dal vasto roccione

emerso a circa 2550 m, che costituisce ormai un fattore morfo-dinamico disgregativo (punto di calore interno alla colata). L'innevamento stagionale, non assente ma minimo, è disposto in placche irregolari che, tra l'altro, lasciano del tutto scoperto il settore di testata: la via di ghiaccio della Parete Nord della Cima Piazzini presenta così nuovi affioramenti del substrato. *Snow-line* assente. (A. Galluccio). Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003



Foto 17 e 18: il Ghiacciaio di Dosde Est nel 1995 (a sinistra) e il 13 settembre 2004 (a destra): una colata glaciale precedentemente ipertrofica che, riducendosi, tende ad assumere dimensioni consone alla fase climatica in atto. (F. Galluccio).

Photo 17 and 18: East Dosde Glacier in 1995 (left) and 13th September 2004 (right): a hypertrophic glacial flow gradually shrinking to adapt to the present climatic phase. (F. Galluccio).

473.0 DOSDE' EST

04.09.13

QMF: 2570

decremento moderato

Rispetto agli anni precedenti, l'apparato sembra essersi un poco stabilizzato: presenta infatti caratteristiche morfologiche e dinamiche simili a quelle dell'anno passato. Persiste la copertura morenica del settore sinistro idrografico, mentre la parte destra continua a essere appoggiata al costone roccioso adiacente. Presenza di neve residua sui pianori a minor inclinazione. *Snow-line* irregolare. (F. Galluccio). Variaz. media annua: - 12 m

SETTORE LIVIGNO



(Paolo Pagliardi)

Pur residuale, la copertura glaciale del settore mostra qualche segno di resistenza alla fase di grave riduzione, quasi una scomparsa, in atto da 3 lustri: mostrano infatti un discreto residuo nevoso gli apparati del Pizzo Filone e della Punta Orsera, ma anche il *sito glaciogeno* del Pizzo Zembrasca e il Ghiacciaio delle Mine. Profonda comunque la deglaciazione progressiva che interessa le valli delle Mine e Nera, con il bel Ghiacciaio di Campo N, divenuto *sito nivologico* di importanza primaria, ormai sottoposto appieno alle dinamiche dissolutive cui aveva saputo opporsi sino alla fine degli Anni Novanta. Grave l'involuzione anche del maggior apparato del gruppo montuoso, il Ghiacciaio di Val Nera W, che tende a racchiudersi nel circo di origine. Sono state visitate 21 unità, di cui 11 mediante rilievo completo e 10 con la sola osservazione fotografica.

Foto 19: nonostante il recente, significativo decremento volumetrico, il Ghiacciaio delle Mine mantiene ancora una discreta consistenza. Ciò si deve alla favorevole giacitura e all'esposizione settentrionale. (4 settembre, M. Marzorati, A. Molteni)

Photo 19: despite the recent, strong shrinkage, Mine Glacier still maintains a significant size, thanks to its favourable position and northern exposure. (4th September, M. Marzorati, A. Molteni).

991.0 MINE

04.09.04

QMF: 2850

decremento moderato

La parte del ghiacciaio sita a monte della crepaccia terminale ha perso potenza e tende separarsi dal resto dell'apparato. Altri segni di riduzione di spessore della colata: il notevole incremento della crepacciatura nella

zona centrale, attorno a quota 2900 m, e l'ampliamento della roccia emersa in destra idrografica a quota 2840 m. Il ghiacciaio è inoltre percorso da *bédieres* superficiali. Discreto, comunque, l'innevamento residuo stagionale. *Snow-line*. 2900 m. (M. Marzorati, A. Molteni).
Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003

997.0 CAMPO NORD

04.09.11 QMF: 2840 decremento moderato

Persiste la fase dinamica negativa per questo apparato che, pur mantenendo quasi invariata la propria superficie, denota una sempre più evidente riduzione di massa, in particolare nella zona mediana e frontale: in virtù della conseguente riduzione di spessore, il ghiacciaio tende così ad assumere la conformazione morfologica del substrato roccioso. Le pareti glacializzate del circo sono prive di copertura nevosa e separate dalla colata. La copertura nevosa è ridotta e limitata alla porzione superiore, dove è maggiore l'apporto valanghivo. E' aumentata la copertura detritica mentre il deposito fluvioglaciale sulla sinistra si è quasi collegato con la morena soprastante. Sono sempre presenti i due laghetti epiglaciali, ma oggi hanno dimensioni sempre più ridotte. La fronte arretra solo sul lato destro, dove si è esaurito il torrente glaciale, mentre appaiono aumentate le dimensioni e la profondità della *bédère* soprastante. *Snow-line*. 3050 m. (G. Grazi, G. Lonardo, C. Lonardo, L. Trada).
Variaz. media annua: - 3 m

SETTORE ORTLES-CEVEDALE

(Giuseppe Cola)

Nel settore Ortles-Cevedale la campagna glaciologica 2004 sarà ricordata soprattutto per la storica, enorme frana del 18 settembre, che ha cambiato i connotati al versante meridionale della Punta Thurwieser e ha reso impraticabile la Val Zembrù per più giorni, proprio nel periodo previsto per i locali controlli glaciologici, che in tal modo sono falliti. Nel massiccio, mentre gli apporti nevosi dell'autunno 2003 sono risultati modesti, quelli invernali sono venuti a mancare quasi del tutto, sia per le precipitazioni molto scarse della parte centrale dell'inverno ma soprattutto per la notevole ventosità, che è stato l'elemento caratterizzante della stagione fredda. Infatti, nel mese di febbraio l'accumulo che si poteva misurare al suolo alla media quota alpina era inferiore a 1 m, mentre nelle aree più esposte all'azione del vento e nei tratti più acclivi si poteva vedere il ghiaccio vivo. I successivi apporti primaverili, poco significativi, non hanno retto alle alte temperature del mese di giugno. A fine estate è arduo situare una *snow-line*, in quanto la neve residua risulta irregolarmente distribuita in placche confinate nelle zone più elevate e, alle quote inferiori, all'interno di conche e avvallamenti protetti dalla radiazione solare diretta. Sono state controllate 49 unità, di cui 33 sottoposte alla sola osservazione fotografica. Tutti i 16 ghiacciai per i quali è stato eseguito il rilievo glaciologico completo sono in decremento. Nessun apparato è risultato in fase positiva o anche solo stazionaria. La *snow-line* media può essere situata attorno ai 3350-3400 m di quota. Si chiude in tal modo l'ennesimo anno idrologico sfavorevole per gli apparati glaciali del settore.



Foto 20: la lingua valliva in disfacimento del Ghiacciaio dei Vitelli. (5 settembre, A. Scaltriti).

Photo 20: the Vitelli Glacier's tongue is breaking up. (5th September, A. Scaltriti).

482.0 VITELLI

04.09.05

QMF: 2570

decremento forte

Il ghiacciaio si presenta privo di neve vecchia al di sotto dei 3300 m, mentre modesti accumuli nevosi sono presenti oltre tale quota e alla base della parete Nord del M. Cristallo. La modificazione morfologica più eclatante dal 2001, anno dell'ultimo rilievo, è la scomparsa del collegamento tra il lobo destro della fronte e la soprastante seraccata. Ora questa porzione è un vasto campo di ghiaccio morto coperto di detrito, ancora collegato in modo non dinamico solo al settore retro-frontale sinistro. Date le condizioni attuali, è da attendersi una sempre più marcata separazione dei due flussi che compongono la lingua e il graduale collasso della citata massa di ghiaccio morto. *Snow-line* 3300 m. (A. Scaltriti). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001*

Variaz. media annua: - 26 m (1999)



Foto 21: l'appartato Ghiacciaio di Campo (Val Zebù) mantiene dimensioni e potenza cospicui. (23 agosto, G. Cola)

Photo 21: the still powerful, secluded Campo Glacier (Zebù Valley). (23rd August, G. Cola).

507.1 FORNI

04.09.12

QMF: 2500

decremento forte

A fine estate, la neve vecchia residua solo in grandi chiazze di alta quota e negli avvallamenti. Situazione diversa invece per i nevai che costellano le grandi pareti rocciose circostanti il ghiacciaio: a fine stagione se ne contano ancora diversi, mentre nel 2003 erano del tutto assenti. Non di meno si registrano la formazione di nuove finestre rocciose (una di queste sulla lingua della colata orientale) e l'ampliamento di quelle preesistenti. Nel corso dell'estate, il laghetto proglaciale situato a diretto contatto con il settore destro della fronte comune si è notevolmente ingrandito per il parziale cedimento della grande volta di ghiaccio formatasi nel 2003. La superficie glaciale retrostante è solcata da crepacci ad andamento concavo, che si formano con il crollo dei blocchi più prossimi al bordo del lago. Questa perdita di massa avviene dunque per una sorta di *calving* anche se i volumi attualmente coinvolti sono abbastanza modesti: essa ha però amplificato l'intenso arretramento del ghiacciaio in questo settore frontale. Un secondo lago è in formazione in corrispondenza del margine frontale della colata centrale. Procede inoltre, anche se in misura meno spettacolare, la fenomenologia connessa all'assottigliamento della lingua: nella fase centrale dell'estate, lungo il fianco destro della colata, in corrispondenza della morena a nucleo di ghiaccio, sono stati osservati *mudflows* che hanno nuovamente reso impraticabile un lungo tratto del "Sentiero Glaciologico del Centenario". Al termine della stagione di ablazione, le perdite di ghiaccio, misurate dalle paline ablatometriche ed espresse in mm w.e (equivalente in acqua), variano dai 1670 mm all'interno del bacino di accumulo orientale (il sito di misura più elevato, a 3170 m), ai 2840 mm misurati sulla lingua (il sito a quota inferiore, circa 2578 m). Valori molto inferiori rispetto a quelli misurati nel 2003, presso gli stessi punti di misura. *Snow-line* n. v. (G. Casartelli, G. Cola, A. Galluccio, A. C. Galluccio).

Variaz. media annua: - 13,5 m

510.0 CERENA

04.08.15

QMF: 2430

decremento lieve

Il settore terminale del ghiacciaio (anche quest'anno non misurabile per la presenza di neve residua di valanga) che fluisce oltre lo spalto roccioso di q. 2750 m appare immutato grazie alla copertura morenica. Nel settore retrostante si nota invece una lieve perdita di massa. I pianori centrali non evidenziano differenze sostanziali rispetto al 2003; si è avuta solo una contrazione del bordo glaciale pensile in sinistra idrografica. La ripida seraccata superiore, che si origina per trasfluenza dal bacino occidentale del Ghiacciaio dei Forni, è sempre gonfia e potente; tuttavia il suo piede di appoggio sui pianori intermedi appare indebolito e non si osservano più i crolli di ghiaccio che invece erano molto evidenti nel 2003. Molta neve vecchia residua sul

plateau centrale, con una *snow-line* non climatica temporanea collocabile attorno ai 2850 m di quota: il Ghiacciaio di Pizzo Tresero N e quello di Cerena paiono nuovamente uniti, anche se mediante un scivolo di neve largo pochi metri, il cui fondo è ancora costituito da un esile lembo di ghiaccio. E' possibile che la situazione descritta si sia un poco modificata nel corso del mese di settembre. La quota minima frontale è immutata rispetto al 2003. *Snow-line*: 2850 m. (A. C. Galluccio, G. Cola). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003*



Foto 22: l'imponente Pizzo Tresero e il Ghiacciaio di Cerena ripresi il 15 agosto. Le condizioni nivologiche visibili in fotografia non saranno quelle finali dell'anno idrologico 2003-2004, in virtù della ripresa dell'ablazione nel mese di settembre. (G. Cola).

Photo 22: impressive Pizzo Tresero and Cerena Glacier on 15th August. Most of the remaining snow cover was removed by September ablation. (G. Cola).



Foto 23: il Ghiacciaio di Sobretta NW, pur smagritosi, mantiene dimensioni ragguardevoli. (26 settembre, Salmoiraghi).

Photo 23: the Sobretta NW Glacier, though somewhat reduced, is still a rather large unit. (26th September, C. Salmoiraghi).

(Paolo Pagliardi)

La campagna glaciologica 2004 è svolta con la collaborazione dei partecipanti al corso per operatori glaciologici 2004 del Servizio Glaciologico Lombardo. Nel corso dei rilievi, che si sono svolti tra il 20 agosto e il 26 settembre e che hanno visto all'opera 29 persone, sono state visitate 27 unità glaciali e prodotte osservazioni fotografiche per altri 22 apparati, per un totale di 49 osservazioni (in questo numero non sono comprese le 4 effluenze del Ghiacciaio dell'Adamello visitate). Il particolare, l'andamento nivo-meteorologico dell'annata ha favorito i piccoli apparati ad alimentazione prevalentemente valanghiva, tanto che molti di loro mostrano un andamento annuale di sicura stazionarietà (ad es. il Ghiacciaio di Salimmo); per il Ghiacciaio di Payer Inferiore si può parlare addirittura di un lieve incremento, dopo la crisi della scorsa stagione. Il grande Ghiacciaio dell'Adamello e gli altri apparati ad accumulo diretto hanno invece risentito di una alimentazione invernale che, seppure di una certa consistenza, è stata in parte ridistribuita verso quote inferiori dai forti venti settentrionali che in più occasioni hanno spazzato le alte quote fra i mesi di dicembre a marzo. In occasione del rilievo nivologico del 9 giugno 2004, ai 3150 m del Passo Venerocolo si rinvenivano infatti solamente 243 cm di neve. Bisogna poi sottolineare come la stagione di ablazione sia stata prolungata e caratterizzata durante il mese di agosto e nei primi 15 giorni di settembre da alti valori di umidità uniti a temperature elevate, cocktail devastante per il manto nevoso che, per tali motivi, a fine stagione ricopre in minima parte le superfici glaciali. Per quanto concerne le modificazioni morfologiche osservate, la più eclatante risulta l'ampliamento della finestra rocciosa già osservata la scorsa stagione sul Ghiacciaio di Pisgana Ovest, che ha di fatto interrotto la continuità tra lingua valliva e bacino alimentatore occidentale, in crisi di accumulo negli ultimi anni. Non da meno la tendenza allo smembramento mostrata dal Ghiacciaio di Miller Inferiore. Alcuni piccoli apparati, come quelli di Punta Venerocolo I e II potrebbero estinguersi nel giro di poche stagioni, così come il glacionevato di Monte Adamello, nonostante sia posto a oltre 3450 m di quota. Le osservazioni sugli apparati della Valle d'Aviolo e della Val Gallinera, così come la rivisitazione del settore Frisozzo, vanno considerate precoci (OP) in quanto compiute a quasi un mese dalla fine effettiva della stagione di ablazione.

578.0 SALIMMO

04.09.04

QMF: n. v.

stazionario



La positiva stagione invernale ha prodotto localmente ingenti valanghe che, alla data del rilievo, coprono ancora totalmente la parte superiore dell'apparato e il grande canale che solca il versante Nord della cima. Anche nella porzione inferiore, in destra idrografica, l'innnevamento è esteso e compatto, mentre il vasto *rock glacier* appare privo di copertura nevosa e rilevato nella sua porzione centrale. *Snow-line* 2550 m. (A. Toffaletti, P. Pagliardi, A. Galluccio).
Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002

Foto 24: il Ghiacciaio di Salimmo, ancora perfettamente innevato sul finire della stagione di ablazione. (28 agosto, P. Pagliardi)

Photo 24: Salimmo Glacier: still snow-covered toward the end of the ablation season. (28th August, P. Pagliardi).

579.0 CALOTTA

04.09.04

QMF: 2935

decremento forte

Si conferma la tendenza al progressivo ritiro frontale e allo smagrimento generale dell'apparato. I residui nevosi stagionali, limitati alla zona centrale e al lembo superiore a contatto con la cresta NE, sono minimi, mentre si osservano ancora chiazze di firn del 2000-2001, poco estese, a valle del corpo centrale. L'innalzamento della quota della fronte è pari a circa 15 m. La copertura morenica sul corpo principale risulta ancora assai limitata mentre è rilevante sulla placca sita più a E, oggi sepolta nella sua parte inferiore. La placca in questione, relitto del bacino di accumulo del vecchio apparato, che ancora negli Anni Cinquanta si spingeva nel sottostante vallone di Salimmo, appare ormai in via di disfacimento. Notevole appare infine l'ampliamento delle barre rocciose già affioranti in più punti dalla superficie glaciale. *Snow-line* assente. (R. Bottio, L. Farinella, A. Toffaletti).
Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002



Foto 25: in questi anni, la riduzione volumetrica del Ghiacciaio della Calotta non conosce soste. (4 settembre, A. Toffaletti).

Photo 25: over the past years, the Calotta Glacier has continued to shrink. (4th September, A. Toffaletti).

581.0 VENEROCOLO

04.09.06

QMF: 2540

decremento forte

I lembi di ghiaccio staccatisi dal margine frontale nel 2003 si sono fusi, lasciando a vista un campo di detriti e determinando un marcato ritiro frontale e l'obbligo della variazione dell'azimut di misura. Per quanto attiene l'innevamento stagionale, si osservano unicamente modesti coni di valanga alle basi delle pareti del Corno Bianco, dove si riesce a individuare una *snow-line* locale, e i consueti conoidi al piede dell'alta parete N del Monte Adamello, che appaiono in via di ricostituzione dopo il collasso dell'estate 2003. La lingua valliva è sempre meno turgida, ancora unita, tramite una confluenza larga non più di 20 m, alla colata autonoma destra (Vedretta dei Frati), dinamicamente comunque già separata da alcuni anni. *Snow-line*. 3100 m. (P. Pagliardi).

Variation. media annua: - 30 m



Foto 26: la Parte Nord del Monte Adamello: alla sua base, la lingua valliva del Ghiacciaio di Venerocolo (in primo piano), ormai per lo più costituita da ghiaccio morto. (5 settembre, P. Pagliardi)

Photo 26: Monte Adamello north face: at its base, the Venerocolo Glacier's valley tongue (foreground) is now a mass of dead ice. (5th September, P. Pagliardi).



Foto 27: ciò che rimane della confluenza del ramo destro del Ghiacciaio di Venerocolo (Vedretta dei Frati) nella colata principale. Tale collegamento, non più dinamico da alcuni anni, garantisce al ghiacciaio la forma classificativa di "ghiacciaio vallivo confluyente", caso unico in Lombardia. (5 settembre, P. Pagliardi)

Photo 27: what is left of Venerocolo Glacier's right arm plunging into the main flow (Vedretta dei Frati). The connection, no longer active, was the only reason for classifying the flow as "confluent valley glacier", the only one in Lombardy. (5th September, P. Pagliardi).

582.0 AVIO EST

04.09.05

QMF: n. v.

stazionario

L'apparato, nella sua fase involutiva attuale, tende ad assumere una sempre maggior inclinazione, tanto che le valanghe vanno ad arrestarsi appena al di sotto del suo limite frontale. Nel contempo la porzione superiore, a pendenza minore, che funge da bacino di accumulo, va riducendosi. La fronte non è misurabile, in quanto nascosta sotto la copertura detritica e celata da un campo di neve di valanga dell'anno. Numerosi massi, disseminati sulla superficie del nevato inferiore, suggeriscono una frequente attività franosa in origine dalla spalla NE dell'Adamello. *Snow-line*: 3100 m. (P. Pagliardi).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003



Foto 28: il piccolo Ghiacciaio di Avio Est, il cui aspetto è quasi un paradigma di ciò che diventeranno, con tutta probabilità, molte delle unità glaciali alpine nei prossimi decenni. (5 settembre, P. Pagliardi).

Photo 28: the small Avio East Glacier; its appearance is anticipating what will probably happen to Alpine glacial units in the coming decades. (5th September, P. Pagliardi).



Foto 29: l'anno idrologico 2003-2004 non è stato del tutto sfavorevole per i piccoli ghiacciai annidati sul versante NW del Baitone, come si deduce dall'estesa copertura di neve vecchia. (21 agosto, F. Strozzi).

Photo 29: hydrological year 2003-2004 has not been completely negative for the small glacial units of the NW face of Baitone, as shown by the residual snow cover. (21st August, F. Strozzi).

608.0 ADAMELLO (complessivo)

04.08.28

QMF: 2550

decremento forte

Il grande Ghiacciaio dell'Adamello anche quest'anno, seppure in maniera minore rispetto al 2003, accusa una generale contrazione, forse meno evidente che sugli altri apparati del settore per la conformazione ad altipiano e per l'inerzia tipica di un corpo glaciale di tali dimensioni. La copertura nevosa annuale, che ha iniziato a scomparire al di sopra dei 3000 m intorno ai primi giorni di agosto, si è ridotta a fine mese a grandi placche disgiunte disposte nel pianoro compreso tra i 2950 e i 3000 m di quota e, al di sopra dei 3200 m, sulla dorsale del Dosson di Genova e alle pendici del M. Falcone. Dopo la nevicata del 21 agosto, la fusione è ripresa fino al 16 settembre. A fine agosto si osserva abbondante acqua di fusione nella porzione compresa tra il P.so Adamè e il Corno Bianco, incanalata in lunghe *bédières* e in larghi inghiottitoi, ma raccolta anche in due laghetti, il maggiore dei quali ha una profondità massima di circa 1/2 m e una superficie di 100 m². Nei pressi del Rif. Giannantonj è presente un vasto campo di firn del 2001 mentre più a monte, in direzione della vetta, il ghiaccio è scoperto. Sondaggi eseguiti nelle zone dove era presente neve dell'anno hanno mostrato valori compresi tra i 40 e i 98 cm; si può ragionevolmente pensare che molto di questo residuo sia andato perduto nelle successive due calde decadi settembrine. Non è stata invece indagata la zona tra il Corno Bianco e il M. Venezia, in gravissima sofferenza lo scorso anno. G. Taufer ha accompagnato F. Marchetti (SAT) alla fronte dell'Effluenza del Mandrone, dove ha collaborato alle misure frontali: il ritiro è risultato variabile tra i 3 e gli 8 m (inferiore ai 20 m quello biennale). Questi dati suggeriscono come l'annata possa essere stata un poco meno penalizzante per il settore inferiore del ghiacciaio rispetto a quanto deducibile dai rilievi nivologici svolti sui campi alti: è possibile che tale dinamica sia riconducibile al ruolo svolto dal vento, che avrebbe riportato molta neve del bacino di accumulo nella zona mediana e frontale, in modo che la lingua è andata scoprendosi solo poco tempo prima rispetto ai pianori superiori. *Snow-line* irregolare. (U. Morra di Cella, M. Ballerini, F. Diottri, P.G. Fontana, P. Pogliotti, G. Taufer, M. Vagliasindi).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003



Foto 30: una desolante carenza di innevamento stagionale caratterizza l'elevato bacino di accumulo SE del grande Ghiacciaio dell'Adamello: le nevi dell'invernata sono state ridistribuite dal vento a quote inferiori. (27 agosto, U. Morra di Cella).

Photo 30: a desolate lack of residual snow characterizes the SE accumulation basin of the large Adamello Glacier: winter snows blown away by the wind were distributed at lower altitudes. (27th August, U. Morra di Cella).

608.0 Conoide di Salerno 04.09.26 QMF: n. v. decremento moderato
 Il conoide presenta piccoli residui di valanga nella sua porzione superiore e un nevaio alla fronte. *Snow-line* assente. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).
 Variaz. media annua: - 2 m

608.0 Effluenza Salerno 04.09.26 QMF: 2560 decremento lieve
 Ulteriore decremento, con arretramento e appiattimento della fronte, specie nella porzione contigua al Corno di Salerno, dove a monte del margine frontale sta per scoprirsi una nuova finestra rocciosa. Segni di crolli glaciali nella porzione centrale. Assenza di neve residua dell'anno. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003

608.0 Baltzer 04.09.07 QMF: 2670 decremento forte
 L'apparato sembra avere perso spessore rispetto al 2003 mentre la copertura morenica è aumentata. Lungo il perimetro superiore si notano alcuni residui di valanga. Il maltempo ha impedito le misurazioni frontali. *Snow-line* assente. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003

608.0 Effluenza Adamè 04.09.04 QMF: 2850 decremento moderato
 Rispetto al 2003 la fronte, molto frastagliata, è arretrata di diversi metri (circa 10 dal confronto cartografico) e per buona parte della sua lunghezza si è sollevata rispetto alle rocce di sostegno. Sulla lingua sono visibili residui di crolli glaciali. Impressionano le portate dei 2 torrenti ablatori. La neve è presente solo ai margini dell'apparato (firn del 2001 e accumuli valanghivi stagionali dal Monte Fumo e dal Corno Pian di Neve). Nel complesso si osserva una riduzione di spessore dell'intera effluenza, in particolare nel suo settore sinistro dove è scomparsa la parte inferiore della placca più orientale. La tendenza a un marcato e costante ritiro viene quindi confermata. *Snow-line* assente. (A. Salvetti, A. Mussi, A. Barilli). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003*



Foto 31: la fronte pensile dell'Effluenza Adamè del Ghiacciaio dell'Adamello, in vistosa contrazione volumetrica. (4 settembre, A. Barilli).

Photo 31: the hanging front of Effluenza Adamè, Adamello Glacier, is showing a strong shrinkage. (4th September, A. Barilli).

Foto 32: il Ghiacciaio di Bompia, di certo il meno studiato della Lombardia a causa delle difficoltà di avvicinamento, pare mantenere discreta consistenza nella sfavorevole fase climatica attuale. (18 settembre, P. Pagliardi).

Photo 32: the remote Bompia Glacier, surely one of the less studied in the Lombard Region, seems to hold up, despite the present, unfavourable climatic phase. (18th September, P. Pagliardi).



(S. D'Adda)

Il 2004 costituisce per il settore Orobie un anno nel complesso positivo. Il dato, rilevante in una dinamica regionale dominata dai regressi, va però approfondito perché sottende scenari assai diversi. Se infatti si esaminano le dinamiche degli apparati già osservati nel 2003, ossia di quelli deputati a descrivere il trend annuale, si nota come i segni positivi e negativi riguardino masse glaciali con caratteristiche specifiche: i 12 apparati definiti in fase positiva (63,2 %), sono per la quasi totalità di piccole dimensioni, alimentati da valanghe e ben protetti dall'orografia. L'unica eccezione, per l'aspetto dimensionale, è costituita dal Ghiacciaio dei Marovin, che gode di condizioni fisico-geografiche assolutamente peculiari. Al contrario, i 4 apparati in fase di riduzione (21,1%), sono tra i più ampi della catena, alimentati in maniera diretta e più esposti all'irraggiamento solare. La stessa indicazione si ottiene anche esaminando l'intero campione osservato, dove però il dilatarsi del periodo di riferimento riduce gli effetti positivi dell'annata in esame. Emblematico è il caso dei minuscoli apparati di Diavolo di Tenda NW e Aga superiore, in Val d'Ambria, che a fronte di coperture nevose totali sono definiti in regresso a ragione del raffronto con l'eccezionale 2001. E' chiaro che la loro contrazione rispetto a quell'anno si deve alla scarsità dei residui delle stagioni 2002 e 2003 e non certo a quelli del 2004. Nelle Alpi Orobie si assiste dunque a un'evoluzione difasica che porta da una parte al mantenimento o alla ricostituzione degli apparati più piccoli, talvolta più corposi dei 2 o 3 lustri passati, dall'altra alla costante, e anche rapida, riduzione degli apparati maggiori, che si allineano perciò alle dinamiche negative di gran parte dei ghiacciai lombardi. L'esito delle osservazioni porta dunque a considerare come determinanti per la stagione 2004 i fenomeni valanghivi. In questo contesto, gli argini morenici della Piccola Età Glaciale hanno avuto ancora una volta un ruolo di assoluta rilevanza: trattenendo le scariche valanghive al di sopra della massa glaciale, essi amplificano gli effetti delle singole nevicate. Per ciò che attiene la statistica globale, 17 apparati sono in crescita, 4 stazionari, 1 incerto e 11 in riduzione, per un totale di 33 individui. Tra le unità osservate antecedentemente al 2003 (14), si notano 4 incrementi (28,6%), 2 situazioni stazionarie (14,3%), 7 decrementi (50%) e 1 fase incerta (7,1%).



Foto 33: i ghiacciai di Porola, a sinistra, e di Scais, a destra, presentano a fine estate scarsi residui nevosi, confinati nei tradizionali siti di accumulo valanghivo e nelle porzioni sommitali. Il negativo bilancio conferma la perdurante fase di sofferenza delle masse glaciali orobiche di maggiori dimensioni. (26 settembre 2004, R. Scotti).

Photo 33: both Porola (left) and Scais Glaciers, at the end of summer, show scarce residual snow fields, confined to the upper reaches and the usual avalanches discharges. The negative mass balance confirms the trend affecting the Orobic sites (26th September, R. Scotti).



Foto 34: il sito a potenzialità nivo-glaciale di Passo della Scaletta, a sinistra, articolato su due aree, e il Ghiacciaio di Cantunasc, a destra, sono riparati e alimentati da bastionate rocciose di ridotta altezza. Nonostante questo, alla fine dell'estate conservano discreti residui nevosi, che ne evidenziano collocazione e dimensioni. (26 settembre 2004, R. Scotti).

Photo 34: Passo Scaletta nivo-glacial site (left) and Cantunasc Glacier (right) are shielded and fed by surrounding cliffs. At the end of summer, their residual snow outlines position and size of both units (26th September, R. Scotti).

541.0 MAROVIN

04.10.03

QMF: 2030

incremento lieve

Un consistente innevamento di origine valanghiva permane a fine stagione sulla quasi totalità del ghiacciaio. Solo nella parte inferiore sinistra si riscontra un lembo scoperto, dove compare anche parte del detrito morenico segnalato nel 2003 presso la fronte. Mentre la parte più elevata della colata si è un poco ricostituita, un'ulteriore lieve riduzione interessa il residuo posto nel canale sommitale, scarsamente avvalangato. I limiti frontali non sono individuabili. *Snow-line*. 2030 m. (M. Butti).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2003



Foto 35: il Ghiacciaio dei Marovin, è l'unico apparato orobico di medie dimensioni in crescita nel 2004.

(2 settembre 2004, M. Butti).

Photo 35: Marovin Glacier, the only Orobic unit showing growth in 2004. (2nd September, M. Butti).

Foto 36: a fine estate la neve copre interamente le due piccole unità di Pioda. (M. Butti, 2 settembre 2004).

Photo 36: at the end of summer, the Pioda Glaciers is completely covered by snow. (2nd September 2004, M. Butti).



542.0 DENTE DI COCA

04.10.03

QMF: 2165

incremento moderato

Il piccolo ghiacciaio mostra un rapido e cospicuo recupero di massa: a fine estate è totalmente coperto da nevato di notevole consistenza e spessore, impenetrabile alla sonda. L'incremento di spessore è valutabile in circa 5-6 m, mentre il limite frontale, costituito da nevati, si è portato più a valle di 12 m. L'attuale fisionomia replica esattamente quella rilevata il 30.08.1997. *Snow-line*: 2165 m. (M. Butti). Variaz. media annua: + 12 m



Foto 37: notevoli accumuli da valanga caratterizzano nel 2004 i ghiacciai orobici minori. Grazie alla protezione orografica, gli apparati della Val d'Ambria hanno contenuto gli effetti deleteri di un mite mese di settembre, presentandosi a fine stagione ancora totalmente innevati.

(30 settembre 2004, S. D'Adda).

Photo 37: in 2004, the smaller Orobic glaciers were fed by substantial avalanches discharges. Thanks to orographic protection, Val D'Ambria glaciers were unaltered throughout September.

(30th September 2004, S. D'Adda).

Foto 38: il Ghiacciaio del Lupo è il sito orobico di studi nivologici. A fronte di un accumulo di origine diretta di 5 m, rilevato il 18 giugno 2004, il ghiacciaio si presenta il 5 settembre privo di residui nevosi di origine diretta, non valanghivi. (S. D'Adda).

Photo 38: Lupo Glacier : the nivological site of the Orobic Alps. Despite 5 m of winter snowfalls, (as measured on 18th June 2004), on the 5th September the glacier is lacking any residual snow, except where avalanches discharged their load. (S. D'Adda).



543.0 LUPO

04.10.03

QMF: 2425

decremento lieve

Il ghiacciaio è stato monitorato mediante osservazioni a distanza e 6 controlli in loco (1 tardo-primaverile, il 16 maggio, 2 estivi, il 18 giugno e il 25 luglio, e 3 autunnali, il 2 e 5 settembre e il 3 ottobre), l'ultimo dei quali, il 3 ottobre, in occasione delle misurazioni frontali. Nonostante il buon deposito riscontrato il 18 giugno, quando con 480-540-485 cm, rispettivamente nei punti 1-2-3, il ghiacciaio presentava il secondo migliore innevamento degli ultimi 9 anni (dopo l'eccezionale 2001), a fine stagione gli apporti di origine diretta sono scomparsi. L'ennesimo bilancio negativo era stato peraltro previsto, giacché gli studi di questi anni hanno permesso di appurare che, affinché il ghiacciaio conservi un residuo nevoso, il valore "soglia" del deposito nevoso annuale di origine diretta è di ca. 5 m. Solo una stagione ablativa fresca poteva garantire la permanenza di residui significativi, cancellati invece dallo sfavorevole scenario meteorologico di agosto e settembre. A inizio ottobre l'apparato conserva perciò solo un bordo valanghivo nella parte superiore, che si fa più cospicuo lungo la costiera occidentale. Il lobo sommitale presenta fasce nevose alternate a colate detritiche, solo a destra sostituite da ghiaccio vivo. Lungo il margine frontale un consistente cordone nevoso ha protetto la fronte per buona parte della stagione estiva, tanto che in due punti si misura addirittura un progresso frontale, forse dovuto allo scivolamento della massa glaciale. A valle della fronte, separata dalle rocce montonate, la placca di ghiaccio morto è totalmente coperta da nevato, che impedisce la misurazione dal segnale 3MB02. *Snow-line*: 2610 m. (M. Butti, S. D'Adda, R. Scotti, P. Pagliardi). Variaz. media annua: + 1,5 m

5 - SYSTEMATIC PART

SPLUGA-LEI SECTOR

(Riccardo Scotti)

At the end of the 2004 summer, all surveyed units were showing a very peculiar situations: on the hydrographic left of the S. Giacomo Valley a significant amount of residual snow was still visible, while the opposite side - with the exception of the Pizzo Quadro Nord Glacier - and the Lei valley had almost no residual snow. Probably the different exposure, the presence of the main Alpine watershed and the winds played a significant role in producing such a situation. Differently from previous years, in the month of June the South Suretta Glacier was covered by more than 5 m of snow at 2800 m, which meant quite a propitious beginning of summer, while the opposite side of the valley had little snow. In this area, both the Pizzo Ferrè glaciers, exposed to northerly winds, and the Tambò Glacier showed a very negative yearly balance. By the end of the summer, the S. Giacomo Valley sub-sector registered a positive balance for two units (out of the four monitored by SGL). This figure was very important and supported by the observations of other units. Number of surveyed glaciers: 16.

364.0 PIZZO QUADRO NORD 04.09.02 QMF: 2580 slight increment

On August 22, the glacier was showing a significant layer of snow, with large areas still covered by last winter's avalanches. On September 2, the situation was marginally different. The avalanche fan above the tongue was missing but the tongue, covered by morainic drift, could not be measured. Nevertheless, its location seemed unchanged. The remarkable morainic cover on the hydrographic left owed its origins both to the surfacing till and to the landslides dropping from the cliffs above. In this stretch, the ice covered by the drift was a few meters above the exposed ice; this portion of the tongue reached the lowest altitude. The firn-ice patch on the eastern part of the glacial cirque was back. *Snow line: 2650 m.* (C. Scolari). *Last previous survey: 2003*

Photo 7: see page 121

371.0 SURETTA SUD 04.09.05 QMF: 2700 slight decrement

The differential GPS survey of the unit was repeated. The glacier showed a significant snow cover. The linear withdrawal of the front was negligible. Some residual snow covered the residual firn-ice patch of Passo Suretta West, between South Suretta and Orsareigls Glaciers and near the tongue. *Snow line: 2800 m.* (C. Salmoiraghi, M. Lojacono, A. Tamburini).

Mean annual variation: 0 m

CODERA MASINO SECTOR

(Riccardo Scotti)

With the exception of Rasica Inferiore West Glacier (its small increase caused by avalanches) and Gemelli glacier (considered unchanged), all remaining glaciers in the Codera and Masino Groups have continued their 15-year long shrinking trend. The Val Codera sites have taken the worst brunt of them all, both for the reduced snowfall of the otherwise exceptional 2000-2001 year and for some never fully understood, though penalizing, climatic factors, especially reducing the contribution by avalanches; this being the most important factor for the survival of glacial masses at the lowest elevation. The Masino glaciers, particularly the Val di Mello ones, having a generally southern exposure, were suffering from the thermal trend of these first years of the XXI century and were slowly dying away. The residual snow was scarce, as usual, while the increasing morainic cover was turning these ice flows into debris covered glaciers. Snowfall, both locally and at a regional scale, are decreasing from west to east: from the well covered firn-ice fields of Calvo, to the almost bare Cameraccio Valley glaciers. Out of the 26 glacial units examined, 9 were surveyed on site, while 17 were evaluated through photographic observations only. Punta Turbinasca, Zocca Est and Passo di Mello glaciers will have to be considered as extinct.

Photo 8: see page 122

390.0 PASSO DI BONDO 04.08.28 QMF: 2900 slight decrement

Residual snow covered almost 60% of total glacial area, including some firn patches remaining from the 2000-2001 season. Still, this blanket could not hide the morainic drift above the tongue, which did not allow any measurement because of the falling rocks. Compared to last year, a slight shrinking of the area not covered by the old snow was visible. *Snow line: 2930 m* (M. Marzorati, A. Molteni). *Last previous survey: 2004*

Photo 9: see page 122

407.0 PIODA SUD 04.09.26 QMF: 2810 strong decrement

The 2001 firn coverage was quite reduced, while the glacier lost mass at every altitude. The tongue was depressed and frayed. The flattened central area of the tongue was showing lots of crevasses. The glacial mouth was small and the proglacial lake gone. The dynamic links with SW Pioda Glacier and the hanging glacial patch under Passo Cecilia were interrupted. *Snow line: absent.* (G. Gorni, F. Di Gallo, G. Di Gallo). *Mean annual variation: - 21,5 m (2002)*

Photo 10: see page 123

(Mario Butti)

The damages of the 2002-2003 hydrological year were still evident throughout the whole sector and this year's scarce, though not absent, residual snow could only provide a partial relief, especially for those units fed by avalanches and favoured by a northern exposure. Out of the 32 glaciers examined, 21 were surveyed on site (including a lesser glacial apparatus): 16 showed a decreasing trend, 3 some stability and 1 was difficult to assess. The snow line shown was, with a few exceptions, due to residual avalanche snow. The same was true for the remaining 11 sites, analyzed through photographic observations only; they showed a dynamic situation slightly better than the others, mainly for the avalanche contribution. The 2003-2004 hydrological year shall be added to the already long list of unfavourable seasons affecting the glacial units of this sector. Significant morphological variations involved the Predarossa, Corna Rossa and Disgrazia glaciers. The significant reduction of the residual snow between August 30th and September 19th must be highlighted.

408.0 PREDAROSSA 04.09.10 QMF: 2615 strong decrement

Though the tongue had only a slight decrement, the whole glacier showed an overall, strong reduction of ice versus last year's survey, although there were still a few patches of the 2001 residual snow plus others related to the annual snowfall. Its left side, at the base of the rocky ridge connecting Monte Disgrazia to the Corni Bruciati, contrary to 2003, presented a large cover of avalanche snow. Some residual snow was also visible in the upper reaches of the glacier, around Sella di Pioda. The possible split of the upper glacier was more visible: the ice was more frayed and thinner and near the ovoidal rocky outcrop a triple subdivision of the glacial flow was underway. Up above, past the channel originating from the Corna Rossa Glacier, a large landslide was visible. The tongue was covered by drift, sheltering the surface of the ice. Snow line should be set at about 3400 m, under Sella di Pioda, where long and almost uninterrupted snow fields were visible. (M. Urso, R. Scotti, G. Di Gallo).

Mean annual variation: - 7 m

411.1 CASSANDRA SUPERIORE 04.09.10 QMF: 3130 moderate decrement

Once more, the 2003-2004 hydrological year was negative for this unit mainly fed by snowfalls only. The residual snow, on August 21 still covering more than 90% of the surface, was strongly reduced by September 4, with some patches of 2001 firn still surviving the September ablation. Due to its unfavourable exposure, the glacier underwent a further thickness reduction, though not as bad as the 2003 one. A modest landslide, originating from the area of a former firn-ice field, reached the frontal morain. *Snow line*: absent. (R. Scotti).

*Last previous survey: 2003**Photo 11 and 12: see page 124*

422.0 SISSONE 04.09.18 QMF: 2625 slight decrement

The glacier showed a nice snow cover in the upper reaches, near the rocky cliffs and the lee sides. The size of the lake reported last year, near the no longer active left sector at about 2800 m, has increased. The lake, set in a leveled area inside a frontal morain, was surrounded by ice covered by debris. The secondary tongue, in the central portion of the terminus, originated a small periglacial lake delimited by whaleback rocks deeply cut by the proglacial stream. Since many years, the main terminus can be classified as debris covered glacier. *Snow line*: 2980 m. (A. Almasio, M. Urso, A. C. Galluccio).

Mean annual variation: - 10 m

425.0 VAZZEDA 04.09.25 QMF: 2760 moderate decrement

During the summer the glacier was visited many times, from May 31 onward, for the nivological analyses. In May no ablation rods could be seen and the depth of the snow ranged between 350 and 440 cm. On July 18, although the elapsed period had been characterized by low temperatures and a few significant snowfalls, snow thickness was reduced to 200 cm. Afterwards, the moderately high temperatures of August were supposed to have slowed down the ablation; on September 25 instead, no snow was reported under 3000 m while the ice was deeply crevassed and debris were covering its right side: most of the snow stakes were laying on the ice. The consistent loss of icemass was confirmed by the sighting of old stakes in the firn (two of these had disappeared since 1997). The annual mass balance was negative: at least 4/5 of the glacier lost between 70-80 and 200 cm. This loss of mass has raised the ELA to 2900-3000 m, undoing the small progresses of the last decade. Excluding the winter snowfall, the loss was estimated in the order of 1300 l/m². *Snow line*: >3000 m (irregular). (M. Butti, M. Urso).

*Mean annual variation: - 5 m**Photo 13: see page 125*

BERNINA SECTOR

(Mario Butti)

Both small and large glaciers of this sector have suffered from the present climatic trends, showing hypertrophic conditions despite the negative climatic situation. Within the 14 units examined, 8 were inspected on site and 6 analyzed through photographic documentations; only the Pizzo Varuna Sud firn-ice site showed a possibly positive trend due to avalanches that remained on the glacial surface. All other units showed a negative trend, sometimes a very negative one, with significant morphological changes, such as the rapidly shrinking Scerscen Superiore tongues. The residual snow was limited to the highest elevations: in the future, we shall expect new, dramatic variations: the Cima Fontana NE Glacier will turn into a debris covered glacier while the Varuna glacier will further split up.

432.0 SCERSCEN INFERIORE 04.08.21 QMF: 2605 strong decrement
 The glacial surface seemed unchanged since 2003, while the withdrawal of the fronts was very significant; this was particularly true for the southern tongue which, at 2615 m, was no longer the lowest terminus of the glacier. Recent snowfalls prevented the assessment of the snow line, but the residual snow cover was already minimal at the end of July.
Snow line: not visible. (R. Peja, B. Rosa) *Mean annual variation:* - 3,5 m

439.0 FELLARIA OVEST 04.09.18 QMF 2600 strong decrement
 Another negative year for this important unit. The high and wide plateaus, once the accumulation basin of both Fellaria Glaciers, have not held residual snow since many years. The 2004 season wiped out the residual snow by early August, leaving the bare ice to face two more months of ablation: the only accumulation (involving only 5% of total surface) was found in the secluded cirque between Piz Argient and Piz Zupò. On July 31, few centimeters of snow were shaped like *penitentes* on the vast plateau between Cime di Fellaria and Punta Marinelli. The most vital part of the unit seemed to be the eastern part, where the effluence from the Fellaria Plateau was still contributing to mass transfer. The tongue was further flattened and reduced and a new rocky outcrop was cutting through the flow in its steepest area: total displacement is about to happen. *Snow line:* 3550 m. (R. Scotti, M. Butti). *Last previous survey:* 2003

444.0 FELLARIA EST 04.09.18 QMF: n.v. moderate decrement
 Measuring the residual snow on the Fellaria Plateau, one of the few Lombardy's "artic" sites has always been difficult because its elevation does not allow effective surveys. Most of the plateau seemed to have preserved some residual snow, thus contributing to mitigate the problems of its tongue, almost ready to break apart at the last rock wall. The piedmont bulbs at the base of the rocks, were ostensibly less fed and the thin serac area (30 m wide) on the hydrographic left side had lost most of its dynamics. Another significant change was the disappearance of the waterfall into Campo Gera artificial lake: the ablation stream changed position and the water went into the proglacial lake and then into the stream coming from the Fellaria West glacier. *Snow line:* 3500 m. (R. Scotti, M. Butti). *Last previous survey:* 2002

Photo 14: see page 126

SCALINO PAINALE SECTOR

(Mario Butti)

The good snowfalls of the winter season, the cool early summer with a few snowfalls and a long period without very high temperatures bode well for this sector. Instead, by the end of the summer, the situation was no different from previous years, with little residual snow, increasing morainic cover and additional, though limited, shrinking of the tongues. The reason for this were due to the cristallographic properties of the winter accumulation which proved unable to survive the summer ablation. The mass balance for the glaciers of this sector was a consequence of the summer temperatures and the scarce winter snowfalls: after many years of observations, we can say that the snowfall from the South reach this Alpine area quite attenuated, having dropped their load of snow on the Orobic sector; the same is true, but for different reasons, for the northern snowfalls. Winter snowfall have never been never abundant, save a few occasions like the 2000-2001 hydrological year.

443.0 SCALINO 04.09.19 QMF: 2590-2780 slight decrement
 The glacier experienced a further, though modest shrinking. The new rocky outcrop have not enlarged much, particularly the ones above the Cornetto tongue, thus delaying the displacement of this portion of the glacier which looked imminent.
Snow line: 2950 m. (M. Butti) *Mean annual variation:* - 5 m

Photo 15: see page 127

DOSDÈ PIAZZI SECTOR

(Paolo Pagliardi)

The glacial units of this sector have not received significant snowfalls over the last two years. The mass balance was strongly negative; the only exception being the Foscagno snow-site, where the contribution by avalanches was significant and, for the very same reason, the small Corno di Dosedè Glacier. The glacial units in this sector are in for further reductions and important morphological changes. Cima Piazzi, one of the best-known Lombard glaciers, is de-glacializing. 25 units have been examined, 10 of these through photographic observations only.

Photo 16: see page 127

468.0 CARDONNÈ 04.09.04 QMF: 2480 strong decrement
 The significant reduction of the tongue, begun in 1994, is still underway. The eastern lobe, having no orographic protection, showed some obvious changes: the central rocky outcrop was rapidly isolating the lower portion of the flow, about to become a mass of dead ice. The western lobe, shielded by the rock wall, maintained its position: in the future, this section will be affected by the big rocky outcrop emerging at about 2550 m which, because of its heat flow, will constitute a negative morpho-dynamic factor. The seasonal snow, not absent but minimal, was unevenly spread on the ice leaving the head sector bare. The ice path to the North Wall of Cima Piazzi showed new rocky outcrops. *Snow line:* absent.
 (A. Galluccio). *Last previous survey:* 2003

473.0 DOSDÈ EST 04.09.13 QMF: 2570 moderate decrement
 Over the years, this glacial unit has maintained its size, having showed morphological and dynamic characteristics similar to the previous year. The hydrographic left side still carried its moranic cover while the right side still laid against the rocky wall. Residual snow was present where the plateau was less inclined. *Snow line:* irregular (F. Galluccio). *Mean annual variation:* -12 m

LIVIGNO SECTOR

(Paolo Pagliardi)

The snow cover in this sector showed a somewhat positive picture; fairly good residual snow was visible on the Pizzo Filone, Punta Orsera and Mine Glaciers, in addition to the Pizzo Zembrasca firn-ice site. Both Mine and Nera valleys were undergoing sustained and progressive de-glaciation. Nera valley, with Campo Nord glacier, now one of the main snow-sites, was completely affected by melting, having lost the capability of opposing such trend since the end of the '90s. Val Nera West Glacier, the largest glacial units of this sector, was significantly withdrawing toward its accumulation cirque. 21 units were examined, 11 via on site surveys and 10 through photographic observation only.

Photo 19: see page 128

991.0 MINE 04.09.04 QMF: 2850 moderate decrement
 The glacial portion above the terminal seracs lost mass and was about to split from the rest of the glacier. Other evidences of thickness reduction were: more crevasses in the central portion- at about 2900 m- and the widening of the rocky outcrop emerging at about 2840 m. Many bedieres cut the surface of the ice. The residual snowfall was fairly good. *Snow line:* 2900 m. (M. Marzorati, A. Molteni). *Last previous survey:* 2003

997.0 CAMPO NORD 04.09.11 QMF: 2840 moderate decrement
 The negative dynamic trend of this glacial unit still persisted; though the surface area had not changed from 2003, the mass reduction looked significant, particularly in the central and frontal areas. Following this reduction, the glacier has been assuming the same shape of the bedrock. The glacial walls of the cirque had no snow cover and were separated by the main flow. The residual snow was minimal and covered only the highest parts of the glacier, where the avalanches left their load. The drift cover has increased while the fluvioglacial deposit on the left bank was almost linked with the morain above. The two epiglacial lakes were still present, though partially reduced. The tongue withdrew only on the right side, where the glacial stream had disappeared. Size and depth of the bedieres were increasing. *Snow line:* 3050 m. (G. Grazzi, G. Lonardo, C. Lonardo, L.Trada). *Mean annual variation:* - 3 m

ORTLES-CEVEDALE SECTOR

(Giuseppe Cola)

The 2004 glaciological campaign of the Ortles-Cevedale sector will be remembered for the huge landslide of September 18 that changed Punta Thurwieser south face and restricted the access to Zebrù Valley for several days, de-facto preventing all glaciological measurements. In the sector, the 2003 autumn snowfalls were scarce and winter snowfalls quite negligible, both for the poor snowfalls of mid-winter and for the wind, the truly negative element of the winter. In fact, snow thickness at the mean Alpine elevations in February was less than 1 m, while windy areas and steep slopes showed bare ice. Spring snowfalls, less significant, did not survive the summer heat. At the end of the summer, the definition of a snow line was a very difficult task: the residual snow was limited to isolated patches in the upper areas or depressions not directly affected by solar radiation in the lower areas. 49 units have been examined, 33 of which through photographic observations. All 16 glaciers surveyed on site were shrinking. Not one showed a positive or stationary trend. Mean snow line was estimated between 3350-3400 m asl; one more difficult year for the sector went to the records.

Photo 20: see page 129

482.0 VITELLI 04.09.05 QMF: 2570 strong decrement
 The glacier was without old snow below 3300 m, while some snow was visible above 3300 m and at the base of Monte Cristallo north face. The most visible morphological variation since 2001, was the missing connection between the right lobe of the tongue and the seracs above. This portion was a vast field of dead ice covered by debris, still connected, though not dynamically, to the rear front left sector. Owing to the present state, the two flows of the terminus were expected to split soon and the dead ice bound to melt away. *Snow line:* 3300 m (A. Scaltriti). *Last previous survey:* 2001 *Mean annual variation:* - 26 m (1999)

Photo 21: see page 130

507.1 FORNI 04.09.12 QMF: 2500 strong decrement
 At the end of summer, residual snow was limited to large patches at high elevations and in depressions. Totally different situation for the snowfields at the base of the rocky walls: there were lots of them, while none was visible at the end of the 2003 season. New rocky outcrops were visible (one surfaced on the eastern tongue) while the previous ones grew in size. During the summer, the proglacial lake at the right side of the common snout, increased its size following the collapse of the ice vault formed in 2003. The nearby ice mass was characterized by concave crevasses, due to the blocks

falling into the lake. This loss of mass, stemming from a sort of *calving* process, was not very significant but has contributed to remarkable withdrawal of this section. Another lake was about to occupy the frontal margin of the central flow. Tongue thickness continued to reduce: by mid-summer the right side, near the ice cored morain, showed some mudflows which cut a long stretch of the Centenario Glaciological Trail. At the end of ablation season, ice losses measured at the ablation stakes (water equivalent) ranged from 1670 mm in the eastern accumulation basin (the highest point, at 3170 m) to 2840 mm near the tongue (the lowest point, at 2578 m). These values were lower than those recorded at the same stations during 2003. *Snow line*: n.v. (G. Casartelli, G. Cola, A. Galluccio, A.C. Galluccio). *Mean annual variation*: - 13,5 m

510.0 CERENA 04.08.15 QMF: 2430 slight decrement
The terminus of the glacier (not measurable because covered by avalanche snow) flowing over the rocks at 2750 m looked unchanged, thanks to its morainic cover. The rear sector, instead, showed some mass loss. Central plateaus were unchanged since 2003, except for a contraction of the hanging glacial side on the hydrographic left. The deep serac above, originated from the effluence from the western basin of Forni Glacier, was still swollen; nevertheless it was weakening and no longer dropping chunks of ice as in 2003. Lot of residual snow blanketed the central plateau where the snow line was set at approx. 2850 m asl. Pizzo Trezero N and Cerena Glaciers seemed linked once more, though by an ice flow only few meters wide. The described situation could have changed in the last part of September. The elevation of the tongue was unchanged since 2003. *Snow line*: 2850 m. (A.C. Galluccio, G. Cola). *Last previous survey*: 2003

Photo 22 and 23: see page 131

ADAMELLO SECTOR

(Paolo Pagliardi)

The 2004 glaciological campaign benefited from the contributions of the people being trained by the Servizio Glaciologico Lombardo to become glaciological operators. During the surveys, between August 20 and September 26, 29 operators visited 27 glacial units while 22 more units were subject to photographic observations. The seasonal nivo-meteo trend favoured the smaller glacial units predominantly fed by avalanches. Most of the glaciers showed a stationary trend (i.e. Salimmo Glacier) while the Payer Inferiore Glacier had a positive trend, after the negative balance of the previous season. The great Adamello Glacier, and the other glaciers of the sector having direct feeding only, have borne the consequences of a winter season which, though fairly snowy, saw its snow blown away by the strong northerly winds sweeping the highest elevations between December and March. On June 9, the nivological survey at Passo Venerocolo (3150 m), found only 243 cm of snow. One has also to consider that the 2004 ablation season was much longer and characterized by high temperatures and high humidity, a dramatic combination for the survival of the residual snow. A few words about the main morphological changes: the main one is the enlargement of the rocky outcrop already emerged in 2003 on the West Pisgana Glacier which effectively cut the continuity between the tongue and the western accumulation basin. Also remarkable is the expected break-up of the Miller Inferiore Glacier. A few small units, like the Punta Venerocolo I and II, could disappear in the near future; the same fate is expected for the firn-ice site of Monte Adamello despite its high elevation (3450 m). The observations of Valle d'Aviolo, Val Gallinera and the Frisozzo glaciers may be somewhat unreliable, as the were carried out one month prior to the end of the ablation season.

578.0 SALIMMO 04.09.04 QMF: n.v. unchanged
The winter season produced a number of big avalanches, that, at the time of the survey, totally covered the upper part of the glacier and the big channel on the north face. Even the lower reaches, on the hydrographic right, had a compact cover of residual snow, while the large rock glacier was showing no snow cover and looked prominent in its central portion. *Snow line*: 2550 m. (A. Toffaletti, P. Pagliardi, A. Galluccio). *Last previous survey*: 2002

Photo 24: see page 132

579.0 CALOTTA 04.09.04 QMF: 2935 strong decrement
The negative trend for the frontal portion of this glacier and an overall loss of ice was confirmed. Residual snowfall, confined to the middle part and to the upper area bordering the NE crest, were minimal, while some firn patches from the 2000-2001 season were still visible below the central ice body. The minimum elevation of the tongue was increased by about 15 meters. The debris coverage on the central area was limited, while the till was conspicuous on the eastern patch and covered its lower part. This patch, a relict of a former accumulation basin of the old glacial unit that in '50s went through the Salimmo Valley, was almost completely gone. The rocky bars, outcropping in many places, were more evident. *Snow line*: absent. (R. Bottio, L. Farinella, A. Toffaletti). *Last previous survey*: 2002

Photo 25: see page 133

581.0 VENEROCOLO 04.09.06 QMF: 2540 strong decrement
The ice blocks detached from the front in 2003 have melt, leaving a field of debris and a deep withdrawal of the front, forcing to change the azimuth of the snout measurement. Small avalanche deposits were visible at the base of the Corno Bianco cliffs, where a local snow line was also visible; other avalanche fans were present at the foot of high Monte Adamello north face, and seemed larger than in 2003. The valley tongue was less powerful but still joined, through a confluence about 20 m wide, to the autonomous right flow (Vedretta dei Frati), already dynamically independent since a few years. *Snow line*: 3100 m. (P. Pagliardi). *Mean annual variation*: - 30 m

Photo 26: see page 133

Photo 27: see page 134

582.0 AVIO EST 04.09.05 QMF: n.v. unchanged

The glacial unit was presently assuming a steeper position and avalanches now stopped below its front. The upper portion, less inclined and acting as an accumulation basin, was reducing. The front could not be measured, as it was covered by debris and hidden by the snow of an avalanche. Lots of boulders on the surface of the lower snow patch, pointed to a series of landslides from the NE face of the Adamello. *Snow line*: 3100 m. (P. Pagliardi). *Last previous survey*: 2003

Photo 28: see page 134

Photo 29: see page 135

608.0 ADAMELLO (overall) 04.08.28 QMF: 2550 strong decrement

The great Adamello Glacier showed this year a general contraction, though lesser than in 2003. It might have been less evident compared to other units of the same sector because of its plateau setting and the typical inertia of such a large mass. The residual snow, already disappearing by early August above 3000 m, at the end of the month was limited to large, disjointed patches on the plateau between 2950 and 3000 m and, above 3200 m, on Dosson di Genova and at the base of Monte Falcone. After the August 21 snowfall, melting resumed until the 16th of September. By end of August, between Passo Adamè and Corno Bianco, abundant meltwater was visible along bedieres and large sinkhole, but also filled two small lake, the largest one being 0,5 m deep and about 100 m². Around Rifugio Giannantonj a large field of 2001 firn was still visible, while toward the top of the mountain, the ice was bare. Surveys showed the residual snow to be between 40 and 98 cm high but, probably, a large part of this snow was lost in September. The area between Corno Bianco and Monte Venezia, showing a deficit in 2003, could not be investigated. G. Taufer with F. Marchetti (SAT) measured the front of the Mandrone Effluence where shrinking ranged between 3 and 8 m (less than 20 m in two years). These figures suggested that the 2004 hydrological year could have been less negative for the lower part of the glacier, despite what happened in the upper areas. A possible cause could have been the wind, shifting the snow from higher to lower elevations. *Snow line*: irregular. (U. Morra di Cella, M. Ballerini, F. Diottri, P.G. Fontana, P. Pogliotti, G. Taufer, M. Vagliasindi).

Last previous survey: 2003

Photo 30: see page 135

608.0 CONOIDE DI SALARNO 04.09.26 QMF: n.v. moderate decrement

This unit showed some avalanche patches in its upper part and a snowfield at the front. *Snow line*: absent. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi). *Mean annual variation*: - 2 m

608.0 EFFLUENZA SALARNO 04.09.26 QMF: 2560 slight decrement

Further shrinking, with a flattened and withdrawing front, particularly in the area close to Corno di Salarno, where a new rocky outcrop was about to surface. Glacial falls in the central area. No residual snow. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).

Last previous survey: 2003

608.0 BALTZER 04.09.07 QMF: 2670 strong decrement

The glacial unit seemed to have lost mass since 2003, while the morainic cover was increased. Some traces of avalanches along the upper limits. Frontal measurements not possible because of bad weather. *Snow line*: absent. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi). *Last previous survey*: 2003

608.0 EFFLUENZA ADAMÈ 04.09.04 QMF: 2850 moderate decrement

Since 2003, the frontal, frayed area has withdrawn -10 meters from cartographic comparisons- though, for a good portion of its length, the ice seemed to have raised from the bedrocks. The tongue was showing traces of ice collapses. The flow of the 2 glacial streams was impressive. There was residual snow only on the sides (2001 firn and avalanches from Monte Fumo and Corno di Pian di Neve). Globally, a reduction was affecting the whole effluence and particularly its left side, where the lower part of the eastern patch had disappeared. The negative trend was thus confirmed. *Snow line*: absent. (A. Salvetti, A. Mussi, A. Barilli). *Last previous survey*: 2003

Photo 31 and 32: see page 136

OROBIC SECTOR

(Stefano D'Adda)

2004 was a positive year for this sector. This consideration, quite important if matched against the otherwise negative regional dynamics, has to be investigated, to highlight the different scenarios. In fact, considering only the dynamics of those unit observed in 2003, hence those supposed to provide the seasonal trend, it is apparent that the positive and negative figures belonged to glacial mass with specific characteristics: the 12 units reported as positive (63,2%) were mostly of small size, fed by avalanches and protected by the orography- the only exception, because of its size, was the Marovin Glacier-. On the contrary, the 4 units showing negative trends (21,1%) were the largest of the lot, directly fed and exposed to solar radiation. The same trend would be obtained if we were to examine all glacial masses, though the longer period between two measurements somewhat diluted the positive trend of 2004. Typical of this situation is the case of Diavolo di Tenda NW and Aga Superiore Glaciers, two small units in Val d'Ambria that, despite their complete snow coverage, were classified as negative, not having been measured since 2001. Their decrement from 2001 was due to the scarce residual

coverages of 2002 and 2003 and not to that of the 2004 season. The Orobic Alps were showing a diphasic evolution that involved, on one side, the rebuilding of the small units, now sometimes larger than in the previous 10-15 years and, on the other side, the continuous and rapid contraction of the bigger units which followed the same negative trends of most Lombardy's glaciers. The above considerations bring the focus on the role played by avalanches. In this context, the Little Ice Age morains had a significant role in stopping the avalanches and keeping them above the glacial masses, thus amplifying snowfalls effects. Globally, 16 units were growing, 6 were unchanged and 10 were shrinking (total=33 glacial units). Considering the 14 units observed before 2003, 4 had positive trends (28,5%), 3 were unchanged (21,5%), 6 were shrinking (43%) and 1 was uncertain (7%).

Photo 33: see page 137

Photo 34: see page 138

541.0 MAROVIN 04.10.03 QMF: 2030 slight increment

A significant layer of avalanche snow lasted until the end of the season. Only the lower left portion was partly uncovered, where the debris cover, already reported in 2003 near the front, was showing. The upper part of the flow had increased, a slight shrinkage affected the residual snow in the upper channel, where avalanches were minimal. The lower limit of the tongue was not visible. *Snow line: 2030 m. (M. Butti).*

Last previous survey: 2003

Photo 35 and 36: see page 138

542.0 DENTE DI COCA 04.10.03 QMF: 2165 moderate increment

The small glacier showed a quick and significant mass recovery: at the end of the summer it was still completely covered by hard snow, compact and thick, impenetrable to the snow stake. Overall thickness increased by about 5-6 m while the front, mainly firn, moved forward more than 12 m. The present shape matched exactly the one measured on August 30, 1997. *Snow line: 2165 m. (M. Butti).*

Mean annual variation: +12 m

Photo 37 and 38: see page 139

543.0 LUPO 04.10.03 QMF: 2425 slight decrement

The glacier was visited 6 times in 2004 -once at the end of spring (May 16), twice in summer (June 18 and July 25) and three times in autumn (September 2, September 5 and October 3). Snout measurements were taken in October. Despite the significant snow cover measured on June 18 (480-540-485 cm, respectively at station 1, 2 and 3), when the glacier showed the second best snowfall of the last 9 years (after 2001), at the end of the season the residual snow had disappeared. The negative balance was predictable, since previous studies showed that the residual snow could be maintained only with about 5 m of direct snow. Only a cool summer could have protected the residual snow, not the the adverse meteorological scenario of August and September. By the beginning of October, the glacier showed traces of avalanches in the upper part, more conspicuous along the western area. The highest sector showed an alternation of snow areas and debris, with bare ice on the right side only. Along the snout, a significant mass of snow covered the front till the end of the summer season, so much that two measurements indicated some frontal growth, perhaps due to a ice slide. Below the front, beyond the whaleback rocks, a patch of dead ice, totally covered by firn, prevented the measurements from the 3MB02 mark. *Snow line: 2610 m. (M. Butti, S. D'Adda, R. Scotti, P. Pagliardi).*

Mean annual variation: +1,5 m

Riccardo Scotti, Giuseppe Cola (*)

L'IMMINENTE CROLLO DEL SERACCO DEL S. MATTEO

(Ghiacciaio dei Forni, Valtellina, Italia)

con la collaborazione di G. Catasta, A.C. Galluccio, L. Bonardi, A. Galluccio, A. Tamburini

1 - LA DINAMICA RECENTE DEL GHIACCIAIO DEI FORNI E DEI SETTORI SOMMITALI DEI GHIACCIAI LOMBARDI

Il Ghiacciaio dei Forni, il più grande ghiacciaio vallivo italiano, occupa la testata della valle omonima, tributaria del torrente Frodolfo. Con i suoi 12,40 km² di superficie (SGL, 1998) è secondo soltanto al Ghiacciaio dell'Adamello (17,80 km², SGL, 2000). Classificato come *ghiacciaio vallivo a bacini composti*, è uno degli apparati alpini più studiati.

L'altimetria delle vette di contorno, certamente non elevatissima in relazione all'ampiezza del ghiacciaio, e il recente, netto aumento delle temperature, non controbilanciato da un consensuale incremento delle precipitazioni solide, ha provocato, a partire dalla seconda metà degli Anni Ottanta del XX secolo, una fase di crisi acuta dell'apparato. Ad esempio, alcune buone annate di accumulo sul plateau orientale, posto oltre i 3300 m di quota, non sono state sufficienti a contenere il disastroso arretramento della fronte (- 451 m dal 1987 al 2004).

L'estate del 2003, con le sue temperature torride a tutte le quote, ha dato inizio a una serie di dissesti e modificazioni dell'alta montagna lombarda le cui conseguenze forse sono al momento ancora in buona parte inesprese². Per quanto attiene ai ghiacciai, le formidabili trasformazioni avvenute negli ultimi anni alle fronti, sulle lingue glaciali e nel terreno periglaciale (*calderoni del ghiacciaio, debris-mud flows* ecc.), hanno forse distolto l'attenzione dai settori più elevati, a torto considerati indenni e invece governati da equilibri di bilancio che appaiono altrettanto fragili. In tal senso, un aspetto ancora poco indagato riguarda la repentina modificazione delle pareti di ghiaccio e dei campi alti dei bacini di accumulo, evento che interessa gran parte dei ghiacciai lombardi. Ambiti, è bene ricordarlo, che fino al 2002 venivano considerati come gli unici baluardi di resistenza all'imperante trend negativo per il bilancio glaciale. Le previsioni di settori sommitali sempre più potenti, formulate in seguito al modesto aumento delle precipitazioni avvenuto tra il 1992 (COLA, GALLUCCIO, 2000) e il 2001, sono state vanificate dalla terrificante estate del 2003 che, in soli tre mesi, è riuscita ad annullare gli apporti nevosi, peraltro complessivamente scarsi, degli 11 anni precedenti.

In seguito a questo evento, le pareti di ghiaccio e molti settori d'alta quota sono rimasti scoperti per l'intera stagione invernale 2003-2004 e durante la successiva estate (un medesimo andamento si è avuto nel corso della stagione fredda 2004-2005), con il concorso della notevole ventosità che ha caratterizzato le due ultime fasi di accumulo. La superficie glaciale, un tempo costituita da neve o firn, è quindi ora quasi esclusivamente in ghiaccio di fusione-rigelo e quindi meno adatta a trattenere i cristalli di neve fresca: è in tal modo possibile che si sia instaurato un circolo vizioso difficilmente arrestabile in un contesto meteo-climatico tanto sfavorevole.

2 - IL SERACCO DELLA PUNTA S. MATTEO DAL 2003 A OGGI

All'interno di questo scenario, segnato da profonde modificazioni dell'ambito glaciale superiore, si colloca anche il fenomeno dei numerosi crolli di ghiaccio registrati negli ultimi anni. Sul finire dell'estate 2003, l'operatore A. C. GALLUCCIO segnala che un vistoso intaglio interrompe il profilo regolare della ghiacciata cresta NW della Punta S. Matteo. La frattura è il primo atto della

(*) Servizio Glaciologico Lombardo (SGL); e-mail: canaadarzac@yahoo.it.

² basti ricordare la grande frana della Punta Thurwieser, chiara testimonianza della crisi del ghiaccio interstiziale (*permafrost*) intaccato da stress termici sempre più intensi (COLA, 2004).

movimentazione di un enorme seracco (volume stimato: 780.000 m³) nella porzione occidentale della Parete N della montagna: esso si imposta poche decine di metri sotto la vetta (cui lascia un breve settore con una morfologia a “meringa”) e nei mesi a seguire inizia a traslare verso il basso. Al termine della stagione di ablazione 2004, la situazione appare meritevole di studio ma ancora non preoccupante, nonostante le numerose nuove fratture visibili ai margini e alla fronte del seracco (A. C. GALLUCCIO). Il controllo eseguito il 1 maggio 2005 (R. SCOTTI) mette invece in evidenza una repentina accelerazione del processo di dislocazione della massa ghiacciata: in pochi mesi è scivolata verso il basso per diverse decine di metri mentre la sua parte frontale è crollata.

L'8 maggio 2005, l'operatore G. Cola nota alla base del seracco, in corrispondenza della grande cavità, uno strato basale dello spessore di qualche metro costituito da ghiaccio frantumato³. Questo strato individua il piano di scorrimento attuale della massa ghiacciata in movimento. Sui due lati del seracco sono visibili crepacci “en échelon”, disposti originariamente a 45° rispetto alla direzione di flusso per effetto degli sforzi di taglio esercitati dalle porzioni laterali ancora coese al substrato. Ruotati successivamente a causa del movimento della massa ghiacciata, ne interrompono la continuità con una serie di piani di taglio (foto 4), che tendono a unirsi al centro. I primi distacchi parcellari si sono verificati grazie alla presenza di questi piani.

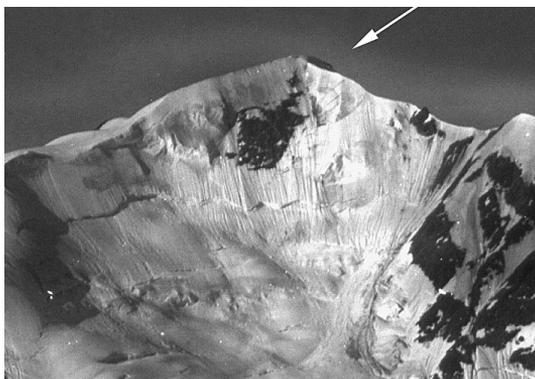


Foto 1: la Parete Nord della Punta S. Matteo il 14 di giugno 2003. Non si nota alcun segnale di dissesto. L'aspetto è del tutto simile a quello delle stagioni precedenti. Dopo meno di due mesi, l'apertura di una ampia fenditura sulla cresta NW della montagna (freccia) segna l'inizio del processo di formazione del seracco. (A.C. Galluccio).

Photo 1: the North face of Punta S. Matteo on June 14, 2003. No detachment is visible and the ice-wall is unchanged. After less than two months, the opening of a wide fissure on the NW ridge (arrow) will mark the birth of the new serac. (A.C. Galluccio).



Foto 2: il 1 aprile 2004, la frattura appare evidente ma non sembrano essersi prodotte modificazioni sostanziali rispetto al 2003. (L. Godenzi).

Photo 2: on April 1, 2004 the fissure is quite evident though not showing variations since 2003. (L. Godenzi).

A fronte di queste analisi, sviluppate in pochi giorni per poter fornire in tempi brevissimi un'informazione utile alla comunità alpinistica e scialpinistica e al Comune di Valfurva, appare chiara la possibilità di un crollo imminente. La massa in gioco è enorme: un crollo completo si configurerebbe come una tra le più imponenti, se non la maggiore, frana di ghiaccio documentata in Lombardia. Il sopraggiungere della stagione di ablazione, con le sue possibili piogge dilavanti e stress termici più intensi, potrebbe velocizzare ulteriormente un processo che appare inarrestabile.

³ nelle fasi precedenti il distacco del seracco dell'effluenza settentrionale (delle Rosole) del Ghiacciaio del Palon de la Mare veniva osservato un analogo strato basale.

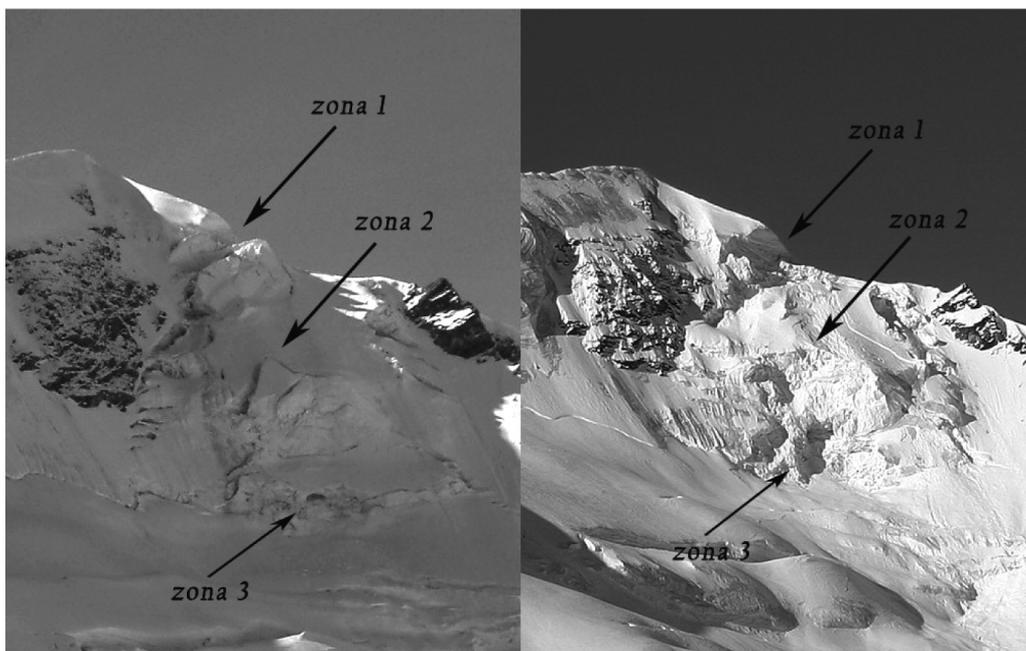


Foto 3: l'immagine del 19 settembre 2004 (a sinistra, A. C. Galluccio) mostra come in seguito alla genesi della frattura principale, notevolmente ampliata, si siano aperte altre fenditure minori nella zona di contatto fra la parete di ghiaccio e il seracco vero e proprio. Queste sono il segno del rapido aumento di velocità della massa pensile. Dal confronto con l'immagine del 1 maggio 2005 (a destra, R. Scotti) le variazioni appaiono marcatissime: la frattura fra la "meringa" di ghiaccio superiore e il seracco (zona 1) si è ampliata a dismisura (100 m circa). In questo modo il seracco perde ogni aggancio sommitale alla parete. Nella zona mediana (zona 2) la frattura a forma di V rovesciata segna l'apice superiore del crollo di una porzione del seracco avvenuto nel corso dell'autunno 2004. La frana di ghiaccio si è verosimilmente scontrata con il basamento del seracco asportandone la porzione che fungeva da ancoraggio basale (zona 3). Si noti che tali trasformazioni sono avvenute durante la stagione fredda, forse a torto considerata una stagione di quiescenza delle dinamiche glaciali.

Photo 3: the left picture (September 19, 2004 - A.C. Galluccio), shows that the development of the main fissure, now much larger, has triggered the opening of a number of smaller fissures in the contact area between the ice-wall and the serac. These

prove that the serac is moving more rapidly. The picture on the right (May, 1, 2005 - R. Scotti) shows more marked variations: the fracture between the serac and the ice structure immediately above (zone 1) has widened to approx. 100 m and the serac has lost any contact with the upper ice wall. In the central area (zone 2), the inverted V shaped fracture shows the upper limits of a partial detachment happened in the fall of 2004. The icefall has probably hit the base of the serac, removing some of the basal ice holding the serac itself (zone 3). Please note that these changes have occurred in the cold season, perhaps wrongly considered a stable period for ice dynamics.

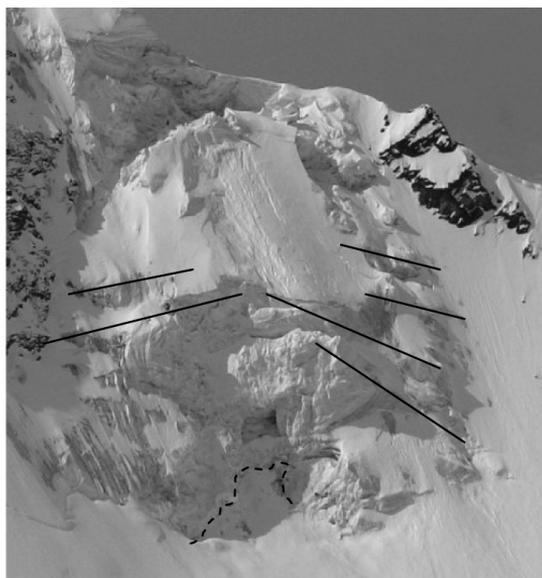


Foto 4: piani di taglio che interrompono la continuità della massa ghiacciata (linee continue) e tratto della superficie di scivolamento attualmente visibile (linea spezzata). (maggio 2005).

Photo 4: shear planes interrupting the continuity of the ice mass (solid lines) and visible slip surface (intermittent line). (May 2005).

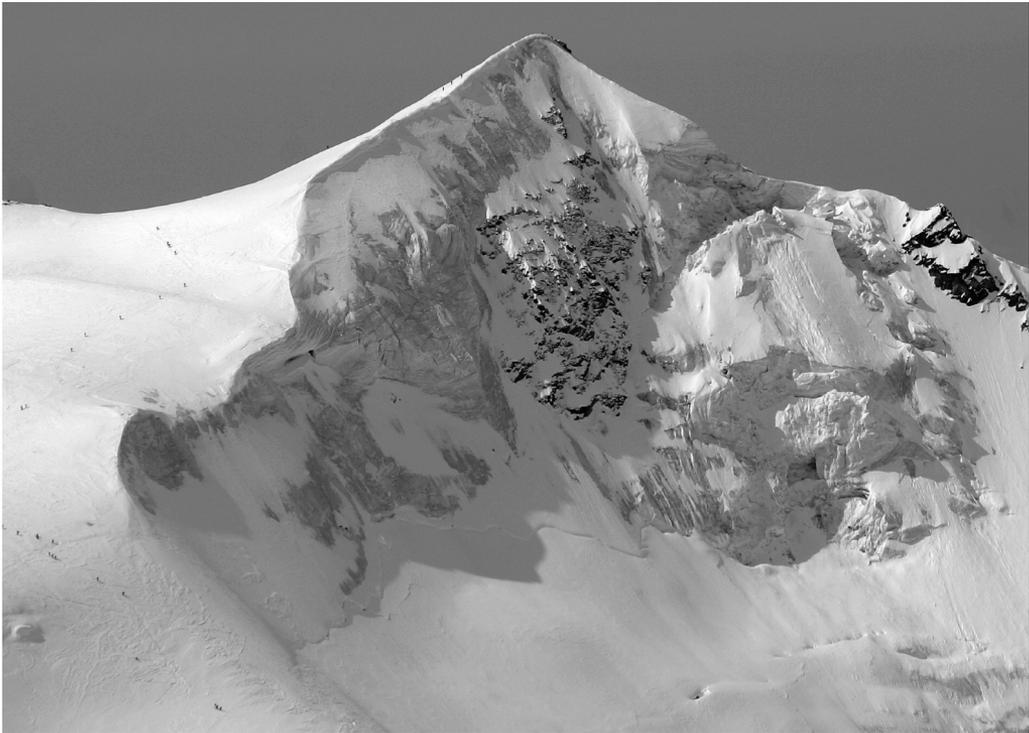


Foto 5: dalla vetta del Palon de la Mare la situazione appare ancora più chiara. Alcuni segnali denotano la forte dinamicità del seracco: a - un imponente lastrone di neve dell'anno si è staccato dalla superficie del blocco scivolando a valle e fornendo interessanti informazioni riguardo la possibile direttrice principale di scorrimento dei detriti in caso di crollo; b - la voragine a monte del seracco non è coperta da innevamento stagionale, fatto piuttosto curioso visto che morfologia, quota e periodo dovrebbero garantire una omogenea copertura nevosa: una spiegazione di questo fenomeno può essere rinvenuta nell'incessante movimentazione dell'area che non consentirebbe l'accumulo e la stratificazione della neve stagionale. Gli unici ancoraggi ancora efficaci sembrano essere i margini laterali del seracco, tormentati da numerosi piccoli crepacci. (R. Scotti, 1 maggio 2005).

Photo 5: the summit of Palon de la Mare allows a better assessment of S.Matteo's North face. A few facts prove the highly evolving situation: a- a large snow slab has detached from the surface of the ice block; its fall hints at the predictable route of the future ice slide, b- the fissure of the serac is not covered by snow; a rather unusual fact considering that morphology, elevation and the accumulation period should all have concurred to produce an homogeneous snow cover. A possible explanation could lay in the continuous movements of the area, which may have prevented accumulation and stratification of the seasonal snow. The ice mass seems firmly held only at the sides, though even this area is cut by many small crevasses. (May 1, 2005, R. Scotti).

3 - GLI SCENARI POSSIBILI NEL CASO DI CROLLO DEL SERACCO

L'esperienza e la bibliografia insegnano quanto sia difficile, se non del tutto impossibile, riuscire a prevedere con precisione tempi e direzioni di flusso di un crollo glaciale. Ciò nonostante, possono comunque essere avanzate alcune ipotesi in tal senso. Il seracco si trova alla testata di una delle più vaste e spettacolari pareti di ghiaccio della Lombardia: lo scivolo, che con una pendenza media di 44° cade per 700 m di dislivello, garantirebbe alla massa ghiacciata in caduta una notevole energia cinetica. Il grande pianoro posto alla sua base (2950 m di quota) fungerebbe da zona di rallentamento e accumulo in caso di crolli parcellari, mentre è probabile che un crollo completo possa condurre i detriti verso i settori posti più a valle. In questo caso la direttrice più probabile appare la ripida vallecchia posta a W dell'Isola Persa: la massa ghiacciata potrebbe raggiungere la zona frontale abbandonata dal ghiacciaio negli Anni Ottanta. Non è comunque da escludere che la valanga di ghiaccio, una volta giunta sul *plateau*, possa seguire le linee di flusso del ghiacciaio scivolando a SE dell'Isola Persa e finire la propria corsa nei pressi della attuale lingua unitaria.



Appare invece improbabile che la valanga scenda ancora più a SE a imboccare il modesto impluvio che dalla base della parete N si dirige verso la lingua del ghiacciaio, a S dell'isola detritica interposta tra la colata centrale e quella occidentale (foto 6). È opportuno considerare lo scenario complessivo in caso di crollo completo o comunque non parcellare: l'onda d'urto e le vibrazioni provocate dalla massa di ghiaccio in rapido movimento potrebbero provocare il crollo delle architetture glaciali (e non) più instabili del bacino, come seracchi e cornici e, nel periodo primaverile, anche valanghe di neve di lastroni superficiali. È possibile tuttavia che una serie di crolli parcellari esauriscano la propria corsa sul plateau escludendo il coinvolgimento di zone più sensibili dal punto di vista alpinistico ed escursionistico (quali, ad esempio, il "Sentiero Glaciologico del Centenario").

Risulta comunque al momento alquanto imprudente avventurarsi nelle zone indicate (foto 6): vanno dunque considerati a rischio l'intero ramo occidentale del ghiacciaio e la zona occidentale della lingua glaciale comune, compresa la vallecchia sita a W dell'Isola Persa.

Foto 6: stime puramente indicative dell'area interessata da un eventuale crollo del seracco del S. Matteo: in caso di crolli parcellari (in alto), in caso di crollo sub totale o totale con unica direttrice (il vallone a W dell'isola Persa, al centro). Le tre possibili direttrici di flusso in caso di crollo totale (in basso). (R. Scotti).

Photo 6: possible areas involved in the ice slides: (top) repeated, successive detachments; (middle) partial detachment or (bottom) complete detachment of the ice mass and a single direction of flow into the channel W of Isola Persa. (R. Scotti).

4 - L'AVVIO DEL MONITORAGGIO

Il Servizio Glaciologico Lombardo ha predisposto due stazioni fotografiche (una poco a monte del Rifugio Branca, l'altra sulla morena laterale destra del Ghiacciaio del Palon de la Mare) per il monitoraggio fotografico a distanza delle zone di distacco e di possibile accumulo dei detriti glaciali in caso di crolli massivi o parcellari. È in progetto che altri studiosi italiani seguano l'evoluzione del fenomeno mediante mezzi tecnici più sofisticati (laser scanner, SAR da terra, SAR da satellite⁴). Il Comune di Valfurva, in seguito alla segnalazione, ha messo in sicurezza il bacino occidentale del Ghiacciaio dei Forni.

⁴ SAR: Synthetic Aperture Radar, radar ad apertura sintetica.

5 - CONCLUSIONI

I rapidi mutamenti che interessano la criosfera alpina, esorditi con l'anno idrologico 2002-2003, si pongono come un potenziale elemento aggiuntivo di pericolosità alla frequentazione dell'alta montagna. Infatti, agli scaricamenti di materiale lapideo nei colatoi e alle frane dovute alla fusione del permafrost, ormai all'ordine del giorno, si associano oggi i crolli di ghiaccio, estremamente più difficili da spiegare, classificare e prevedere.

BIBLIOGRAFIA

- COLA G., GALLUCCIO A. (2000) - *Ottobre 1999: il crollo della fronte pensile del ghiacciaio del Palon de la Mare (Ortles-Cevedale lombardo)*, Terra glaciälis, anno III, SGL, Milano.
- COLA G. (2003) - *Variazioni della lingua del Ghiacciaio dei Forni (Ortles-Cevedale, Italia) nel ventennio 1981-2002*, Terra glaciälis anno VI, SGL, Milano.
- COLA G. (2004) - *Il Ghiacciaio dei Forni nella torrida estate 2003*, Terra glaciälis, anno VII, SGL, Milano.
- GALLUCCIO A., CATASTA G. (a cura di) (1992) - *Ghiacciai in Lombardia*, nuovo catasto dei ghiacciai lombardi, Edizioni Bolis, Bergamo.
- SGL - *Ghiacciai, glacionevati e forme glaciali minori della Lombardia*, rilievi delle campagne glaciologiche annuali 1990-2001 (dispensa a uso interno).
- SGL - U.O.O. CENTRO NIVO-METEOROLOGICO DELLA REGIONE LOMBARDIA (2002) - *Masse Glaciali e Nivo-Glaciali lombarde: situazione 1998-2001, una revisione della copertura glaciale regionale alla fine del XX secolo*, SGL, Milano.

THE IMMINENT FALL OF S. MATTEO'S SERAC

(Forni Glacier, Valtellina, Italy)

with contribution from G. Catasta, A.C. Galluccio, L. Bonardi, A. Galluccio, A. Tamburini

1 - THE RECENT DYNAMICS OF THE FORNI GLACIER AND THE UPPER SECTORS OF LOMBARDY'S GLACIERS

Forni Glacier, the largest Italian valley glacier, fills the upper reaches of the homonymous valley, a tributary of the Rodolfo stream. Classified as "valley glacier with compound basins" and covering an area of 12.4 km² (SGL, 1998) Forni is one of the most studied alpine glaciers and second in size only to the Adamello Glacier (17.8 km², SGL, 2000). The relatively modest elevation of the surrounding mountains, in comparison to the glacier's size, and the recent, net temperature increase not balanced by more intense snowfalls, have started a period of involution lasting since the mid-'80s. For instance, a few years of good accumulations on the eastern plateau, 3300 m asl, have not been sufficient to contain the strong withdrawal of its front (- 451 m between 1987 and 2004). Summer 2003, with its very high temperatures even at the upper elevations, has triggered a series of landslides and modifications within Lombardy's high mountains, whose consequences have not fully developed yet². As far as glaciers are concerned, the extraordinary changes of the last few years affecting the fronts, the glacial tongues and the periglacial terrain (*ice cauldrons, debris or mud-flows, etc.*), may have taken the focus away from the upper sectors, wrongly considered unaffected by such changes but, as we are discovering, subject to a very delicate climatic equilibriums as well. In this way, the rapid modifications of glacial faces or the high fields of the accumulation basins are not fully investigated yet, though this should have been a matter of concern for most Lombardy's glaciers. It is also important to point out that until 2002 these areas were considered as the last bulwark of the glacial world, but the expectations of very powerful upper sectors, made after the increase of precipitations recorded from 1992 through 2001 (Cola, Galluccio, 2000) were cancelled by the terrible summer of 2003 which, in three months, depleted the scarce accumulations of the previous 11 years. Following this event, glacial faces and the highest sectors were uncovered for most of the 2003-2004 winter season and the following summer (a similar trend also affected the 2004-2005 winter season), with strong winds removing the snow covers. The glacial surface, once covered by snow or firn, is now made of regelation ice, less fit to hold the fresh snow crystals: a vicious circle, difficult to counteract under such unfavourable climatic conditions, has thus begun.

2 - THE PUNTA SAN MATTEO SERAC, FROM 2003 TILL TODAY'S

The above scenario, characterized by deep modifications of the upper glacial areas, is also witnessing an increasing number of glacial falls. At the end of the 2003 summer, A. C. Galluccio reports that a visible fissure is cutting the profile of the iced NW ridge of Punta S. Matteo. The fracture is the first indication that an enormous serac (estimated volume: 780.000 m³) in the western portion of the North face is beginning to slide downwards. At the end of the 2004 ablation season, the situation, though worth further studies, is still not dangerous, despite the many new cracks now visible on the sides and in front of the serac (A.C. Galluccio). A further check (May 1, 2005 - R. Scotti) shows an increased acceleration of the displacement process: in a few months the mass has slid down a few dozen meters while a portion of the front has detached. On May 8, 2005, G. Cola notices a thick, basal layer of crushed ice, near the big hollow at the base of the serac.³ This layer is the actual slip surface of the moving glacial mass. Both sides of the serac show "en échelon" creavasses; originally running at 45° to the main direction of the flow, these are caused by shearing stresses of the sides still joined to bedrock. Rotated by the movement of the glacial mass, they cut the serac with a series of shear planes (photo 4), pointing toward the middle. The first detachments were caused by the presence of these planes.

Photo 1 and 2: see page 148

* Servizio Glaciologico Lombardo (SGL); e-mail: canadarzaac@yahoo.it; dosegu@libero.it.

² please see the article on the Punta Thurwieser landslide in this issue of *Terra glaciális*.

³ the same crushed ice was reported at the base of the Effluenza N delle Rosole (Palon de la Mare Glacier) prior to its detachment.

After these analyses, hurriedly done to provide the necessary information to the local communities, the possibility of an imminent detachment has become a serious matter. The mass is enormous: a complete detachment could be one the largest, if not the largest, ice slide in Lombardy. The coming ablation season, with its possibly heavy rains and climatic stresses, could increase the development of a process already appearing unrestrainable.

Photo 3, 4: see page 149

Photo 5: see page 150

3 - POSSIBLE SCENARIOS IN CASE OF A FALL

Experience and bibliography shows how hard, if not impossible, is an exact prediction of timing and direction of a glacial fall. Nevertheless, some hypotheses can be proposed. The serac is located at the top of one of the largest and most spectacular ice faces of the whole Lombardy: the slide, falling for 700 m on a slope with a 44° mean slant, is bound to gather a significant kinetic energy. The wide plateau at the base of the slope (2950 m asl) is likely to slow down and stop repeated, small falls, while the single fall of the whole serac could take the ice blocks further down. In this case, the most probable route seems to be the steep little gully closed to W side of Isola Persa where the ice mass could end up in the area abandoned by the glacier in the '80s. It is also possible that some ice blocks, having reached the plateau, could follow the present ice flow, skirting the SE side of Isola Persa and stopping near the present tongue of the glacier. It is deemed rather unlikely for the ice fall to proceed SE along the little impluvium leading towards the glacial tongue from the base of the North face, S of the detritic island interposed between the central and western flows (photo 6). It is also necessary to point out that a single detachment would produce shock waves and vibrations sufficient to destabilize some unsteady snow and glacial architectures, like seracs, snow ledges and, in the spring season, also snow slabs. It is however possible that a series of successive, partial falls will stop on the plateau, without affecting the areas heavily frequented by climbers and trekkers (such as "Sentiero Glaciologico del Centenario"). Under the present circumstances, it is unsafe to wander through the areas evidenced on photo n° 6: the whole western branch and the western portion of the main tongue, including the little valley W of the Isola Persa, must be considered hazardous areas.

Photo 6: see page 151

4 - THE BEGINNING OF MONITORING

The Servizio Glaciologico Lombardo has identified two photographic stations (one immediately above Rifugio Branca, the other on the right lateral morain of Palon de la Mare glacier) for the photographic monitoring of the serac's movements and that of the areas involved under the different hypotheses (massive, partial or progressive detachments). Other Italian scientists are going to monitor this phenomenon with more sophisticated equipment (laser scanners, Earth-based SAR, space-based SAR⁴). The Valfurva Municipality, after the initial report, has designated the western part of Forni Glacier as "off limits".

5 - CONCLUSIONS

The rapid modifications of the Alpine criosphere, begun in the 2002-2003 hydrological year, are creating a potentially dangerous environment for the human presence in the high mountains. In fact, in addition to the almost daily rock falls and slides caused by permafrost melting we now have to face ice and landslides, much more difficult to explain, classify and predict.

REFERENCES (*see italian text, page 152*)

⁴ SAR = Synthetic Aperture Radar.

ITINERARI DI VISITA n° 1.2005, 2.2005, 3.2005, 4.2005

Corrado Scolari, Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi¹

(revisione scientifica di G. Catasta, A. Almasio, S. Ballabio)

A - IL SASSO BIANCO, IL SASSO DI PREGUDA E ALTRI ERRATICI DEL TRIANGOLO LARIANO

Presentiamo qui un programma di visite ai massi erratici delle province di Como e Lecco, composto da quattro brevi escursioni nella zona del Triangolo Lariano e della Val Menaggio. I primi tre percorsi, svolgendosi a basse quote, risultano agibili anche nella stagione invernale; unendo due di questi con un breve tratto in auto, si può anche realizzare una escursione che dura un'intera giornata. Il quarto percorso è decisamente particolare perché porta a visitare un colossale masso erratico di cui si era persa ogni conoscenza e la cui memoria era conservata solo nel nome della località (foto 1). Le escursioni toccano alcuni tra i più significativi massi erratici della Lombardia. Questi sono costituiti da blocchi di granodiorite, gneiss, granito o più raramente serpentinite che provengono dalla Valtellina e dalla Valchiavenna; abbandonati sul posto durante le fasi di ritiro dei ghiacciai quaternari, testimoniano in maniera evidentissima l'imponenza dei fenomeni glaciali di quel lontano periodo.

B - IL GRANDE GHIACCIAIO ABDUANO

Durante gli ultimi 1,8 milioni di anni (Pleistocene), per almeno quattro volte, forse in conseguenza di variazioni climatiche indotte da variazioni dell'asse e dell'orbita terrestre, sull'Arco Alpino si sono accumulate grandi calotte di ghiaccio che, riempiendo le valli e lasciando emergere solo le cime più alte, offrivano un paesaggio simile a quello antartico o groenlandese dei giorni nostri.

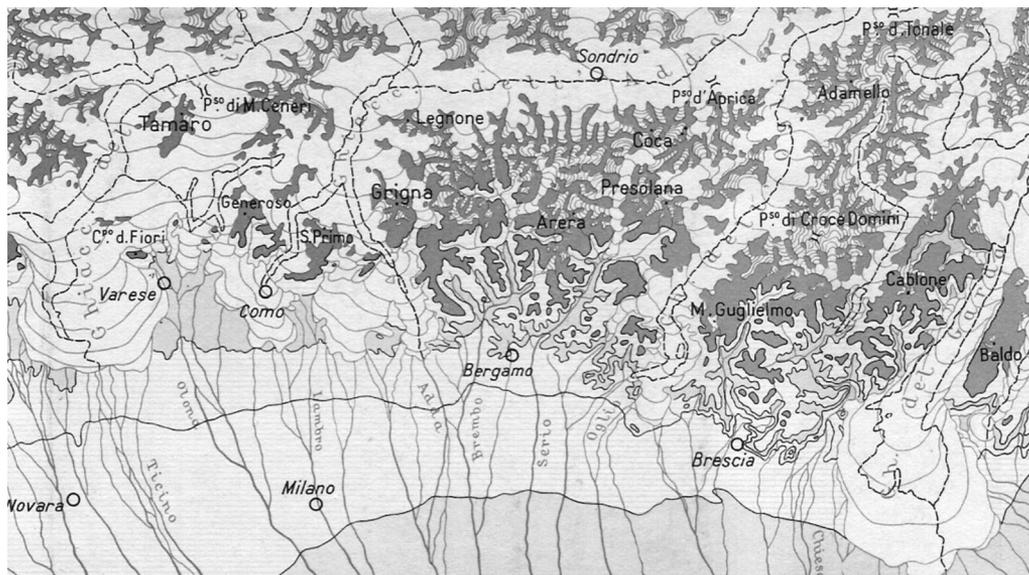


Fig. 1: le Prealpi durante il Quaternario. Da "Prealpi Lombarde" T.C.I. / C.A.I.

Fig. 1: the Pre-Alpine territory during the Quaternary. From "Prealpi Lombarde" T.C.I./C.A.I.

¹ Servizio Glaciologico Lombardo: corrado.scolari@tiscali.it - flavio.cambieri@fastwebnet.it - mariaemilia@fastwebnet.it.

In seguito alla riduzione generalizzata delle temperature di alcuni gradi, sulle alte montagne che circondano la Valtellina e la Valchiavenna cominciarono ad accumularsi le nevi; le fronti sempre più rigonfie avanzarono e i ghiacciai, abbandonati i loro recessi, scesero dalle montagne dell'Ortles, dalla Val Malenco, dal Val Masino e dalle Orobie colmando la Valtellina fino a una altezza di circa 2000 m. Contemporaneamente, i ghiacciai della Valchiavenna scesi dalle montagne dello Spluga e della Val Bregaglia confluirono nella colata proveniente dalla Valtellina presso l'attuale piana di Colico, proseguendo quindi verso S lungo il solco vallivo ora occupato dal ramo settentrionale del Lario. Attraverso varie trasfluenze, dalla colata principale si diramarono vari rami secondari. In sinistra idrografica questi penetrarono in Val Varrone e in Valsassina, mentre sulla destra un braccio imponente raggiunse il Ceresio, collegandosi quindi col Ghiacciaio del Ticino.

Nella zona del Triangolo Lariano la colata, spesso ancora un migliaio di metri, si sdoppiò in due rami intorno al Monte S. Primo per poi ricongiungersi a valle di questo massiccio e raggiungere la pianura, dove i suoi lobi pedemontani depositarono i noti anfiteatri morenici della Brianza. Testimonianze di questo passaggio si trovano un po' ovunque da Appiano ad Alzate, da Casatenovo a Missaglia fino a Lesmo. Nelle fasi del suo ultimo ritiro (alla fine del Würm, a partire da circa 22000 anni fa) l'immane colata, lunga quasi 200 km, abbandonò tutto il materiale che portava con sé, dal finissimo limo ai mastodontici massi erratici. Nel periodo postglaciale il paesaggio morenico originale è stato rimaneggiato dall'erosione fluviale, molto attiva su questi materiali incoerenti, ricoperto dalla vegetazione e infine adattato dall'uomo ai suoi usi agricoli ed abitativi.

C - I GRANDI MASSI ERRATICI O "TROVANTI"

Ci voleva una legge, invocata dal famoso abate geologo Antonio Stoppani già un secolo e mezzo fa, per salvare alcuni di questi muti testimoni del grande disegno della natura, ora elevati al rango di monumenti naturali. In effetti, fino alla prima metà dell'Ottocento, quando per opera di Agassiz fu enunciata la teoria delle glaciazioni, la presenza sul territorio di questi enormi macigni di natura litologica diversa da quella locale non poteva che destare stupore e meraviglia.

Per millenni gli erratici alimentarono con la loro presenza la fantasia popolare; su di essi fiorirono leggende di ogni tipo che rievocarono di volta in volta la perfidia del Maligno e la clemenza dei Santi o della Vergine, le streghe o i folletti o i riti di fertilità. Con il crescere delle conoscenze furono tentate anche spiegazioni più razionali, fino a teorizzare che si trattasse di meteoriti o del prodotto di una grande esplosione in ambito alpino.

Furono naturalmente oggetto di culto e sulla loro superficie si trovano spesso incisioni di origine sacra o rituale come coppelle, cerchi, croci e spirali; come vedremo nelle nostre escursioni, ancora ai nostri giorni alcuni di questi luoghi custodiscono cappelle e piccoli santuari.

Da molti di essi furono ricavati monumenti funerari (i famosi *massi avelli*) di cui nel nostro territorio si trova ampia traccia e la cui esatta collocazione storica è in parte ancora circondata da un velo di mistero. Ma infinite furono le applicazioni, anche in campo edilizio, di queste rocce che tanto comodamente la natura aveva sparso ovunque; la popolazione ne ricavò cippi, architravi, stipiti, capitelli, macine e colonne. I massi erratici scomparvero dalle aree più vicine agli insediamenti; rimasero solo quelli oggetto di particolare devozione o localizzati nei siti più reconditi e disagiati.

Alcuni di questi massi furono probabilmente abbandonati esattamente come ora li vediamo alla fine dell'ultima glaciazione (Würm o, più modernamente, Stage isotopico 2) altri, come quello di Rezzago, vennero portati alla luce dall'erosione dei grandi depositi morenici del quaternario a opera delle acque superficiali.

I trovanti del Triangolo Lariano e delle valli che confluiscono nella Val Menaggio sono, quasi senza eccezione, costituiti da rocce granitoidi del complesso Masino-Bregaglia. A causa della ordinata distribuzione dei flussi glaciali, gli erratici originari della Valchiavenna furono abbandonati sul lato destro del Ghiacciaio Abduano e quelli di origine Valtellinese sul lato sinistro.



Foto 1: il Sasso Bianco. (F. Cambieri).

Photo 1: the erratic called "Sasso Bianco" or White Boulder (F. Cambieri).



Foto 2: la Pietra Pendula. (C. Scolari).

Photo 2: "Pietra Pendula" or Balanced Rock. (C. Scolari).



Foto 3: erratic a Bertei. (C. Scolari).
Photo 3: the erratic near Bertei. (C. Scolari).



Foto 4: la Pietra Nairola (C. Scolari).
Photo 4: "Pietra Nairola" or Nairola boulder (C. Scolari).

ITINERARIO DI ACCESSO 1 (PIETRA NAIROLA - PIETRA PENDULA)

Accesso:	<i>In auto:</i> da Como a Blevio lungo la strada per Bellagio (N° 583); circa 1 km. dopo Blevio prendere a destra al bivio per Cazzanore e Meggianico: possibilità di parcheggio subito all'inizio della salita.
Tempi di percorrenza:	da Cazzanore ai monti omonimi (trivio per Montepiatto e Brunate) 40 min; dai monti di Cazzanore alla Pietra Nairola 30 min; dalla Pietra Nairola alla Pietra Pendula 50 min.
Dislivello:	700 m
Attrezzatura:	scarponcini
Difficoltà:	escursionistico (E)
Discesa:	ripercorrere l'itinerario di salita fino al trivio e quindi scendere su Cazzanore in 50 min.
Cartografia:	Carta Turistica Kompass "Lago di Como-Lago di Lugano" K 91
Note:	<i>Stagione:</i> ottima la stagione invernale.



Fig. 2: l'itinerario per la Pietra Nairola e la Pietra Pendula (dai tipi della Carta Turistica Kompass K91).

Fig. 2: the itinerary to Pietra Nairola and Pietra Pendula (Kompass touristic map K91).

Attraversare la frazione di Cazzanore con direzione Bellagio e all'uscita del paese varcare un torrentello su un piccolo ponte (vicino a un lavatoio). Subito dopo salire ripidamente a destra per un sentiero che diventa presto una stradina selciata che, con alcuni tornanti, porta alle cascate dei Monti di Cazzanore. Superato l'abitato si incontra un primo grande erratico (foto 3) strapiombante sul sentiero e formante un antro. Ora si prosegue in piano, con direzione Sud, fino alle case dei Monti di Mezzovico e di Sorto dove sorge una cappelletta con arredi di granito cavato in loco. Dopo i Monti di Sorto il sentiero si fa un po' più ripido e malagevole ma consente, con breve salita, di raggiungere la **Prea de Nairola**. Il masso, monumento naturale regionale, è costituito da una grossa tavola di *ghiandone* della Val Masino (*granodiorite*) del volume di circa 70 m³ che poggia su uno sperone calcareo e sporge di alcuni metri verso valle; è trattenuto, secondo la leggenda, soltanto dal provvidenziale velo della Madonna (foto 4).

Tornati sui propri passi e raggiunte le frecce segnaletiche per Montepiatto, si prosegue in piano per questo grosso abitato, mentre tra faggi e castani occhieggiano trovanti meno famosi. Attraversato il paese, si raggiunge la gradinata che porta alla chiesa: in una radura, un centinaio di metri dietro questa, appollaiata su un pilastro calcareo, si trova la notissima **Pietra Pendula**. Un tempo, prima che qualcuno mettesse mano allo scalpello per ridimensionarne il gambo, questo enorme cappello di fungo effettivamente oscillava. Ora poggia solidamente sul suo gambo, ma si può discutere su quanto l'opera sia stata meritoria (foto 2).

ITINERARIO DI ACCESSO 2 (PIRAMIDI DI REZZAGO - ERRATICI DEL PIANO RANCIO)

Accesso:	<i>In auto:</i> da Erba a Canzo, poi ad Asso e quindi a Rezzago. In seguito tornare verso Asso per circa 2 km e imboccare la SS Vallassina diretti a Lasnigo, Barni, Madonna del Ghisallo. Qui giunti, prendere a sinistra la strada per S. Primo, lasciando l'auto nell'ampio parcheggio del Piano Rancio.
Tempi di percorrenza:	ore 0,45 per la visita ai "funghi" di Rezzago; ore 0,30 per gli erratici del Piano Rancio. I due brevi percorsi si collegano fra loro (tratto di circa 15 km, in auto lungo la Vallassina).
Dislivello:	150 m
Attrezzatura:	scarponcini
Difficoltà:	escursionistico (E)
Cartografia:	Carta Turistica Kompass "Lago di Como-Lago di Lugano" K 91
Note:	<i>Stagione:</i> ottima la stagione invernale.

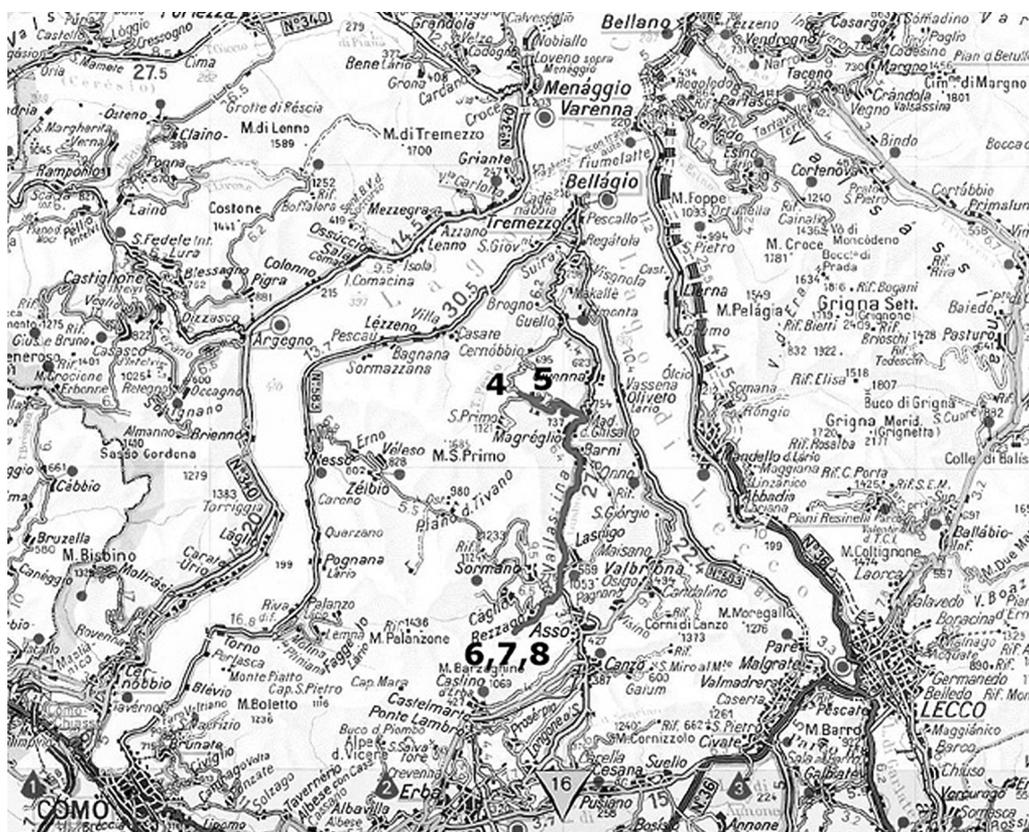


Fig. 3: l'itinerario di accesso ai "funghi" di Rezzago e al Piano Rancio (dai tipi dell'Atlante stradale d'Italia del T.C.I.).

Fig. 3: the itinerary to Rezzago's Pyramids and Rancio Plain (from T.C.I. Road Atlas).

Lasciata l'auto al tornante all'ingresso di Rezzago (modesto parcheggio), si attraversa il piccolo borgo in direzione SW fino a portarsi alla Trattoria Belvedere. Per la stradina, in parte asfaltata, si scende sul fondovalle del Torrente Rezzago che si attraversa per giungere alla chiesuola della Madonna dei Morti, accostata a un grande erratico granitico (foto 7). Da qui si segue il sentiero tracciato e segnalato dal Comune di Rezzago ammirando i famosi "funghi" di terra, piramidi d'erosione scavate dalle acque di superficie nei depositi morenici lasciati nella valle dai ghiacciai quaternari (foto 8 e 10). L'intero percorso non richiede più di 45 minuti e termina su una bella spianata popolata di castani. Tornati all'auto, con piacevole percorso e splendidi scorci sulle Grigne, si raggiunge il Piano Rancio e si parcheggia nel grande posteggio sulla sinistra della strada.



Foto 5: la Pietra Lentina. (C. Scolari). / Photo 5: "Pietra Lentina" or Lentina boulder. (C. Scolari).

Raggiunto in breve a piedi il trivio per S. Primo e Bellagio, si imbecca la via Pietra Luna percorrendola fino all'omonimo ristorante nel cui bel parco si possono ammirare alcuni "trovanti". Fra di essi il **Sasso Sole**, in granodiorite del Masino, e la più famosa **Pietra Luna**, masso erratico di rocce metamorfiche (gneiss) di probabile origine valmalenchina, la cui fama è dovuta al fatto di essere stato al centro di numerose controversie confinarie fra la comunità di Bellagio e il feudo abbaziale di Civenna e Limonta (foto 6). A quei fatti risalgono le lettere PLDB (Pietra Luna di Bellagio) incise sul masso nel 1585. Tali contese ebbero termine solo nel 1782. Opera "satanica" sarebbe invece la mezza Luna incisa nel masso. Siamo qui a 970 m di quota sul livello del mare, e a circa 1100 m rispetto al fondo del lago. Tornati al trivio e discesi per circa 1/2 km verso Bellagio, ci si imbatte nel più bello e impressionante degli erratici lariani: è la **Pietra Lentina**, di ghiandone, di 1500 m³ di volume. Posto a ridosso della carrozzabile, sul suo versante N è stata tracciata una breve via di arrampicata (foto 5).



Foto 6: la Pietra Luna (C. Scolari).

Photo 6: "Pietra Luna" or Moon boulder (C. Scolari).



Foto 7: erratico a Rezzago. (C. Scolari). / Photo 7: Rezzago's erratic. (C. Scolari).

ITINERARIO DI ACCESSO 3 (VALMADRERA - SASSO DI PREGUDA)

Accesso:	<i>In auto:</i> da Lecco, oltrepassato il corso del Fiume Adda, si raggiunge il paese di Valmadrera (3 km), attraversandolo in direzione del Monte Moregallo che lo sovrasta a NW fino a raggiungere piazza Fontana, dove è possibile posteggiare.
Tempi di percorrenza:	ore 1; <i>Discesa:</i> per lo stesso itinerario, ore 0,40.
Dislivello:	410 m
Attrezzatura:	scarponcini
Difficoltà:	escursionistico (E)
Cartografia:	Carta Turistica Kompass "Lago di Como-Lago di Lugano" K 91
Note:	<i>Stagione:</i> breve passeggiata adatta a essere percorsa anche nel cuore dell'inverno.



Fig. 4: l'itinerario per il Sasso di Preguda da Valmadrera. (dai tipi della Carta Turistica Kompass K 91).

Fig. 4: the itinerary from Valmadrera to the Preguda's Boulder (Kompass tourist map K91).

Da piazza Fontana imboccare via Preguda seguendola fin dove, mantenendo lo stesso nome, si biforca. Proseguire dritti e all'incrocio con via del Donatore salire per quest'ultima in località Piazza Rossè (indicazioni per Preguda e Moregallo). Il sentiero si alza fra prati, piccoli coltivi e vigne, fino a raggiungere la località di Pradello (500 m). In questo tratto si noterà un mastodontico erratico cui si appoggia una casa rurale. Il sentiero continua sul costone fino a raggiungere un

ampio ripiano panoramico dove, fra boschetti di betulle e piccoli prati, sorge la chiesetta di S. Isidoro (647 m) che si appoggia al grande erratico di ghiandone detto **Sasso di Preguda** (“pietra aguzza”, foto 8). Tale masso, proveniente dal Masino o dalla Bregaglia, di forma grossolanamente piramidale, con una altezza di circa 7 m e una base di 7 per 3 m, fu cantato in un poemetto dall’abate geologo Antonio Stoppani:



*... Ospite o pellegrin, come hai potuto,
quasi piuma leggera in preda al vento,
l'abisso sorvolare che si ti parte
dalla cima natia lontan lontano?*

La croce in ferro piantata sulla sommità indica che il masso segnava una stazione nelle processioni di penitenza che il popolo di Valmadrera compiva sempre ai primi di giugno (Litanie Ambrosiane). I depositi morenici in questa zona si rinvennero fino a una quota di 1100 m.

Foto 8: “fungo” a Rezzago (C. Scolari).

Photo 8: stack at Rezzago (C. Scolari).



Foto 9: Sasso di Preguda. (C. Scolari).

Photo 9: Preguda's Boulder. (C. Scolari).



Foto 10: "fungo" a Rezzago. (C. Scolari). /Photo 10: stack at Rezzago. (C. Scolari).

ITINERARIO DI ACCESSO 4 (SASSO BLANCO, VAL MENAGGIO PER VAL D'INTELVI)

Accesso:	<i>In auto:</i> al semaforo di Porlezza (Lago di Lugano) prendere la strada per Osteno. Dopo aver costeggiato il lago, si giunge al bivio del tornante di Osteno (coordinate GPS con datum WGS84: N 46°02,477'; E 9° 10,333'; quota 283 m). Da questo punto, la strada inizia a salire verso Claino e la Val d'Intelvi. Dopo 3,6 km (punto GPS: N 45° 59,420' E 9° 04,604'; quota 535 m) si imbecca a sinistra la strada per Ponna Inferiore. Attraversato il paese, si prosegue sempre in salita verso Ponna Superiore (allo stop a destra) fino a un bivio (punto GPS: N 45° 59,386'; E 9° 06,054'; quota 876 m, 8 km da Osteno) dove si prende a sinistra, in salita, in direzione del Rifugio Boffalora. La strada, recentemente oggetto di lavori di asfaltatura, risale i contrafforti delle montagne che si affacciano sul Lago di Lugano e, abbandonati gli alpeggi e le radure, si inoltra in un fitto bosco di faggi. Superata l'indicazione "Ristorante" (10,9 km da Osteno) si procede ancora per circa 2,2 km fino a incrociare sulla sinistra una vecchia strada militare (13,1 km da Osteno); qui si parcheggia l'auto in un piccolo slargo che può ospitare due o tre auto (punto GPS: N 45° 59,716'; E 9° 07,687'; quota 1193 m).
Tempi di percorrenza:	(solo andata): ore 1,30.
Dislivello:	dal parcheggio (1193 m) il sentiero sale a 1318 m per poi discendere lentamente fino ai 1212 m del Sasso Bianco.
Percorso totale a piedi:	circa 6,5 km. <i>Ritorno:</i> per lo stesso itinerario.
Attrezzatura:	scarponcini
Difficoltà:	Escursionistico (E)
Cartografia:	Carta Turistica Kompass "Lago di Como-Lago di Lugano" K 91
Note:	<i>Stagione:</i> la passeggiata può essere percorsa anche in inverno se le condizioni del terreno innevato lo consentono. E' preferibile il periodo inizio primavera-tardo autunno.
Avvertenze:	l'itinerario si svolge in buona parte in un fitto bosco di faggi le cui foglie, nel periodo tarda primavera-autunno, possono impedire la ricezione dei segnali GPS.

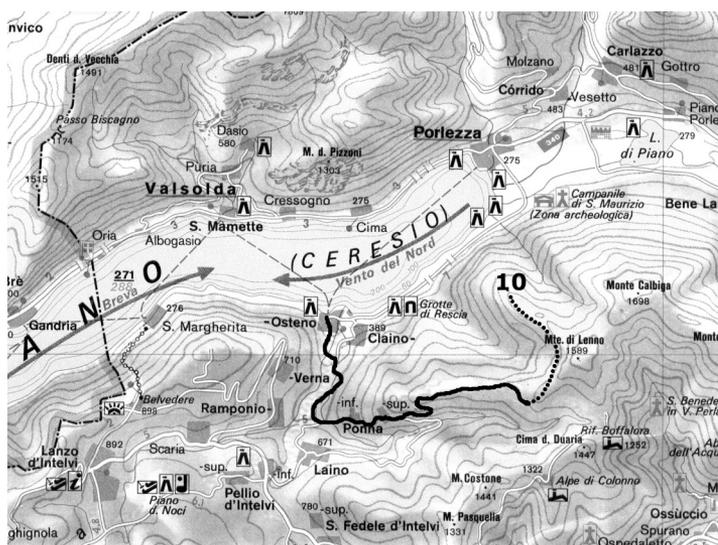


Fig. 5: l'itinerario per il Sasso Bianco; linea intera: in auto, linea tratteggiata: a piedi. (da: Lombardia, carta dei laghi; Ed. De Agostini)

Fig. 5: the itinerary to "Sasso Bianco" or White Boulder; solid line: by car, dotted line: on foot. (from: Lombardia, carta dei laghi; De Agostini Ed.)

Dal parcheggio, imboccata la strada militare, dopo pochi metri si esce in un'ampia radura; da qui si sale per circa 450 m lungo la linea di cresta fino a raggiungere un bivio segnalato dalla presenza di una vasca da bagno utilizzata come abbeveratoio (punto GPS: N 45° 59,783'; E 9° 07,963'; quota 1244 m). Si prende il sentiero di sinistra, ben visibile, e lo si segue fino in fondo. Descritto un ampio cerchio a mezza costa, il sentiero esce dal bosco in prossimità delle radure del Monte del Rocco, un alpeggio in buona parte crollato (punto GPS: N 46° 00,334'; E 9° 08,218'; quota 1262 m). Notare però la presenza di architravi, stipiti e lastre di copertura del tetto, certamente ricavati da massi erratici trovati in loco, che contrastano vivamente con il calcare locale (*Calcarea moltrasio*) usato per le costruzioni. In fondo all'alpeggio, si prende il sentiero in leggera salita che si inoltra nel bosco. Raggiunta la cresta del rilievo, si prosegue in discesa lungo l'evidente sentiero

fino a raggiungere una ampia radura con una *bolla*² ormai interrata e un grosso faggio abbattuto da un fortunale al centro del prato (punto GPS: N 46° 00,550; E 9° 07,847'; quota 1266 m).

Al margine superiore della radura si notano le tracce di una trincea semicircolare risalente alla Prima Guerra Mondiale, residuo delle imponenti fortificazioni della cosiddetta "Linea Cadorna" (queste opere furono approntate per contrastare una eventuale invasione degli Austroungarici attraverso la neutrale Svizzera). Proseguendo sempre in discesa lungo la linea di cresta in direzione N-NW (circa 340°), si arriva a un'altra trincea ben visibile (punto GPS: N 46° 00,681'; E 9° 07,686'; quota 1244 m); fermatevi a osservare i muretti a secco con cui è stata costruita: sono ben evidenti le pietre derivate dalla frantumazione degli erratici reperiti sul luogo e, forse, dello stesso Sasso Bianco. Dal camminamento, scendendo verso destra attraverso il fitto bosco di faggi in direzione N-NE (circa 35°), dopo circa 60 m si arriva al **Sasso Bianco**, un masso di gneiss granitico a muscovite di dimensioni colossali (16 x 10 x 9 m) e del volume stimato di quasi 800 m³ (punto GPS: N 46° 00,729; E 9° 07,699; quota 1212 m). La pietra, chiara perché costituita essenzialmente da minerali leucocrati, appare oggi patinata dal tempo e dai muschi.

La storia recente del Sasso Bianco è alquanto curiosa. Ben conosciuto agli antichi abitatori di queste montagne, tanto da aver dato il nome alla zona (il toponimo Sasso bianco oggi sta a indicare la radura con il faggio abbattuto), era poi sparito, inglobato nel fitto bosco. Persa ormai ogni memoria del masso, nei primi decenni del XX secolo il Prevosto di Porlezza, incuriosito da quello strano toponimo, decise di andare alla ricerca del sasso e, trovatolo, stese una breve relazione che rimase però confinata negli archivi locali. Le stesse curiosità hanno recentemente spinto un appassionato di storie e tradizioni della zona a svolgere analoghe indagini; è stato così rinvenuto il manoscritto del Prevosto e, sulla base dell'itinerario descritto, ritrovato anche il masso.

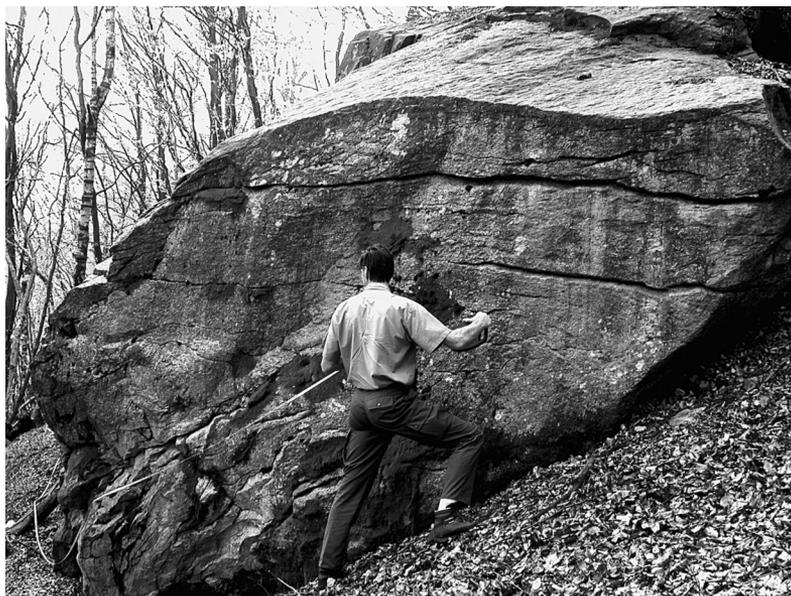


Foto II: misurazione del Sasso Bianco. (M.E. Peroschi).

Photo II: measuring the girth of Sasso Bianco. (M.E. Peroschi).

L'erratico, tuttora conosciuto da pochissime persone e non ancora inserito nel catasto dei massi più significativi della Provincia di Como, non porta tracce visibili di incisioni di croci o coppelle; un suo lato potrebbe essere stato oggetto di un parziale sfruttamento, presto vanificato dalla lontananza del masso da ogni insediamento. Attorno al *Sasso Bianco* si trovano numerosi erratici di piccole dimensioni fino a una quota di 1250-1255 m, poco meno di 1000 m sopra l'attuale livello del Lago di Lugano.

² le *bolle* sono piccole depressioni nel terreno, di origine naturale o artificiale, che venivano impermeabilizzate con un opportuno procedimento al fine di trattenere l'acqua piovana e abbeverare il bestiame.

ITINERARY 1.2005, 2.2005, 3.2005, 4.2005

by Corrado Scolari, Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi¹

A - "SASSO BIANCO", "SASSO DI PREGUDA" AND OTHER ERRATIC BOULDERS IN THE AREA OF LAKE COMO

This paper is describing four short hikes to some outstanding erratic boulders in the Lake Como area or, more precisely, in *Val Menaggio* and *Triangolo Lariano* (i.e. the territory between Lake Como and Lake Lugano and the area delimited by the southern fork of Lake Como). The first three trails, running at moderate altitudes, can be hiked even in the winter season. Connecting trails 2 and 3 with a short drive by car can result in a day-long outing. The fourth trail is rather interesting as it reaches a colossal glacial block whose name has always been reported on local maps though its location was lost at least twice (photo 1). The visits will touch some of the most notorious erratics of Lombardy; originally from Valtellina or Valchiavenna, the boulders were left in place by the retreating quaternary glaciers. Made of granodiorite, gneiss, granite or, more rarely, serpentine, the erratics mark the extent of the long-gone, mighty Abduan Glacier.

B - THE GREAT ABDUAN GLACIER

Over the last 1.8 million years (Pleistocene) and for at least four times, climatic variations probably induced by changes in Earth's orbit laid a thick layer of ice over most of the Alpine region, filling valleys with ice flows in a manner similar to present day Antarctica or Greenland.

Fig. 1: see page 157

Following a generalized temperature drop of a few degrees °C, the high mountains surrounding *Valtellina* and *Valchiavenna* started to accumulate huge amount of snow; the resulting glaciers left their recesses in the *Orties*, *Val Malenco*, *Masino* and *Orobic* Groups filling *Valtellina* with a powerful ice flow reaching approx. the 2000 m level. At the same time, other glaciers descending from the *Spluga* and *Bregaglia* Groups filled *Valchiavenna* and joined the *Valtellina* glacier near present-day *Colico*, the resulting ice flow moved southward into the valley now hosting Lake Como. Various branches departed the main ice flow: those on the hydrographic left entered *Val Varrone* and *Valsassina* while the right side produced a flow which, filling today's *Val Menaggio* and Lake Lugano, reached the *Tessin Glacier*.

At the *Triangolo Lariano*, the main flow, still a thousand-meter thick, split around the *Monte San Primo*, rejoined at its southern flank and proceeded into the Po River Plains where its lobes deposited huge moraines. Evidences of such flows are visible everywhere from *Appiano* to *Alzate*, from *Casatenovo* to *Missaglia* and *Lesmo*. In its final withdrawal stage (begun approx. 22 ka B.P. at the end of the Wurm), the immense flow dropped all the material carried so far, from super-thin clays to house-size boulders. In the post-glacial period, the morainic deposits were reshuffled by rainfalls and fluvial erosion, very active on such incoherent material, overgrown by vegetation and finally altered by mankind to accomodate its agricultural and housing needs.

C - THE GREAT ERRATIC BOULDERS OR "TROVANTI"

A specific law, already invoked more than one-and-half centuries ago by the famous abbé and geologist Antonio Stoppani, has been necessary to preserve these mute witnesses of our past history, granting them the status of "natural monuments". Until mid-1800, when Agassiz proposed his glacial theory, the presence of such different stones was a source of astonishment and legends.

For thousands of years the glacial erratics fed the local superstitions; they were the subject of uncounted legends recalling witches, elfs or fertility rites, the perfidy of the Devil or the mercifulness of the Holy Mary or the Saints. Successive theories tried different, more rational explanations, identifying the erratics with meteorites or with the final stage of a great explosion in the Alpine range. They were obviously worshipped, their surfaces bearing numerous engravings of holy or ritual origins such as cupels, circles, crosses or spirals; as we will see, some of these places still have chapels or small shrines nearby.

Many of them were transformed into sarcophagi (locally known as *massi avelli*), well documented in our territory and whose exact dating is somehow still controversial.

More common was the use of erratics as a source of durable and readily available building materials (cippi, lintels, capitals, milling stones, columns, ...), to the extent that all boulders closed to human settlements were destroyed and only those in far away locations or subject to special devotion survived.

¹ Servizio Glaciologico Lombardo (*Glaciological Service of Lombardy*), e-mail: corrado.scolari@tiscali.it - flavio.cambieri@fastwebnet.it - mariaemilia@fastwebnet.it.

Some erratics were left by the retreating glacier exactly where we see them; others were brought to light by the action of surface waters eroding the large quaternary morains.

The boulders of the *Triangolo Lariano* and those of *Val Menaggio* are, almost without exception, coming from the granitoid rocks of the *Masino-Bregaglia* complex. The parallel arrangement of the various glacial flows kept the blocks from *Valchiavenna* on the hydrographic right side of Abduan Glacier and those from *Valtellina* on its left side.

Photo 1 and 2: see page 157

Photo 3 and 4: see page 158

ITINERARY Nr. 1 (*PIETRA NAIROLA - PIETRA PENDULA*)

Access by car:	from <i>Como</i> to <i>Blevio</i> (road 583 to <i>Bellagio</i>); 1 km after <i>Blevio</i> take the road to the right for <i>Cazzanore</i> and <i>Meggiano</i> ; park where the road begins to climb.
Hiking time:	40 min from <i>Cazzanore</i> to its summer pasture (cross-roads to <i>Montepiatto</i> or <i>Brunati</i>); 30 min more to <i>Pietra Nairola</i> , additional 50 min to <i>Pietra Pendula</i> .
Difference in altitude:	700 m.
Equipment:	light boots
Difficulty:	E.
Descent route:	same itinerary until the cross-roads, than head towards <i>Cazzanore</i> (50 min)
Map:	Kompass touristic map: Lake Como - Lake Lugano, K 91
Season:	the winter season is recommended.

Fig. 2: see page 159

Cross the *Cazzanore* hamlet toward *Bellagio*; go through the bridge (near a wash-house) over the small brook and take the uphill trail on the right. The trail becomes a mule-track which, after a few hairpin bends, takes you to the farmhouses of *Cazzanore's* summer pasture. After the houses, a large glacial erratic (photo 3) overhangs the trail, forming a recess. Maintain the same elevation and head south until the houses of the summer pastures of *Mezzovico* and *Sorto* where a small chapel is dressed with granite from local erratics. After the *Sorto's* summer pasture, the trail becomes steeper and more difficult but a short uphill walk will take you to the "*Prea de Nairola*". This boulder has earned the status of Natural Monument and consists of a large slab (70 m²) of *Ghiandone della Val Masino* (granodiorite) protruding a few meters from its limestone base. According to a local legend, it is held in place by the Holy Virgin's veil (photo 4).

Backtrack your steps until you reach the guidepost for *Montepiatto*. A leveled path takes you through beech and chestnut woods scattered with many erratics; at the other end of the hamlet, a stairway leads to a church; approx. 100 m beyond the church the well known *Pietra Pendula* is sitting on its limestone base. In the old days, before someone decided to chisel away its base, the large, mushroom-like boulder was oscillating. Now the block stands firmly on its base but the work has raised endless disputes (photo 2).

ITINERARY Nr. 2 (*PIRAMIDI DI REZZAGO - ERRATICI DEL PLANO RANCIO*)

Access by car:	from <i>Erba</i> to <i>Canzo</i> , then <i>Asso</i> and <i>Rezzago</i> , after hiking the first leg, drive for 2 km back to <i>Asso</i> and take the <i>Valassina</i> road towards <i>Lasnigo</i> , <i>Barni</i> and <i>Madonna del Gbisallo</i> . Once there, take the road to the left for <i>S. Primo</i> and leave the car in the large parking lot of the Rancio Plain.
Hiking time:	45 min to see the Pyramids of <i>Rezzago</i> , 30 min for the erratics of the Rancio Plain. The two short hikes can be linked with a 15 km drive along the <i>Valassina</i> .
Difference in altitude:	150 m.
Equipment:	light boots
Difficulty:	E.
Map:	Kompass touristic map: Lake Como - Lake Lugano, K 91
Season:	the winter season is recommended.

Fig. 3: see page 160

Having left the car at the hairpin bend just before *Rezzago* (small parking area), cross the village towards south-west until the *Belvedere* Restaurant. A narrow, partly tarred road goes down into the *Rezzago* stream and crosses it to reach the small *Madonna dei Monti* chapel, near a large granitic boulder (photo 7). From this point, following a well marked trail, one can see the famous "mushrooms" or "pyramids", stacks left by the erosion of the huge morainic deposits amassed by Quaternary glaciers (photo 8 and 10). The whole hike takes no longer than 45 minutes and ends at a nice esplanade with chestnut trees. Back to the car, after a short drive with good sights over the *Grigne* mountains, the road arrives at *Piano Rancio* (Rancio Plain); leave

the car in the large parking lot on the left side of the road. After a short walk, at the cross-roads to *S. Primo* and *Bellagio* take the *Pietra Luna* road until a restaurant carrying the same name; the surrounding park hosts a few glacial erratics, among them the well known *Sasso Sole* (Sun Boulder) made of *Val Masino's* granodiorite and the even more notorious *Pietra Luna* (Moon Boulder), a large block of gneiss probably from the *Val Malenco* valley whose fame is tied to a series of land disputes between the village of *Bellagio* and the Abbey of *Civenna* and *Limonta* (photo 6). The letters PLDB (acronym for “Moon Boulder Of Bellagio” in Italian) were engraved in 1585 (though the dispute was finally settled only in the year 1782) while the halfmoon on one side was supposedly carved by demons. Our altitude is 970 m, approx. 1100 m above the lake's bottom. Back to the cross-roads, proceed for 500 m toward *Bellagio* to see the finest and largest erratic of the Lake Como area: called *Pietra Lentina*, the huge boulder of granodiorite (1500 m³) is near the main road and its northern side hosts a short climbing route (photo 5).

Photo 5 and 6: see page 161

Photo 7: see page 162.

ITINERARY Nr. 3 (VALMADRERA - SASSO DI PREGUDA)

Access by car:	from <i>Lecce</i> cross the <i>Adda</i> river and reach the town of <i>Valmadrera</i> (3 km), proceed in a north-west direction (toward the well-visible <i>Moregallo</i> mountain) until <i>Piazza Fontana</i> , park the car in the square.
Hiking time:	60 min.
Difference in altitude:	410 m.
Equipment:	light boots
Difficulty:	E.
Descent route:	40 min, same trail
Map:	Kompass touristic map: Lake Como - Lake Lugano, K 91
Season:	the short hike is also suitable in the winter season.

Fig. 4: see page 162

From *Piazza Fontana* take *Via Preguda* (Preguda street) till the point where the road bisects. Maintain the same direction and, upon crossing *Via del Donatore* (Donor's street) take this last road uphill to *Piazza Rossè*, following the street signs for *Moregallo* and *Preguda*. The trail rises among pastures, small plots and vineyards to reach the hamlet of *Pradello* (500 m asl). Near the path, one can notice a huge erratic supporting a house. The trail continues along a ridge until a wide, panoramic plain where, among pastures and birches, the small Saint Isidoro church (647 m asl) leans against a large boulder of granodiorite called *Sasso di Preguda* or Pointed boulder. The pyramidal block, probably coming from *Val Masino* or *Val Bregaglia*, is 7 m high and its base measures 7 by 3 m. The boulder was the subject of a piece of poetry by the abbé and geologist Antonio Stoppani whose translation would read:

... Guest or pilgrim, how did you manage,
like a feather to the mercy of the wind,
to cross the abyss separating you
from the far away, native peak?

The iron cross placed on its top shows that the boulder was one of the stations of the religious processions that the people of *Valmadrera* used to hold at the beginning of June to repent of their sins. The morainic deposits in this area reach an altitude of 1100 m.

Photo 8 and 9: see page 163

Photo 10: see page 164

ITINERARY Nr. 4 (SASSO BLANCO, VAL MENAGGIO - VAL D'INTELVI)

Access by car:	from the traffic light of <i>Porlezza</i> (lake Lugano) take the road to <i>Osteno</i> . Skirting the lake, the road makes a sharp turn at the entrance of <i>Osteno</i> (GPS waypoint with WGS84 datum: N 46°02,477' E 9° 10,333' elev. 283 m). From this point, the road begins to climb the side of the mountain toward <i>Claino</i> and <i>Val d'Intelvi</i> . After 3.6 km (GPS waypoint N 45° 59,420' E 9° 04,604' elev. 535 m) a narrow road to the left leads to <i>Ponna Inferiore</i> (Lower Ponna); cross the village and keep going up. Upon reaching <i>Ponna Superiore</i> (Upper Ponna), turn right at the stop sign and proceed until a road fork (GPS waypoint N 45° 59,386' E 9° 06,054' elev. 876 m, 8.0 km from <i>Osteno</i>); take the uphill, left branch for <i>Rifugio Boffalora</i> (Boffalora Hut), leave behind farmhouses and summer pastures and enter a thick beech forest; pass the <i>Ristorante</i> sign (restaurant, 10.9 km from <i>Osteno</i>) and keep going up for 2.2 km more until the road meets an old military road coming from the left (13.1 km from <i>Osteno</i>); park in the small lay-by (GPS waypoint N 45° 59,716' E 9° 07,687' elev. 1193 m).
-----------------------	---

Hiking time:	90 min (one way).
Difference in altitude:	from the parking place (1193 m) the trail goes up to 1318 m then gently drops to the 1212 m of the White Boulder.
Length of trail:	approx. 6.5 km (both ways)
Equipment:	light boots
Difficulty:	E.
Return route:	by the same trail
Map:	Kompass touristic map: Lake Como - Lake Lugano, K 91
Season:	snow permitting, the trail can be hiked also in the winter season; best time is however from early spring to late autumn.
Warning:	most of the trail is through very dense beech wood; from late spring to autumn, their canopy can interfere with GPS signals.

Fig. 5: see page 165

From the parking area, a short walk on the military road will take you to a large clearing; follow the uphill trail running along the ridge of the mountain for approx. 450 m until a fork marked by an old bathtub used as a watering trough (GPS waypoint N 45° 59,783' E 9° 07,963' elev. 1244 m). Take the left trail and keep following it; the long, semi-circular path cuts through the woods and reaches the summer pasture of *Monte del Rocco* (GPS waypoint N 46° 00,334' E 9° 08,218' elev. 1262 m); among the ruins of the houses built with the local limestone (*calcere di Moltrasio*), one can easily spot lintels, jambs and roofing slabs of granodiorite or gneiss certainly cut from erratics left by the glacier. Pass the last house and take the slightly uphill path; upon reaching the top of the ridge, stay on the trail that runs downhill along the watershed. Proceed until a round clearing with a large, uprooted beech in the middle and the remains of an old *bolla*² on one side (GPS waypoint: N 46° 00.550' E 9° 07.847' elev. 1266 m).

At the upper margin of the clearing, one can see the ruins of a semicircular trench built in the First World War; part of the so-called “Linea Cadorna”, this line of defence was meant to oppose a possible invasion by Austro-Hungarian troops through neutral Switzerland. Keep going down along the watershed (NNW direction, approx. 340°) until a well-visible trench (GPS waypoint: N 46° 00,681' E 9° 07,686' elev. 1244 m). A quick survey of its walls will point out many granitic stones from shattered erratics, possibly including the White Boulder itself. Leave the trail and cut across the woods in a NNE downward direction (approx. 35°) for another 60 m. The Sasso Bianco, a colossal erratic boulder of muscovite gneiss (approx. 16 by 10 by 9 m) and an estimated volume of nearly 800 m³, is waiting for you (GPS waypoint: N 546° 00.729' E 9° 07.699' elev. 1212 m). The stone, originally light-colored because of its mainly leucocratic composition, has turned rather dark with weathering and is overgrown with moss.

The history of the White Boulder is rather unusual: it must have been well-known to the ancient dweller of this area as the place-name Sasso Bianco, presently used to indicate the clearing with the uprooted beech, was passed down from generation to generation even when the memory of the block itself had faded away. In the first decades of the XXth century, the parish priest of Porlezza, puzzled by that strange place-name, decided to go and look for it and, having rediscovered the great erratic, left a note in the local archives. A couple of years ago, the very same curiosity prompted a local enthusiast of old stories and cultural traditions to resume the investigation. He found the old priest’s manuscript and located the boulder by following his itinerary.

The *Sasso Bianco*, known to a handful of people and not yet reported in the cadastre of Lombardy’s erratics, bears no visible traces of crosses or cupels or rock art; one side may have been damaged but any significant quarrying activity must have been frustrated by the remoteness of the site. Many small erratics are scattered around the White Boulder up to an elevation of 1250-1255 m, almost 1000 m above the present level of Lake Lugano.

Photo 11: see page 166

² a *bolla* is a shallow depression in the ground, either natural or artificial, holding the rainwater for the cows and made water-tight through a special process.

“L’HOMME FACE AU CLIMAT” UN SIMPOSIO AL COLLÈGE DE FRANCE (PARIGI, 12-13 OTTOBRE 2004)

Luca Bonardi

Nei giorni 12 e 13 ottobre 2004 ha avuto luogo presso la prestigiosa sede del Collège de France di Parigi (storica istituzione francese di ricerca e insegnamento fondata da Francesco I nel 1530), un partecipatissimo convegno dedicato al clima e ai cambiamenti climatici. Tra i numerosi interventi, molti, come è facile immaginare, hanno riguardato in maniera più o meno diretta aspetti e temi del glacialismo terrestre: quello passato, quello presente e quello, invero piuttosto incerto, futuro. Di tali contenuti in particolare si dà sinteticamente conto in queste righe.

Come da titolo, sono stati soprattutto oggetto di discussione i molteplici aspetti che compongono la relazione clima-uomo, in una certa misura, questa, governata dalla mutevole presenza sul pianeta del fenomeno glaciale.

Si consideri, per cominciare, come il popolamento dell’Europa moderna (avvenuto all’incirca tra i trenta e i quarantamila anni fa) potrebbe per alcuni aspetti fare riferimento alle pulsazioni dei grandi ghiacciai pleistocenici prodottesi, ovviamente, in risposta a grandiosi cambiamenti del clima. La densità del popolamento umano appare infatti in stretta correlazione anche con l’estensione dei ghiacci in grado, quest’ultima, di determinare significative variazioni nell’ampiezza delle zone abitabili. Inoltre, la diversa estensione del fenomeno glaciale consegue il maggiore o minore sviluppo di ambienti (in particolare quello della steppa temperata) capaci di favorire, o meno, un aumento della biomassa degli ungulati a cui si correla, per via alimentare, la possibilità di crescita dei gruppi umani (F. D’ERRICO¹). Siamo, come in larga misura coerente per una fase preistorica, pienamente immersi nei contenuti del più classico determinismo climatico.

D’altro canto, i contenuti della relazione clima-uomo sono stati a lungo interpretati, nella storia del pensiero filosofico e geografico, attraverso le maglie di un modello che ha letto nel clima una forza capace di condizionare in maniera decisiva le modalità e le possibilità stesse dello sviluppo umano. Un’impostazione che appare oggi per molti aspetti capovolta. Al centro della discussione odierna vi è infatti soprattutto la capacità dell’uomo, attraverso le molteplici attività in cui si dispiega la sua presenza sulla Terra, di modificare in profondità i meccanismi che regolano il clima terrestre. Nelle ventidue relazioni del convegno è emerso il dato, declinato a seconda dei differenti approcci disciplinari (quello strettamente climatico come quelli glaciologico, botanico, etologico, oceanografico ecc.), relativo alla forza e alla rapidità del cambiamento climatico in essere. Numerose e consistenti le dimostrazioni di uno stretto legame tra tale fenomeno e le crescenti emissioni di gas a effetto serra (GES).

Innanzitutto, i GES sono oggi presenti nell’atmosfera della Terra con concentrazioni molto superiori rispetto a quelle di tutto l’ultimo mezzo milione di anni, e presentano un trend di crescita che, esso pure, non trova eguali in questo intervallo di tempo (D. RAYNAUD²). L’analisi della carota di ghiaccio di Vostok (Groenlandia) ha evidenziato per le fasi glaciali del Pleistocene concentrazioni di CO₂ attorno alle 200 ppmv (contro le 370 ppmv attuali): a tale valore corrispondeva una temperatura di circa 5 °C inferiore, un’eccedenza di 5.210 km³ di ghiaccio e un livello degli oceani di circa 130 m più basso in rapporto alla situazione attuale (A. BERGER³). Più tardi, in periodo olocenico, e fino a seimila anni fa, in un sistema climatico ancora perturbato dalla fusione delle grandi calotte glaciali pleistoceniche, si sono prodotte solo scarse variazioni nel contenuto di CO₂ presente in atmosfera (± 20 ppmv) (D. RAYNAUD).

¹ CNRS, Bordeaux (F).

² CNRS, Grenoble (F).

³ Università di Louvain-la-Neuve (B).

Alle attuali concentrazioni di GES corrispondono quindi temperature medie del pianeta decisamente più elevate; e, soprattutto, in via di rapido incremento. Alcuni modelli dimostrano come la prevista crescita della CO₂ presente in atmosfera dovrebbe condurre alla scomparsa dei ghiacciai presenti nell'emisfero Nord (oggi pari a 10⁶ km³ di ghiaccio) entro i prossimi ottomila anni, con una fase critica di maggior deglaciazione nei più vicini due-tremila anni (A. BERGER). Pur in considerazione del fatto che l'evoluzione del clima segue criteri tipici dei sistemi non-lineari, l'amplificazione del segnale climatico prodotta dai GES, permette di prevedere che nessuna nuova glaciazione interesserà il pianeta nel "prossimo" futuro. In pratica, assisteremo a un forte allungamento dell'Olocene, con il passaggio da dodicimila a ventottomila anni nella durata dell'attuale fase interglaciale (A. BERGER, D. RAYNAUD).

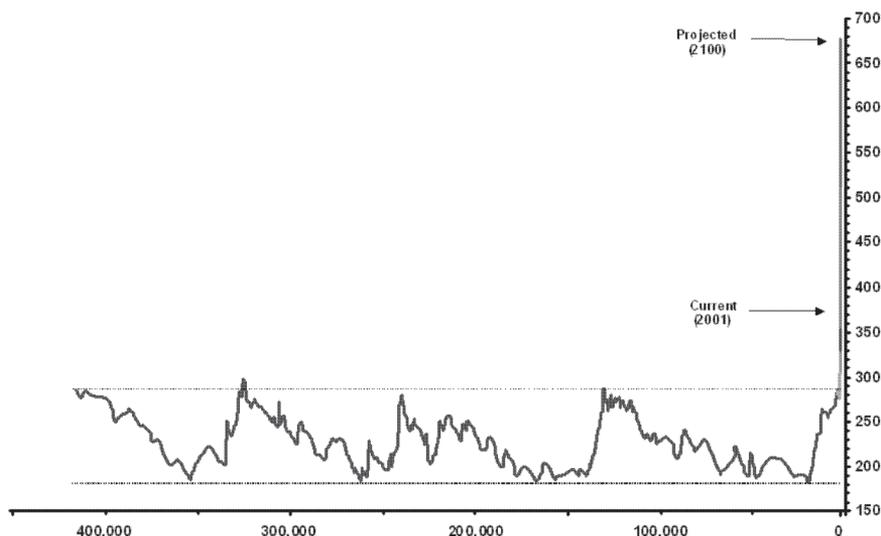


Fig. 1: le concentrazioni di CO₂ (ppmv) in atmosfera durante gli ultimi 440.000 anni e la proiezione per i prossimi 100 anni (fonte IPCC).

Fig. 1: the CO₂ (ppmv) concentration during the last 440.000 years and the projection for the next 100 years. (source IPCC)

È stato pure osservato come mentre in passato le concentrazioni di CO₂ potevano variare in funzione del clima, per gli scambi sempre presenti tra gli oceani e l'atmosfera, oggi a prevalere è la succitata dinamica di senso opposto (D. RAYNAUD). Del resto, appare viepiù riconoscibile il fatto che tra le molte forze idonee a un'azione sul clima (riflettività, macchie solari, attività vulcanica, polveri ecc.) la più capace è costituita, per l'appunto, dai GES (G. SCHMIDT⁴). Non a caso, l'incremento della quantità di energia che riscalda il pianeta (da 240 a 242,5 W/m²) registratosi a partire dall'inizio dell'era industriale appare attribuibile per un buon 60% al crescente rilascio di anidride carbonica in atmosfera (J. JOUZEL⁵).

La stabilizzazione all'attuale livello di emissioni di CO₂ (sette miliardi di tonnellate all'anno) e degli altri GES (in particolare azoto e metano, la cui crescita dal 1850 a oggi è pari al 15% per il primo e al 245% per il secondo (J. JOUZEL) condurrebbe a un aumento della temperatura di 0,5-0,6 °C nei prossimi 300 anni. Un trend di incremento delle emissioni secondo i ritmi attuali provocherebbe invece un aumento di 3 °C nei prossimi 200 anni, portando la temperatura media del pianeta dai 14,3 °C odierni ai 17 °C nel XXIII secolo (G. SCHMIDT).

⁴ NASA Goddard Institute for Space Studies, New York (USA).

⁵ Institut Pierre Simon Laplace, Paris (F).

Il tutto, con l'incertezza dovuta al fatto che la risposta del clima alle forze esterne è soggetta a meccanismi di retroazione non del tutto chiari.

Da questo punto di vista, un ruolo probabilmente centrale viene e verrà giocato dalla circolazione delle acque oceaniche, fattore di regolazione del clima a livello globale. Seppure in presenza di serie oceanografiche ancora troppo brevi, ugualmente preoccupante appare perciò il riscaldamento (+ 0,3 °C) fatto registrare negli ultimi trent'anni dagli strati superficiali e intermedi dell'Atlantico (É. BARD⁶).

Sintomatico il fatto che anche il Pentagono, nell'ormai noto rapporto "Immaginare l'impensabile"⁷, abbia individuato nella *circolazione termoalinica* il nodo dei rapporti di scambio energetico tra atmosfera e superficie terrestre. Secondo tale rapporto, ha ricordato ÉDOUARD BARD, i punti critici del sistema si localizzerebbero, come peraltro già emerso in molti altri studi, in due aree marittime: la prima posta a NE dell'Islanda, la seconda in prossimità della Penisola del Labrador, in aree cioè dove si registrano brusche variazioni della Circolazione Nord-Atlantica.

Provando a semplificare, il futuro incremento delle concentrazioni di GES condurrebbe a una diminuzione nella circolazione delle acque profonde dell'Atlantico che, tenendo conto della fusione dei ghiacci della Groenlandia, potrebbe indurre un'iniziale fase di raffreddamento locale nelle aree suddette, dove avviene oggi l'affondamento delle acque superficiali nord-atlantiche. A essa farebbe però seguito, sul finire del XXI secolo, un periodo di forte riscaldamento globale (É. BARD).

D'altro canto, che ciò sia o meno destinato ad accadere, il pianeta si troverà comunque presto a fare i conti con una serie di emergenze dettate proprio dal cambiamento climatico. Fra queste, è certo fin da ora, quella dell'innalzamento del livello dei mari. Per diverse ragioni, tale fenomeno, seppure con intensità differenti, si produce già oggi lungo buona parte delle linee di costa dei cinque continenti. Ciò, se si eccettuano le limitate aree del pianeta ancora soggette al rilascio tensionale post-glaciale⁸. L'attuale innalzamento dei mari (2,83 mm ± 0,06 mm all'anno) risulta nettamente superiore a quello medio del XX secolo (1,5-2 mm all'anno) (A. CAZENAVE⁹). Inoltre, in alcune zone del pianeta, e tra esse quelle critiche degli arcipelaghi del Pacifico, la crescita giunge a toccare i 30 mm annui.

Per rimanere ai ghiacciai, il loro contributo a tale manifestazione attraverso i fenomeni di fusione risulta quantificabile in 0,85 mm all'anno (circa il 30% del totale), attribuendosi il resto all'espansione termica delle acque, soprattutto, e ad altri fenomeni di minore portata. Allo stato attuale, ma le proporzioni sono destinate a cambiare nel prossimo futuro, tale apporto è garantito per 0,5 mm dalla fusione dei ghiacciai di montagna, per 0,15 mm da quella della calotta Groenlandese e per soli 0,2 mm da quella Antartica occidentale.

Gli scenari, secondo ANNY CAZENAVE, prevedono una crescita esponenziale del livello di innalzamento degli oceani fino al 2090-2100 mentre successivamente l'incremento avverrà secondo ritmi variabili anche a seconda delle concentrazioni di GES che andranno ad accumularsi in atmosfera. In ogni caso, i mari continueranno a crescere per secoli portandosi, ma sempre secondo una certa variabilità regionale, nel 2500 sino a +140-150 cm di incremento naturale rispetto al valore attuale (É. BARD). Secondo alcuni modelli, all'alba del IV millennio la crescita potrebbe però toccare gli otto metri (J. P. VAN YPERSELE¹⁰). Per molti paesi, già innalzamenti molto più contenuti comporterebbero consistenti perdite di territorio, Italia compresa.

Spostandoci su un piano scalare diverso e a noi più vicino, particolarmente interessante è risultato il contributo presentato da EMMANUEL LE ROY LADURIE¹¹. Lo storico francese ha ricordato

⁶ Collège de France, Paris (F).

⁷ Peter Schwartz e Doug Randall, *An Abrupt Climate Change Scenario and Its Implications for United States National Security* (http://www.ems.org/climate/pentagon_climatechange.pdf).

⁸ È per questa ragione, ad esempio, che il mareografo di Stoccolma indica un'apparente diminuzione del livello del mare.

⁹ CNES, Toulouse (F).

¹⁰ Università di Louvain-la-Neuve (B).

¹¹ Collège de France, Paris (F).

come i secoli della Piccola Età Glaciale non abbiano escluso, dato questo su cui è bene insistere, il manifestarsi di una certa variabilità climatica. Ciò induce, almeno indirettamente, a riflettere sul fatto che anche l'attuale cambiamento debba essere distintamente interpretato da un lato nelle sue manifestazioni prevalenti (la lunga durata) e dall'altro nei singoli eventi che lo compongono. Questi ultimi, peraltro, non risultano, oggi come un tempo, meno carichi di conseguenze, laddove si pensi che nel mondo gli eventi climatici estremi, il cui numero tende a un progressivo incremento (F. V. VAN ENGELEN¹²), sono già oggi causa di circa 100.000 morti all'anno, in larga parte concentrati nei paesi sottosviluppati (A.-J. VALLERON¹³).

Per altro verso, ancora Le Roy Ladurie ha messo in luce la possibilità di una divergenza tra evoluzione climatica e dinamiche glaciali, almeno nel breve-medio periodo. E' quanto accaduto nella seconda metà dell'Ottocento - per certi versi un vero "enigma glaciologico" - quando al proseguimento della fase termica tipica della Piccola Età Glaciale ha fatto riscontro un primo significativo ritiro delle masse glaciali alpine. Come dire, sono parole nostre, che talvolta neppure medie termiche favorevoli sono sufficienti a garantire bilanci positivi per le masse glaciali.

In ogni caso, non è questa la maggiore delle preoccupazioni della nostra e delle future generazioni in relazione ai cambiamenti climatici e ai loro effetti. Se, come è stato detto, nei modelli predittivi l'estate 2003 è destinata a diventare in futuro la norma, e anzi sarà da considerarsi come un'estate quasi fresca (J. JOUZEL), appaiono ben altre ed evidenti ragioni di inquietudine. Con le sue decine di migliaia di vittime, - in Italia ignorate per quasi un anno¹⁴ - l'agosto 2003 costituisce, laddove non ne bastassero altri, uno squillante campanello di allarme.

Come ricordato in apertura, tra i fini dell'istituzione che ha organizzato questo convegno vi è quello della divulgazione, pubblica e gratuita, di contenuti scientifici spesso riservati ai soli pochi addetti. Non vi è dubbio che con questo incontro il Collège de France abbia, pure in questo caso, egregiamente adempiuto al suo compito. Il medesimo a cui sono chiamati tutti coloro ai quali è delegata la tanto incerta quanto necessaria costruzione dell'impalcatura del sapere umano.

¹² Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bilt (NL).

¹³ INSERM, Paris (F).

¹⁴ Non a caso, l'interessante analisi comparata di JOËL MENARD (Facoltà di Medicina, INSERM, Paris) sulla crisi sanitaria dell'agosto 2003 non ha potuto in questa sede contare su dati ufficiali credibili provenienti dal nostro Paese.

**“L'HOMME FACE AU CLIMAT”
A SYMPOSIUM AT COLLÈGE DE FRANCE
(PARIS, 12TH-13TH OCTOBER 2004)**

by Luca Bonardi

On the 12th and 13th of October 2004 a crowded meeting took place at the prestigious seat of Collège de France in Paris (a historical institution of research and teaching founded by Francois I in 1530). Dedicated to climate and climatic changes, the symposium saw a qualified participation and, as expected, many themes were more or less directly related to aspects of terrestrial glacialism: the past, the present and the future ones, even though the future trends could only be inferred. This paper is intended to provide a short account of those speeches related to glacialism.

According to the title, many aspects involving the climate-man relationship, somehow ruled by variable presence on our planet of glacial phenomena, were the main object of discussion. First of all, one should consider that population of Northern Europe (estimated to have occurred about 30-40.000 years ago) could be linked to the pulsations of the great Pleistocenic glaciers and such phenomena were obviously the consequence of grand climatic changes. The density of human population, in fact, appears to be closely related to the extension of glaciers, a factor capable of inducing significant variations in the size of habitable areas. The different extension of glacialism causes the greater or the lesser development of Earth's environments (particularly the temperate steppe), these, in turn, are able to foster or inhibit an increase of the biomass of the ungulates which, through the food chain, directly affect the possibility of sustaining human groups (F. D'ERRICO¹). We are, as largely coherent for a prehistoric phase, completely within the frame of the most classic climatic determinism.

On the other hand, in the early history of philosophic and geographic doctrines, the contents of the climate-man relationship were interpreted for a long time through the filter of a model defining the climate as a force capable of decisively conditioning manners and possibilities of human growth. An approach now being overturned. In fact, the central point of today's discussion is, above all, mankind's capability, through the different activities related to his presence on Earth, of deeply modifying the mechanisms regulating Earth's climate. The twenty-two reports of the meeting, though approaching this subject in many different ways (strictly climatic, glaciological, botanical, ethnological, oceanographical, etc.), have all outlined the force and the rapidity of climatic changes in progress. Numerous and convincing are the demonstrations of a solid link between these phenomena and the rapidly increasing emission of greenhouse effects gases.

First of all, greenhouse-gases are now present in Earth's atmosphere in the highest concentration of the last half million years and show an upward trend with no equal in the same period (D. RAYNAUD²). Analyses of the Vostok ice-core are showing CO₂ concentrations for Pleistocenic glacial periods of about 200 ppm (against today's 370 ppm): that value matches a temperature about 5° C lower, meaning 5.210 Km³ of additional ice and a sea level approx. 130 m lower than today (A. BERGER³). Later, during the Holocene and up to 6.000 years ago, the CO₂ atmospheric content has shown only minor variations (± 20 ppm) (D. RAYNAUD).

So, the current concentrations of greenhouse gases match the definitely higher, and rapidly increasing, mean temperature of our planet. Some models predict that the expected increase of CO₂ in the atmosphere would lead to the melting of all glaciers in the Northern Hemisphere (presently estimated at 10⁶ Km³ of ice) in the next 8-9.000 years, with a critical period of sustained glacial melting over the next 2-3.000 years (A. BERGER). Although climatic evolution follows the typical criteria of non-linear systems, the amplification of the climatic signal produced by greenhouse gases may mean that no new glaciations will occur in the foreseeable future. In practice, we must expect a marked lengthening of the Holocene, with an increase from 12.000 to 28.000 years of the length of the current interglacial period (A. BERGER, D. RAYNAUD).

Fig. 1: see page 172

It has also been observed that CO₂ concentrations could previously relate to climatic changes through the continuous exchange between oceans and atmosphere; nowadays the mentioned dynamic exchange works in the opposite direction (D. RAYNAUD). After all, it's certain that, among the many forces capable of influencing the climate (reflection factor, sunspots, volcanic activity, ashes, etc...), the most effective are the

¹ CNRS, Bordeaux (F).

² CNRS, Grenoble (F).

³ University of Louvain-la-Neuve (B).

greenhouse gases (G. SCHMIDT⁴). The increase in the amount of energy heating the Earth (from 240 to 242,5 W/m² since the beginning of industrial era), should be attributed, for about 60%, to the continuous release of carbon dioxide into the atmosphere (J. JOUZEL⁵).

The stabilization of current emission levels of CO₂ (seven billion tons/year) and other greenhouse gases (above all nitrogen and methane, whose increment from 1850 until to-day is equal to 15% for the first and 245% for the second gas) (J. JOUZEL) would still lead to a temperature increase of 0,5-0,6°C over the next 300 years. Should emissions continue at the current growth rate, instead, the model predicts a +3 °C increase over the next 200 years, raising the mean temperature from today's 14,3 to the 17°C of the XXII Century (G. SCHMIDT). All this, with the uncertainty that climatic responses to external driving forces are subject to a feedback mechanism not completely understood. From this point of view, a critical central role is, and will be played by the oceanic circulation, an agent of global climatic control. Although oceanographic series are still too short, the warming recorded over the last 30 years in superficial and intermediate Atlantic layers (+0,3 °C) appears nonetheless alarming (È. BARD⁶).

The fact that the Pentagon report called "Imagine the unimaginable"⁷ has identified the thermohaline circulation as the heart of the energetic balance between the atmosphere and Earth's surface is symptomatic. According to this report, Édouard BARD told the audience, the crucial points of the system are located, as already pointed out by many other studies, in two marine areas: the first one is located North-East of Iceland, the second one next to Labrador Peninsula, i.e. in areas where abrupt variations of the North Atlantic Circulation are being recorded.

Trying to make a complicate scheme look simpler, a future increase of greenhouse gas levels would lead to a reduction of the circulation of deep Atlantic water which, considering the meltwater of Greenland's ice-sheet, might produce an initial phase of local cooling in the above-mentioned areas, where the superficial North Atlantic waters now sink. Then, at the end of the XXI Century, a period of strong warming should resume (È. BARD).

On the other hand, no matter whether this will or won't happen in the future, our planet will soon be facing a series of emergencies connected to climatic changes. It is now certain that one of these will be the rise of sea levels. For many reasons this phenomenon, although with different intensities, is already affecting a good portion of the coastlines of all continents, exception being the few areas of our planet still subject to post-glacial stress release⁸. The current increment of sea levels (2,83 ± 0,06 mm/year) is definitely higher than the corresponding value recorded in the XX Century (1,5 - 2 mm/year) (A. CAZENAIVE⁹). Moreover, some areas of our planet, among them such critical ones as the Pacific Archipelagos, are witnessing sea level increments up to 30 mm/year.

Sticking to glaciers, their fusion contributes to this phenomenon for approx. 0,85 mm/year (about the 30% of the total), the main remaining contribution being due to thermal expansion of oceanic waters and other minor phenomena. At present, but the figures are going to change in the near future, 0,5 mm come from mountain glaciers ablation, 0,15 mm from Greenland's ice-cap and a scant 0,2 mm from Western Antarctica.

The future scenarios, according to Anny CAZENAIVE, will see an exponential rising of sea level until 2090-2100, afterwards the rising will be more variable and affected by greenhouse gas concentrations that will accumulate into the atmosphere. At any rate, oceans will continue to rise for centuries, though with a certain regional variability, reaching + 140-150 cm above current levels in the year 2500 (È. BARD). According to some models, the beginning of the IV millennium could see a rise of 8 meters (J. P. VAN YPERSELE¹⁰). For many countries, Italy included, even much smaller increments would mean ample losses of land.

Moving to a different level, one nearer to us, the speech delivered by Emmanuel LE ROY LADURIE¹¹ is particularly interesting. The French historian pointed out that the centuries of the Little Ice Age, and this needs to be stressed, did not exclude the first hint of a certain climatic variability. This should make us reflect, at least indirectly, upon the fact that the current changes have to be interpreted separately; on the one hand considering the prevailing long-term effects, on the other hand evaluating each single event. These

⁴ NASA Goddard Institute for Space Studies, New York (USA).

⁵ Pierre Simon Laplace Institute, Paris (F).

⁶ Collège de France, Paris (F).

⁷ PETER SCHWARTZ and DOUG RANDALL, An Abrupt Climate Change Scenario and Its Implications for United National Security (http://www.ems.org/climate/pentagon_climatechange.pdf).

⁸ This explains why, for example, Stockholm's mareograph is registering an apparent drop of sea levels.

⁹ CNES, Toulouse (F).

¹⁰ University of Louvain-la-Neuve (B).

¹¹ Collège de France, Paris (F).

events, nowadays as in the past, are not free of terrible consequences; the world's extreme climatic events, whose number keeps growing, (F. V. VAN ENGELEN¹²) are the cause of about 100.000 deaths each year, to a great extent localized in the third-world countries (A.-J. VALLERON¹³).

One way or another, LE ROY LADURIE again pointed out the possible divergence between climatic evolution and glacial dynamics, at least in the immediate future. This is what happened in the second half of '800 - still somewhat a "glaciological enigma" - when, despite the continuation of thermal trends typical of the Little Ice Age, a significant retreat of the Alpine glaciers took place. This is to say, in our words, that not even favourable temperatures are sometimes sufficient to guarantee a positive balance to our glacial masses.

In any case, this should not be the main concern for our generation and the next ones on such matters as climate changes and their effects. If the summer of 2003 has to be considered the typical summer of the future, as predicted by the forecasting models or, still worse, if it might even turn out to have been a cool one (J. JOUZEL), new and more evident reasons to be worried will arise. Should other alarming facts not be sufficiently clear, August 2003, with death counts exceeding the 10.000 mark - but Italy's authorities tried not to acknowledge it for almost one year¹⁴ - has triggered an alarm bell.

As said at the beginning of this paper, one of the goals of the Institution organizing this meeting was free and public divulgation of its scientific contents, too often restricted to a few insiders. There is no doubt that the Collège of France, with this meeting, has accomplished this task once more. The very same task is now transferred to those people responsible of building the difficult but necessary framework of human knowledge.

¹² Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bilt (NL).

¹³ INSERM, Paris (F).

¹⁴ It is not by chance that the interesting analyses by JOEL MENARD (Faculty of Medicine, INSERM, Paris) on the sanitary crisis of August 2003 could not benefit, in this session, from credible, official data from Italy.

32° INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

Firenze, 20-28 Agosto 2004

Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi ()*

Circa 7000 persone, provenienti da oltre 110 nazioni, hanno partecipato ai lavori del 32° Congresso Internazionale di Geologia, che ogni 4 anni riunisce geologi ed esperti di settori scientifici affini alla geologia. Le dimensioni del congresso (40 sale che lavorano in parallelo per 7 giorni, 336 sessioni di lavoro, 8398 interventi tra abstract e poster e 66 espositori presenti in una specifica area) rendono impossibile una sintesi dettagliata dei lavori, anche limitandosi ai soli interventi su temi di interesse più propriamente glaciologico. Lo scopo di questa paginetta è quello di invitare il lettore, interessato ad indagare fenomeni glaciali non riferibili solo all'Olocene o al continente europeo o desideroso di conoscere quali studiosi si occupano di specifiche indagini, ad entrare nel sito internet del congresso e ricercare gli abstract che più lo appassionano.

- <http://www.32igc.org/home.htm>
- scientific sessions
- session search

A solo titolo di esempio, segnaliamo il numero di argomenti (poster + comunicazioni orali) selezionabili tramite le principali *parole chiave*. - climate: 630; - glaciology: 3; - glacier: 65; - glaciers: 59; - ice: 265; - ice age: 77; - permafrost: 31; - antartica: 6; - artic: 2.

Florence, Italy, August 20-28, 2004

Almost 7000 experts, from more than 110 countries, attended the various sessions of the 32° International Geological Congress, held every 4 years in a different location around the world and convening geologists and specialists of scientific fields related to geology. The size of the Congress (40 meeting rooms working in parallel for 7 days, 336 worksessions, 8398 posters or oral presentations and a special GeoExpo area with 66 exhibitors) makes the illustration of the various works a much too cumbersome task, even if limited to those items specifically dealing with glaciology. The purpose of this report is to invite the reader, curious of investigating glacial phenomena not limited to the Holocene or to the European continent or eager to know which scientists are working on specific matters, to enter the Congress' web site and search the items of his/her interest.

- <http://www.32igc.org/home.htm>
- scientific sessions
- session search

The following example shows the number of items (posters or oral presentations) which can be investigated by using the appropriate keywords: - climate: 630; - glaciology: 3; - glacier: 65; - glaciers: 59; - ice: 265; - ice age: 77; - permafrost: 31; - antartica: 6; - artic: 2.

(*) Servizio Glaciologico Lombardo (Glaciological Service of Lombardy).

e-mail: flavio.cambieri@fastwebnet.it - mariaemilia@fastwebnet.it

RASSEGNA GLACIOLOGICA INTERNAZIONALE

International glaciological literature

(a cura di / by Sara Ballabio)

La rassegna raccoglie i titoli dei contributi scientifici internazionali in materia di glaciologia e scienze applicative connesse pubblicati nell'anno precedente a quello di uscita del presente numero di *Terra glacialis*. Nelle pagine seguenti è contenuto anche l'anno 2003, non pubblicato sul n. 7 di *Terra glacialis*.

BIBLIOGRAFIA GLACIOLOGICA / *Glaciological references*

ANNO / YEAR 2003

Annals of Glaciology - Vol. 36, 2003

Selected papers from the International Symposium on Fast Glacier Flow, held at Yakutat, Alaska, U.S.A., 10-14 June 2002

- W. D. Harrison and A. S. Post - *How much do we really know about glacier surging?*
M. Nolan - *The "Gallop Glacier" trots: decadal-scale speed oscillations within the quiescent phase*
C. S. Lingle and D. R. Fatland - *Does englacial water storage drive temperate glacier surges?*
A. L. J. Ford, R. R. Forster and R. L. Bruhn - *Ice surface velocity patterns on the Seward Glacier, Alaska/Yukon, and their implications for regional tectonics in the Saint Elias Mountains*
D. R. Fatland, C. S. Lingle and M. Truffer - *A surface motion survey of Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A*
J. J. Roush, C. S. Lingle, R. M. Guritz, D. R. Fatland and V. A. Voronina - *Surge-front propagation and velocities during the early-1993-95 surge of Bering Glacier, Alaska, U.S.A., from sequential SAR imagery*
D. C. Trabant, R. M. Krimmel, K. A. Echelmeyer, S. L. Zirnheld and D. H. Elsberg - *The slow advance of a calving glacier: Hubbard Glacier, Alaska, U.S.A*
D. J. Barclay, G. C. Wiles and P. E. Calkin - *An 850 year record of climate and fluctuations of the iceberg-calving Nellie Juan Glacier, south central Alaska, U.S.A*
R. J. Motyka, L. Hunter, K. A. Echelmeyer and C. Connor - *Submarine melting at the terminus of a temperate tidewater glacier, LeConte Glacier, Alaska, U.S.A*
L. Copland, M. J. Sharp, J. A. Dowdeswell - *The distribution and flow characteristics of surge-type glaciers in the Canadian High Arctic*
H. Björnsson, F. Pálsson, O. Sigurðsson and G. E. Flowers - *Surges of glaciers in Iceland*
G. Hilmar Gudmundsson, G. Aðalgeirsdóttir and H. Björnsson - *Observational verification of predicted increase in bedrock-to-surface amplitude transfer during a glacier surge*
S. Hansen - *From surge-type to non-surge-type glacier behaviour: midre Lovénbreen, Svalbard*
B. Kulesa, T. Murray - *Slug-test derived differences in bed hydraulic properties between a surge-type and non-surge-type Svalbard glacier*
T. Murray, A. Luckman, T. Strozzi and A. Nuttall - *The initiation of glacier surging at Fridtjovbreen, Svalbard*
G. S. Boulton, M. Hagdorn and N. R. J. Hulton - *Streaming flow in an ice sheet through a glacial cycle*
A. Luckman, T. Murray, H. Jiskoot, H. Pritchard and T. Strozzi - *ERS SAR feature-tracking measurement of outlet glacier velocities on a regional scale in East Greenland*
R. B. Alley, D. E. Lawson, E. B. Evenson and G. J. Larson - *Sediment, glaciolydraulic supercooling, and fast glacier flow*
H. Jiskoot, T. Murray and A. Luckman - *Surge potential and drainage-basin characteristics in East Greenland*
P. R. Prescott, J. P. Kenneally and T. J. Hughes - *Relating crevassing to non-linear strain in the floating part of Jakobsbavn Isbrae, West Greenland*
I. Willis, D. Mair, B. Hubbard, P. Nienow, U. H. Fischer and A. Hubbard - *Seasonal variations in ice deformation and basal motion across the tongue of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland*
G. Diolaiuti, M. Pecci, C. Smiraglia - *Liligo Glacier, Karakoram, Pakistan: a reconstruction of the recent history of a surge-type glacier*
C. R. Warren and M. P. Kirkbride - *Calving speed and climatic sensitivity of New Zealand lake-calving glaciers*
K. Jardine Eijpen, C. R. Warren and D. I. Benn - *Subaqueous melt rates at calving termini: a laboratory approach*
P. Skvarca, B. Raup and H. de Angelis - *Recent behaviour of Glacier Upsala, a fast-flowing calving glacier in Lago Argentino, southern Patagonia*
D. M. Rippin, M. J. Siegert and J. L. Bamber - *The englacial stratigraphy of Wilkes Land, East Antarctica, as revealed by internal radio-echo sounding layering, and its relationship with balance velocities*
A. Vieli and A. J. Payne - *Application of control methods for modelling the flow of Pine Island Glacier, Antarctica*
B. T. Rabus and O. Lang - *Interannual surface velocity variations of Pine Island Glacier, West Antarctica*
B. T. Rabus, O. Lang and U. Adolphs - *Interannual velocity variations and recent calving of Thwaites Glacier Tongue, West Antarctica*
D. G. Vaughan, A. M. Smith, P. Chandrika Nath and E. le Meur - *Acoustic impedance and basal shear stress beneath four Antarctic ice streams*
P. Christoffersen and S. Tulaczyk - *Thermodynamics of basal freeze-on: predicting basal and subglacial signatures of stopped ice streams and interstream ridges*
C. L. Hulbe, W. Wang, I. R. Joughin and M. J. Siegert - *The role of lateral and vertical shear in tributary flow toward a West Antarctic ice stream*
B. R. Parizek, R. B. Alley and C. L. Hulbe - *Subglacial thermal balance permits ongoing grounding-line retreat along the Siple Coast of West Antarctica*
S. W. Vogel, S. Tulaczyk and I. R. Joughin - *Distribution of basal melting and freezing beneath tributaries of Ice Stream C: implication for the Holocene decay of the West Antarctic ice sheet*

- B. P. Hubbard, A. Hubbard, H. M. Mader, J.L. Tison, K. Grust, P. W. Nienow** - *Spatial variability in the water content and rheology of temperate glaciers: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland*
- D.M.Cole** - *A dislocation-based analysis of the creep of granular ice: preliminary experiments and modeling*
- G. Gödert** - *A mesoscopic approach for modelling texture evolution of polar ice including recrystallization phenomena*
- S. H. Faria, G. M. Kremer and K. Hutter** - *On the inclusion of recrystallization processes in the modeling of induced anisotropy in ice sheets: a thermodynamicist's point of view*
- L. W. Morland and R. Staroszczyk** - *Strain-rate formulation of ice fabric evolution*
- T. Thorsteinsson, E. D. Waddington and R. C. Fletcher** - *Spatial and temporal scales of anisotropic effects in ice-sheet flow*
- S. Sugiyama, G. Hilmar Gudmundsson and J. Helbing** - *Numerical investigation of the effects of temporal variations in basal lubrication on englacial strain-rate distribution*
- A. C. Fowler** - *On the rheology of till*
- B. A. Patrick, A. F. Corvino and C. J.L. Wilson** - *Ice-flow measurements and deformation at marginal shear zones on Sorsdal Glacier, Ingrid Christensen Coast, East Antarctica*
- A. Fischer, H. Rott and H. Björnsson** - *Observation of recent surges of Vatnajökull, Iceland, by means of ERS SAR interferometry*
- A. Pralong, M. Funk and M. P. Lüthi** - *A description of crevasse formation using continuum damage mechanics*
- N. Reeh, E. L. Christensen, C. Mayer and O. B. Olesen** - *Tidal bending of glaciers: a linear viscoelastic approach*
- C. Scapozza and P. A. Bartelt** - *The influence of temperature on the small-strain viscous deformation mechanics of snow: a comparison with polycrystalline ice*
- Y. Wang, S. Kipfstuhl, N. Azuma, T. Thorsteinsson and H. Miller** - *Ice-fabrics study in the upper 1500 m of the Dome C (East Antarctica) deep ice core*
- Q.L. Yuanming, P. Yibing** - *Experimental study on the micro-fabric of frozen sediment using triaxial deformation and computerized tomography*
- T. H. Jacka, S. Donoghue, J. Li, W. F. Budd and R. M. Anderson** - *Laboratory studies of the flow rates of debris-laden ice*
- A. Svensson, K. G. Schmidt, Dorthe D.-Jensen, S. J. Johnsen, Y. Wang, S. Kipfstuhl, T. Thorsteinsson** - *Properties of ice crystals in NorthGRIP late- to middle-Holocene ice*
- A. Svensson, P. Baadsager, A. Persson, C.e Schött Hvidberg and M. Siggard-Andersen** - *Seasonal variability in ice crystal properties at NorthGRIP: a case study around 301m depth*
- D. E. Voigt, R. B. Alley, S. Anandakrishnan and M. K. Spencer** - *Ice-core insights into the flow and shut-down of Ice Stream C, West Antarctica*
- K. Guldbæk Schmidt and D. Dahl-Jensen** - *An ice crystal model for Jupiter's moon Europa*
- V. A. Pohjola and J. Hedfors** - *Studying the effects of strain heating on glacial flow within outlet glaciers from the Heimefrontfjella Range, Dronning Maud Land, Antarctica*
- B. De Smedt and F. Pattyn** - *Numerical modelling of historical front variations and dynamic response of Sofijskýj glacier, Altai mountains, Russia*
- B. Paschke and M. A. Lange** - *Dynamics and mass balance of the ice-sheet/ice-shelf regime at Nivlisen, Antarctica, as derived from a coupled three-dimensional numerical flow model*
- F. Saito, A. Abe-Ouchi and H. Blatter** - *Effects of first-order stress gradients in an ice sheet evaluated by a three-dimensional thermomechanical coupled model*
- C. Zweck and P. Huybrechts** - *Modeling the marine extent of Northern Hemisphere ice sheets during the last glacial cycle*
- R.G. Bingham, P.W. Nienow, M. J. Sharp** - *Intra-annual and intra-seasonal flow dynamics of a High Arctic polythermal valley glacier*
- G. Aðalgeirsdóttir, G. Hilmar Gudmundsson and H. Björnsson** - *A regression model for the mass-balance distribution of the Vatnajökull ice cap, Iceland*
- A. Sinisalo, A. Grinstead, J. C. Moore, E. Kärkäs and R. Pettersson** - *Snow-accumulation studies in Antarctica with ground-penetrating radar using 50, 100 and 800 MHz antenna frequencies*
- U. Christina Herzfeld and H. Mayer** - *Seasonal comparison of ice-surface structures in the ablation area of Jakobsbavn Isbræ drainage system, West Greenland*
- D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, S. P. Gogineni and H. Miller** - *Basal melt at NorthGRIP modeled from borehole, ice-core and radio-echo sounder observations*
- A. Sinisalo, J. C. Moore, R. S. W. van der Wal, R. Bintanja, S. Jonsson** - *A 14 year mass-balance record of a blue-ice area in Antarctica*
- A. Pälli, J. C. Moore, J. Jania and P. Glowacki** - *Glacier changes in southern Spitsbergen, Svalbard, 1901-2000*
- D. P. Winebrenner, B. E. Smith, G. A. Catania, H. B. Conway and C. F. Raymond** - *Radio-frequency attenuation beneath Siple Dome, West Antarctica, from wide-angle and profiling radar observations*
- J. Li, J. Zwally, H. Cornejo and D. Yi** - *Seasonal variation of snow-surface elevation in North Greenland as modeled and detected by satellite radar altimetry*
- M. Bougamont, S. Tulaczyk and I. Joughin** - *Numerical investigations of the slow-down of Whillans Ice Stream, West Antarctica: is it shutting down like Ice Stream C?*
- R. Staroszczyk** - *Plane ice-sheet flow with evolving and recrystallizing fabric*
- F. Rémy, L. Testut, B. Legrésy, A. Forieri, C. Bianchi and I. E. Tabacco** - *Lakes and subglacial hydrological networks around Dome C, East Antarctica*
- S. Sleewaegen, D. Samyn, S. J. Fitzsimons, R. D. Lorrain** - *Equifinality of basal ice facies from an Antarctic cold-based glacier*
- J. Hedfors, V. Peyaud, V. A. Pohjola, P. Jansson and R. Pettersson** - *Investigating the ratio of basal drag and driving stress in relation to bedrock topography during a melt season on Storglaciären, Sweden, using force-budget analysis*

- K. Melvold, T. Schuler and G. Lappégard-** *Ground-water intrusions in a mine beneath Høgenesbreen, Svalbard: assessing the possibility of evacuating water subglacially*
- F. Pattyn, B. de Smedt, S. de Brabander, W. van Huele, A. Agatova, A. Mistrukov and H. Decler-** *Ice dynamics and basal properties of Sofijskij glacier, Altai mountains, Russia, based on DGPS and radio-echo sounding surveys*
- J. Kohler, J. C. Moore, E. Isaksson-** *Comparison of modelled and observed responses of a glacier snowpack to ground-penetrating radar*
- A. Pälli, J. C. Moore and C. Rolstad-** *Firn-ice transition-zone features of four polythermal glaciers in Svalbard seen by ground-penetrating radar*
- S. Fujita, K. Matsuoka, H. Maeno and T. Furukawa-** *Scattering of VHF radio waves from within an ice sheet containing the vertical-girdle-type ice fabric and anisotropic reflection boundaries*
- B. Benjumea, Y. Y. Macheret, F. J. Navarro and T. Teixidó-** *Estimation of water content in a temperate glacier from radar and seismic sounding data*
- D. J. Baldwin, J. L. Bamber, A. J. Payne and R. L. Layberry-** *Using internal layers from the Greenland ice sheet, identified from radio-echo sounding data, with numerical models*
- A. Bauder, M. Funk and G. H. Gudmundsson-** *The ice-thickness distribution of Unteraargletscher, Switzerland*
- L. Testut, R. Hurd, R. Coleman, F. Rémy and B. Legrésy-** *Comparison between computed balance velocities and GPS measurements in the Lambert Glacier basin, East Antarctica*
- O. Eisen, F. Wilhelms, U. Nixdorf and H. Miller-** *Identifying isochrones in GPR profiles from DEP-based forward modeling*
- J. L. Bamber, D. J. Baldwin and S. P. Gogineni-** *A new bedrock and surface elevation dataset for modelling the Greenland ice sheet*
- F. Carsey, C. T. Mogensen, A. Behar, H. Engelhardt and A. L. Lane-** *Science goals for a Mars polar-cap subsurface mission: optical approaches for investigations of inclusions in ice*
- M. J. Siegert, A. J. Payne and I. Joughin-** *Spatial stability of Ice Stream D and its tributaries, West Antarctica, revealed by radio-echo sounding and interferometry*
- P. Forsström, O. Sallasmaa, R. Greve and T. Zwinger-** *Simulation of fast-flow features of the Fennoscandian ice sheet during the Last Glacial Maximum*
- R. C.A. Hindmarsh-** *Thermomechanical coupling of ice flow with the bedrock*
- W. Wang, H. J. Zwally, C. L. Hulbe, M. J. Siegert and I. Joughin-** *Anisotropic ice flow leading to the onset of Ice Stream D, West Antarctica: numerical modelling based on the observations from Byrd Station borehole*

 *Annals of Glaciology - Vol. 37, 2003*

Papers from the International Symposium on Snow and Avalanches held at Davos, Switzerland, 2–6 June 2002

- J. Schweizer, G. Michot and H. O. K. Kirchner-** *On the fracture toughness of snow*
- M. Zaiser -** *Slab avalanche release viewed as interface fracture in a random medium*
- U. Gruber, P. Hägeli, D. M. McClung and E. Manners-** *Large-scale snow instability patterns in Western Canada: first analysis of the CAA-InfoEx database 1991-2002*
- T. Yamamoto, K. Matsuoka and R. Naruse-** *Observation of internal structures of snow covers with a ground-penetrating radar*
- V. N. Golubev and S. A. Sokratov-** *Regular packing of grains as a model of snow structure*
- A. Bouchet, M. Naaim, H. Bellot and F. Ousset-** *Experimental study of dense snow avalanches: velocity profiles in steady and fully developed flows*
- T. Sato, K. Kosugi and A. Sato-** *Development of saltation layer of drifting snow*
- F. Flin, J.B. Brzoska, B. Lesaffre, C. Coléou and Romeo A. Pieritz-** *Three-dimensional geometric measurements of snow microstructural evolution under isothermal conditions*
- R. A. Pieritz, J.B. Brzoska, F. Flin, B. Lesaffre and C. Coléou-** *From snow X-ray microtomograph raw volume data to micromechanics modeling: first results*
- Y. Durand, G. Guyomarc'h, L. Mérindol and J. G. Corripio-** *Two-dimensional numerical modelling of surface wind velocity and associated snowdrift effects over complex mountainous topography*
- J. N. McElwaine, N. Maeno and K. Sugiura-** *The splash function for snow from wind-tunnel measurements*
- R. Bintanja-** *The mass balance of a dry snow surface during a snowstorm*
- J. Oerlemans and E. J. Klok-** *Effect of summer snowfall on glacier mass balance*
- E. Alfnes, L. M. Andreassen, R. V. Engeset, T. Skaugen and H.C. Udnæs-** *Temporal variability in snow distribution*
- K. Rikiishi and J. Sakakibara-** *Seasonal cycle of the snow coverage in the former Soviet Union and its relation with atmospheric circulation*
- I. Takei and N. Maeno-** *Mechanical vibration responses of snow samples near the melting temperature*
- T. Faug, M. Naaim and F. Naaim-Bouvet-** *Experimental and numerical study of granular flow and fence interaction*
- A. Mishra and P. Mahajan-** *A constitutive law for snow taking into account compressibility*
- P. Etchevers, E. Martin, R. Brown, C. Fierz, Y. Lejeune, E. Bazile, A. Boone, Y.J. Dai, R. Essery, A. Fernandez, Y. Gusev, R. Jordan, V. Koren, E. Kowalczyk, N. O. Nasonova, R. D. Pyles, A. Schlosser, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, U. Strasser, D. Verseyghy, T. Yamazaki and Z.L. Yang-** *Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project)*
- T. Skaugen, E. Alfnes, E. G. Langsholt and H.C. Udnæs-** *Time-variant snow distribution for use in hydrological models*
- B. Jamieson and C. Fierz-** *Heat flow from wet to dry snowpack layers and associated faceting*
- J. Pomeroy, R. Essery and B. Toth-** *Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: observations in a sub-arctic mountain catchment*
- K. Kronholm, M. Schneebeli and J. Schweizer-** *Spatial variability of micropenetration resistance in snow layers on a small slope*
- K. W. Birkeland, K. Kronholm, M. Schneebeli and C. Pielmeier-** *Changes in the shear strength and micro-penetration hardness of a buried surface-hoar layer*

- K. Rikiishi, E. Hashiyai and M. Imai- *Linear trends of the length of snow-cover season in the Northern Hemisphere as observed by satellites in the period 1972-2000*
- S. Rasmus, J. Räisänen and M. Lehning- *Estimating snow conditions in Finland in the late 21st century using the SNOWPACK-model with regional climate scenario data as input*
- N. Foppa, S. Wunderle, A. Hauser, D. Oesch and F. Kuchen- *Operational sub-pixel snow mapping over the Alps with NOAA AVHRR data*
- M. Sturm and C. Benson- *Scales of the spatial heterogeneity for perennial and seasonal snow layers*
- R. Essery, J. Pomeroy- *Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: theoretical considerations*
- S. Yamaguchi, A. Sato, M. Lehning- *Application of the numerical snowpack model (SNOWPACK) to the wet-snow region in Japan*
- M. Stähli, M. Stacheder, D. Gustafsson, S. Schläger, M. Schneebeli and A. Brandelik- *A new in-situ sensor for large-scale snow cover monitoring*
- I. Meirold-Mautner and M. Lehning- *Measurements and model calculations of the solar shortwave fluxes in snow on Summit, Greenland*
- M. Ishizaka- *Climatic response of snow depth to recent warmer winter seasons in heavy snowfall areas in Japan*
- O. Abe- *Shear strength and angle repose of snow layers including graupel*
- J. Li and H. J. Zwally- *Modeling the density variation in the shallow firn layer*
- T. Keller, C. Pielmeier, C. Rixen, F. Gadiant, D. Gustafsson and M. Stähli- *Impact of artificial snow and ski-slope grooming on snowpack properties and soil thermal regime in a sub-alpine ski area*
- S. H. Haraldsdóttir, H. Ólafsson, Y. Durand, G. Giraud and Laurent Mérindol- *A system for prediction of avalanche hazard in the windy climate of Iceland*
- M. Lehning, C. Fierz, B. Brown and B. Jamieson- *Modelling instability for the snow cover model SNOWPACK*
- M. Nemoto, K. Nishimura, S. Kobayashi and K. Izumi- *Numerical study of the time development of drifting snow and its relation to the spatial development*

 *Annals of Glaciology - Vol. 39, 2003*

Papers accepted from the Seventh International Symposium on Antarctic Glaciology (ISAG-7) held at Milano, Italy, 25-29 August, 2003

- M. Albert, C. Shuman, Z. Courville, R. Bauer, M. Fahnestock, T. Scambos- *Extreme firn metamorphism: impact of extended ventilation and vapor transport at a low-accumulation glazed site on the East Antarctic plateau*
- C. Baroni, A. Biasini, A. Bondesan, A. Cimbelli, M. Frezzotti, M. Meneghel, G. Orbelli, M.C. Salvatore, I.E. Tabacco, L. Vittuari- *Antarctic geomorphological and glaciological 1:250,000 map series. Mt Murchison Quadrangle (northern Victoria Land), Antarctica*
- S. Becagli, M. Proposito, S. Benassai, O. Flora, L. Genoni, R. Gragnani, O. Largiuni, S.L. Pili, M. Severi, B. Stenni, R. Traversi, R. Udisti, M. Frezzotti- *Chemical and isotopic snow variability in East Antarctica along the 2001/02 ITASE traverse*
- Bertler, N.A.N., Barrett, P.J., Mayewski, P.A., Sneed, S., Handley, M., Kreutz, K.J.- *Snow chemistry gradients across the McMurdo Dry Valleys, Antarctica*
- C. Bianchi, A. Forieri, I. E. Tabacco- *Electromagnetic reflecting properties of sub-ice surfaces*
- I. C. Brown, T. A. Scambos- *Monitoring changes in blue-ice extent near Byrd Glacier, Antarctica*
- G. Casassa, A. Rivera, H. Lange- *Elevation change and ice flow at Horseshoe Valley, Patriot Hills, Antarctica*
- M. Craven, I. Allison, R. Brand, A. Elcheikh, M. Hemer, S. Donohue- *The AMISOR hot-water-drilling project*
- D. Dixon, P. Mayewski, S. Sneed, M. Handley- *A 200 year West Antarctic paleoclimate record from U.S. ITASE ice cores*
- M. R. Drinkwater, N. Floury, M. Tedesco- *L-band Antarctic ice sheet brightness temperatures: spectral-emission modelling, temporal stability and impact of the ionosphere*
- Mark R. Drinkwater, R. Francis G. Ratier, D.J. Wingham- *CryoSat: an ESA mission to measure variability in the cryosphere*
- A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov, I.N. Kuzmina, J.R. Petit, V. Masson-Delmotte, S.J. Johnsen- *The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, Antarctica, over the past 200 years*
- H. Engelhardt- *Thermal regime and dynamics of the West Antarctic ice sheet*
- E. Ermolin, H. de Angelis, F. Rau, P. Skvarca- *Ground ice in permafrost on Seymour (Marambio) and Vega Islands, Antarctic Peninsula*
- S. H. Faria, Sepp Kipfstuhl- *Preferred slip-band orientations and bending observed in the Dome Concordia (Antarctica) ice core*
- J. G. Ferrigno, R. S. Williams Jr, K. M. Foley- *Coastal change and glaciological map of the Saunders Coast area, Antar., 1972-97*
- F. Alessandro, L. Zucconi, A. Bini, A. Zirizzotti, I. E. Tabacco- *New bed topography of Dome C, Antarctica*
- M. Frezzotti, G. Bitelli, F. Coren, P. De Michelis, A. Deponti, A. Forieri, S. Gandolfi, V. Maggi, F. Mancini, F. Rémy, P. Sterzai, S. Urbini, L. Vittuari, A. Zirizzotti- *Geophysical survey at Talos Dome (East Antarctica): the search for a deep new drilling site*
- C. Genthon- *Space-time Antarctic surface mass balance variability from climate models*
- A.J. Gow, D. Meese, R. Bialas- *Density profiles and crystal-growth trends observed in U.S. ITASE firn and ice cores from West Antarctica*
- M. Guglielmin, H. M. French- *Ground ice in the northern foothills (northern Victoria Land, Antarctica)*
- G. Hamilton- *Topographic forcing of local accumulation rate variability and implications for ice-core interpretation*
- J. Hedfors, V. A. Pohjola- *Ice flux and dynamic character of Ploggreen, Dronning Maud Land, Antarctica*
- M.M. Helsen, R.S.W. van de Wal, M.R. van den Broeke, C.H. Reijmer, H.A.J. Meijer, E.R.Th. Kerstel- *Modelling the isotopic composition of Antarctic snow using backward trajectories: a case study for Dronning Maud Land*
- A. Hori, T. Hondoh, V. Y. Lipenkov- *Ice lattice distortion along the deepest section of the Vostok core (Antarctica) from X-ray diffraction measurements*

- A. Hubbard, W. Lawson, B. Anderson, R. Hindmarsh, B. Hubbard- *Evidence for extensive sub-glacial ponding across the tongue of Taylor Glacier, Antarctica*
- Y. Izuka, M. Takata, S. Fujita, T. Hondoh, Y. Fujii- *Short-term fluctuations of soluble ions in the last glacial period of the Dome Fuji ice core, Antarctica*
- T.H. Jacka, W.F. Budd, A. Holder- *A further assessment of surface temperature changes at stations in the Antarctic and Southern Ocean - 1949 to 2002*
- I. Joughin, D. Vaughan- *Marine ice beneath the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica: a comparison of estimated thickness distributions*
- M. Kaczmarek, L. Karlöf, E. Isaksson, J. G. Winther, F. Godtliebsen, C. Hofstede, M. van den Broeke, R. Van De Wal, N. Gundestrup- *Dating a coastal ice core using ECM, DEP and oxygen isotopes*
- S. Kaspari, P. A. Mayewski, S. Sneed, M. Handley- *West Antarctic climate reconstruction based on the 2001-2002 U.S. ITASE ice cores*
- T. Kawamura, M.O. Jeffries, J.-L. Tison, H.R. Krouse- *Superimposed ice formation in summer on Ross Sea pack-ice floes, Antar.*
- M. Kohno, Y. Fujii, T. Hirata- *Chemical composition of volcanic glasses in visible tephra layers found in an ice core from Dome Fuji, Antarctica*
- G.J.-M. C. Leysinger Vieli, M. J. Siegert, R. Hindmarsh, A. J. Payne- *Reconstructing ice sheet accumulation rates at Ridge B, East Antarctica*
- O. Magand, M. Frezzotti, M. Pourchet, B. Stenni, L. Genoni, M. Fily- *Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica*
- F. Marino, W. Maggi, B. Delmonte, G. Ghermandi, J.R. Petit- *Atmospheric dust elemental composition (Si, Fe, Ti) of the last 220 kyr from the EPICA ice core (Dome Concordia, Antarctica)*
- C. Martín, F. Navarro, J. Otero, M.L. Cuadrado, M.I. Corcuera- *Three-dimensional modelling of the dynamics of Johnsons Glacier (Livingston Island, Antarctica)*
- P. A. Mayewski, K. Maasch, V. Morgan, T. van Ommen, I. Goodwin- *A 700 year record of the Antarctic Oscillation and implications for understanding the global climate system*
- M. Song, D. M. Cole, I. Baker- *Initial experiments on the effect of particles at grain boundaries on the anelasticity and creep behavior of granular ice*
- M. Motta, L. Motta - *Distribution and modality of melting processes on Terra Nova Bay coast's local glaciers, Antarctica*
- K. Neumann, W. Berry Lyons, J. C. Prisco, D. J. Desmarais- *The carbon isotopic composition of dissolved inorganic carbon in perennially ice-covered Antarctic lakes: searching for a biogenic signature*
- J. Oerlemans- *The Antarctic ice sheet in different climates: results from simple modelling*
- H. Oerter, W. Graf, H. Meyer, F. Wilhelms- *Epica ice core Dronning Maud Land, Antarctica: first results from stable-isotope measurements*
- L. Placidi, S. H. Faria, K. Hutter- *On the role of grain growth, recrystallization and polygonization in a continuum theory for anisotropic ice sheets*
- V. A. Pohjola, J. Hedfors and P. Holmlund- *Investigation of the balance flux in the small outlet glacier Bonnerie-Svendsenbreen, Heimefrontfjella Range, Dronning Maud Land, Antarctica*
- L. Pruetz, K. Kreutz, M. Wadleigh, P. Mayewski, A. Kurbatov- *Sulfur isotopic measurements from a West Antarctic ice core: implications for sulfate source and transport*
- Q. Dahe, X. Cunde, I. Allison, B. Linggen, M. Yan, R. Jiawen- *Snow surface height variations on the Antarctic ice sheet in Princess Elizabeth Land, Antarctica: one year of data from an automatic weather station*
- R. Raffi, B. Stenni, O. Flora, S. Polesello, M. Camusso- *Growing processes of an inland Antarctic ice wedge (Mesa Range, northern Victoria Land)*
- F. Rau, R. Jaña, H. de Angelis, J. A. Neto, F. Mauz, S. Vogt, P. Skvarca, H. Saurer, H. Gossmann- *Variations of glacier frontal positions on the northern Antarctic Peninsula*
- F. Rémy, B. Légrésy, C. Lanseau, M. Llubes- *Subglacial hydrological networks in Antarctica and their impact on ice flow*
- U. Rick, M. Albert- *Relationships between snow microstructure and permeability near a potential deep-drilling site in West Antarctica*
- R. Jiawen, S. Junying, Q. Dahe- *Preliminary results of snow-pit study in the hinterland along the Zhongshan-Dome Argus traverse route, Antarctica*
- E. Rignot, R. Thomas, G. Casassa, E. Frederick, S. Gogineni, P. Kanagaratnam, W. Krabill, A. Rivera, R. Russell, J. Sonntag, R. Swift, C. Teitel, J. Yungel- *Revised estimate of the mass balance of the glaciers draining into the Amundsen Sea sector of West Antarctica using data from the 2002 NASA/CECS airborne campaign*
- D.M. Rippin, J.L. Bamber, M.J. Siegert, D.G. Vaughan, H.F.J. Corr- *The Role of Ice Thickness and Bed Properties on the Dynamics of the Enhanced Flow Tributaries of Bailey Ice Stream and Slessor Glacier, East Antarctica*
- U. Ruth, R. Mulvaney, D. Wagenbach, H. Oerter, H. Pulz, W. Graf, G. Littot and T. McCormack- *Comprehensive 1000 year climatic history from an intermediate ice core from the Berkner Island South Dome, Antarctica*
- F. Saito and A. Abe-Ouchi- *Thermal structure of Dome Fuji and East Dronning Maud Land, Antarctica, simulated by a three-dimensional ice-sheet model*
- A. N. Salamatin, E. A. Tsiganova, V. Y. Lipenkov, J.R. Petit- *Vostok (Ant.) ice-core time scale from datings of different origins*
- C. Salvi, G. Salvi, B. Stenni, A. Brambati- *Paleoenvironmental aspects in the Ross Sea, Antarctica, during the last 15 ky BP: a comparison between sediment and ice cores*
- E. Schlosser, C. H. Reijmer, H. Oerter- *The influence of origin of precipitation on the $\delta^{18}O$ -T relationship at Neumayer station, Ekströmisen, Antarctica*
- A. Sinisalo, A. Grinsted, J. Moore, R. van de Wal, J. Vehviläinen- *On the age determination of surface blue ice in Scharffenbergbotnen, Antarctica*
- P. Skvarca, H. De Angelis, E. Ermolin- *Mass-balance studies on "Glaciar Babia del Diablo", Vega Island, Antarctic Peninsula*

- P. Skvarca, H. De Angelis, A. F. Zakrajsek - *Dynamics, mass-balance and climatic conditions over Larsen B Ice Shelf, Antarctic peninsula, prior to its collapse*
- C. Smiraglia, M. Motta, G. Vassena, G. Diolaiuti - *Dry-calving processes at the ice cliff of an Antarctic local glacier: the case study of Strandline Glacier (northern Victoria land, Antarctica)*
- V. B. Spikes, S. Arcone, G. Hamilton, P. Mayewski, D. Dixon, S. Kaspari - *Spatial and temporal variability in West Antarctic snow-accumulation rates*
- B. Stauffer - *The Dome Concordia (Antarctica) deep ice core: dreams and justified expectations.*
- R. Stosius, U. C. Herzfeld - *Geostatistical methods for combination of radar altimeter data and SAR data applied to Lambert Glacier/Amery Ice Shelf, Antarctica*
- M. Takata, Y. Iizuka, T. Hondoh, S. Fujita, Y. Fujii and H. Shoji - *Stratigraphy analysis of Dome Fuji (Antarctica) ice core using optical scanner*
- R. H. Thomas, E. Rignot - *Force-balance analysis of Pine Island Glacier, Antarctica, suggests cause for recent acceleration*
- R. Traversi, C. Barbante, V. Gaspari I. Fattori, O. Largiuni, L. Magaldi, R. Udisti - *Aluminium and iron record for the last 28 kyr derived from the Antarctic EDC96 ice core using new CFA methods*
- R. Udisti, S. Becagli, R. Traversi, E. Wolff, M. De Angelis, M.E. Hansson, J.P. Steffensen, J. Schwander - *Time shift and sensitivity to climate changes of environmental markers during the last glacial-interglacial transition as recorded at Dome Concordia (East Antarctica)*
- R. Udisti, S. Becagli, S. Benassai, I. Fattori, M. Innocenti, A. Migliori, R. Traversi - *Atmosphere-snow interaction by a comparison between aerosol and uppermost snow layers composition at Dome Concordia (East Antarctica)*
- M. R. van den Broeke, N. van Lipzig - *Sensitivity of Antarctic temperature and accumulation to the Antarctic Oscillation*
- T. D. van Ommen, V. Morgan, M. A. J. Curran - *Deglacial changes in palaeoaccumulation at Law Dome, Antarctica*
- L. Vittuari, C. Vincent, M. Frezzotti, S. Gandolfi, F. Mancini and A. Capra - *Space geodesy as a tool for ice surface deformation at Dome Concordia site and between Terra Nova Bay and Dome C (East Antarctica)*
- We. Wang, J. Li, J. Zwally, V. Morgan, T. D. van Ommen - *The effect of the variation in anisotropic flow properties on the ice-sheet surface-elevation change*
- D. P. Winebrenner, E. J. Steig, D. P. Schneider - *Temporal co-variation of surface and microwave brightness temperatures in Antarctica, with implications for the observation of surface-temperature variability using satellite data*
- X. Cunde, R. Jiawen, Q. Dahe, I. Allison, L. Zhongqin - *Meteorological and glaciological evidences for climatic differences between the eastern and western sides of Lambert Glacier basin, Antarctica*
-  *Journal of Glaciology - Vol. 49, Nos. 164, 2003*
- Y. Baisheng, D. Yongjian, L. Fengjing and L. Caohai - *Responses of various-sized alpine glaciers and runoff to climatic change*
- E. E. Adams and D. A. Miller - *Ice crystals grown from vapor onto an orientated substrate: application to snow depth-bow development and gas inclusions in lake ice*
- W. D. Harrison, C. F. Raymond, K. A. Echelmeyer and R. M. Krimmel - *A macroscopic approach to glacier dynamics*
- D. R. MacAyeal, T. A. Scambos, C. L. Hulbe and M. A. Fahnestock - *Catastrophic ice-shelf break-up by an ice-shelf-fragment-capsize mechanism*
- L. W. Gold - *Statistical behaviour of the deformation for first loading of polycrystalline ice*
- R. J. Motyka and K. A. Echelmeyer - *Taku Glacier (Alaska, U.S.A.) on the move again: active deformation of proglacial sediments*
- M. Von Moos, P. Bartelt, A. Zweidler and E. Bleiker - *Triaxial tests on snow at low strain rate. Part I. Experimental device*
- J. M. Ramage and B. L. Isacks - *Interannual variations of snowmelt and refreeze timing in southeast-Alaskan icefields, U.S.A*
- L. Shiyin, S. Wenxin, S. Yongping and L. Gang - *Glacier changes since the Little Ice Age maximum in the western Qilian Shan, northwest China, and consequences of glacier runoff for water supply*
- A. L. Lowe and J. B. Anderson - *Evidence for abundant subglacial meltwater beneath the paleo-ice sheet in Pine Island Bay, Antarctica*
- J. Francis Pinglot, R. A. Vaikmäe, K. Kamiyama, M. Igarashi, D. Fritzsche, F. Wilhelms, R. Koerner, L. Henderson, E. Isaksson, J.G. Winther, R. S. W. van de Wal, M. Fournier, P. Bouisset and H. A. J. Meijer - *Ice cores from Arctic sub-polar glaciers: chronology and post-depositional processes deduced from radioactivity measurements*
-  *Journal of Glaciology - Vol. 49, Nos. 165, 2003*
- S. Yamaguchi, R. Naruse, S. Sugiyama, T. Matsumoto and Y. D. Murav'yev - *Initial investigations of dynamics of the maritime Koryto glacier, Kamchatka, Russia*
- S. V. Popov, A. N. Sheremet'yev, V. N. Masolov, V. V. Lukin, A. V. Mironov and V. S. Luchininov - *Velocity of radio-wave propagation in ice at Vostok station, Antarctica*
- N. Reeh, J. J. Mohr, S. N. Madsen, H. Oerter and N.S. Gundestrup - *Three-dimensional surface velocities of Storstrommen glacier, Greenland, derived from radar interferometry and ice-sounding radar measurements*
- J. J. Mohr, N. Reeh and S. N. Madsen - *Accuracy of three-dimensional glacier surface velocities derived from radar interferometry and ice-sounding radar measurements*
- V. B. Spikes, B. M. Csathó, G. S. Hamilton and I. M. Whillans - *Thickness changes on Whillans Ice Stream and Ice Stream C, West Antarctica, derived from laser altimeter measurements*
- B. G. Mark and G. O. Seltzer - *Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru*
- W. H. Theakstone - *Oxygen isotopes in glacier-river water, Austre Okstindbreen, Okstindan, Norway*
- G. K. C. Clarke - *Hydraulics of subglacial outburst floods: new insights from the Spring-Hutter formulation*
- V. B. Spikes, B. M. Csathó and I. M. Whillans - *Laser profiling over Antarctic ice streams: methods and accuracy*
- H. Yuanqing, G. Juan and Z. Dian - *What is the major reason for glacier retreat on Yulong mountain, China?*

 *Journal of Glaciology* - Vol. 49, Nos. 166, 2003

- K. C. Leonard and A. C. Fountain- *Map-based methods for estimating glacier equilibrium-line altitudes*
L. Copland, M. J. Sharp and P. Nienow- *Links between short-term velocity variations and the subglacial hydrology of a predominantly cold polythermal glacier*
E. C. Pettit and E. D. Waddington- *Ice flow at low deviatoric stress*
M. Sturm and G. E. Liston- *The snow cover on lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, U.S.A.*
H. Pritchard, T. Murray, T. Strozzì, S. Barr and A. Luckman- *Surge-related topographic change of the glacier Sortebrae, East Greenland, derived from synthetic aperture radar interferometry*
M. Montagnat and E. M. Schulson- *On friction and surface cracking during sliding of ice on ice*
A. W. Rempel and J. S. Wettlaufer- *Isotopic diffusion in polycrystalline ice*
L. Copland, M. J. Sharp, P. W. Nienow and R. G. Bingham- *The distribution of basal motion beneath a High Arctic polythermal glacier*
M. P. Kirkbride and A. J. Dugmore- *Glaciological response to distal tephra fallout from the 1947 eruption of Hekla, south Iceland*
F. Pattyn and R. Naruse- *The nature of complex ice flow in Shirase Glacier catchment, East Antarctica*
M.S. de Ruyter de Wildt and J. Oerlemans- *Satellite retrieval of mass balance: comparing SAR images with albedo images and in situ mass-balance observations*
J. Chueca, A. Julián and I. López- *Variations of Glacier Coronas, Pyrenees, Spain, during the 20th century*
L. A. Rasmussen, H. B. Conway- *Using upper-air conditions to estimate South Cascade Glacier (Washington, USA) summer balance*
B. Goodsell, B. Anderson, W. Lawson- *Supraglacial routing of subglacial water at Franz Josef Glacier, South Westland, New Zealand*

 *Journal of Glaciology* - Vol. 49, Nos. 167, 2003

- J. Woodward, T. Murray, R. A. Clark and G. W. Stuart- *Glacier surge mechanisms inferred from ground-penetrating radar: Kongsvegen, Svalbard*
T. Thorsteinsson, C. F. Raymond, G. H. Gudmundsson, R. A. Bindschadler, P. Vornberger and I. Joughin- *Bed topography and lubrication inferred from surface measurements on fast-flowing ice streams*
E. J. Klok, W. Greuell and J. Oerlemans- *Temporal and spatial variation of the surface albedo of Morteratschgletscher, Switzerland, as derived from 12 Landsat images*
E. Berthier, B. Raup and T. Scambos- *New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery*
C. H. Reijmer and M. R. van den Broeke- *Temporal and spatial variability of the surface mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica, as derived from automatic weather stations*
L. Padman, M. King, D. Goring, H. Corr and R. Coleman- *Ice-shelf elevation changes due to atmospheric pressure variation*
E. Le Meur and C. Vincent- *A two-dimensional shallow ice-flow model of Glacier de Saint-Sorlin, France*
Y. Jianping, D. Yongjian, C. Rensheng, L. Shiyin and L. Anxin- *Causes of glacier change in the source regions of the Yangtze and Yellow rivers on the Tibetan Plateau*
N. S. Arnold and W. G. Rees- *Self-similarity in glacier surface characteristics*
D. Mair, I. Willis, U. H. Fischer, B. Hubbard, P. Nienow and A. Hubbard- *Hydrological controls on patterns of surface, internal and basal motion during three "spring events": Haut Glacier d'Arolla, Switzerland*
Carissa L. Carter, David P. Dethier and Robert L. Newton- *Subglacial environment inferred from bedrock-coating siltskins, Mendenhall Glacier, Alaska, U.S.A.*
B. Hanson and R. L.B. Hooke- *Buckling rate and overhang development at a calving face*
S. O'Neel, K. A. Echelmeyer, R. J. Motyka- *Short-term variations in calving of a tidewater glacier: LeConte Glacier, Alaska, USA*
E. M. Morris and J. D. Cooper- *Density measurements in ice boreholes using neutron scattering*

 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* - Vol. 35, No. 1, Febbraio 2003

- S. Yamaguchi, R. Naruse, T. Matsumoto, H. Ohno- *Multiday Variations in Flow Velocity at Glacier Soler, N. Patagonia, Chile*
Ó. Ingólfsson, C. Hjort, O. Humlum- *Glacial and Climate History of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum*
J. T. Andrews and G. Helgadóttir- *Late Quaternary Ice Cap Extent and Deglaciation, Húnaflói, Northwest Iceland: Evidence from Marine Cores*
G. Diolaiuti, C. D'Agata, and C. Smiraglia- *Belvedere Glacier, Monte Rosa, Italian Alps: Tongue Thickness and Volume Variations in the Second Half of the 20th Century*
J. O. Hagen, K. Melvold, F. Pinglot, and J. A. Dowdeswell- *On the Net Mass Balance of the Glaciers and Ice Caps in Svalbard, Norwegian Arctic*
N. Cannone and R. Gerdol- *Vegetation as an Ecological Indicator of Surface Instability in Rock Glaciers*

 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* - Vol. 35, No. 4, Febbraio 2003

- B. Landl, H. Björnsson, and M. Kuhn- *The Energy Balance of Calved Ice in Lake Jökulsárlón, Iceland*
J. G. Cogley and M. S. McIntyre- *Fless Altitudes and Other Morphological Estimators of Glacier Equilibrium Lines*
J. S. Munroe- *Estimates of Little Ice Age Climate Inferred through Historical Re-photography, Northern Uinta Mountains, U.S.A.*

 *Journal of Quaternary Science*, Volume 18, Issue 1, 2003

- J. M. García-Ruiz, B. L. Valero-Garcés, C. Martí-Bono, P. González-Sampéris - *Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees*

 *Journal of Quaternary Science, Volume 18, Issue 3-4, 2003*

B. Laignel, F. Quesnel, C. Spencer, R. Meyer, J. P. Lautridou - *Slope clay-with-flints (biefs à silex) as indicators of Quaternary*

 *Journal of Quaternary Science, Volume 18, Issue 5, 2003*

J. F. Hiemstra, K. F. Rijdsdijk - *Observing artificially induced strain: implications for subglacial deformation*

St. Winkler, J.A. Matthews, R. A. Shakesby, P. Q. Dresser - *Glacier variations in Breheimen, southern Norway: dating Little Ice Age moraine sequences at seven low-altitude glaciers*

A. Clarhäll, K. N. Jansson - *Time perspectives on glacial landscape formation - glacial flow chronology at Lac aux Goëlands, northeastern Québec, Canada*

K. van Huissteden, J. Vandenberghe, D. Pollard - *Palaeotemperature reconstructions of the European permafrost zone during marine oxygen isotope Stage 3 compared with climate model results*

 *Journal of Quaternary Science, Vol. 18, Issue 6, 2003*

D. McCarroll, K. F. Rijdsdijk - *Deformation styles as a key for interpreting glacial depositional environments*

H. Lokrantz, Ó. Ingólfsson, S. L. Forman - *Glaciotectonised Quaternary sediments at Cape Shpindler, Yugorski Peninsula, Arctic Russia: implications for glacial history, ice movements and Kara Sea Ice Sheet configuration*

 *Quaternary International - Vol. 99-100, 2003*

N. Catto - *The last glacial maximum and deglaciation, Northern North Atlantic rim*

M. R. Gipp - *Subsidence and tectonic controls on glacially influenced continental margins: examples from the Gulf of Alaska and the western Scotian Shelf and Slope*

J. Knight - *Evaluating controls on ice dynamics in the north-east Atlantic using an event stratigraphy approach*

J. Shaw - *Submarine moraines in Newfoundland coastal waters: implications for the deglaciation of Newfoundland and adjacent areas*

 *Quaternary International - Vol. 105, 2003*

B. van Geel, J. van der Plicht and H. Renssen - *Major $\Delta^{14}C$ excursions during the late glacial and early Holocene: changes in ocean ventilation or solar forcing of climate change?*

 *Quaternary International - Vol. 108, 2003*

C. Kull, F. Hänni, M. Grosjean, H. Veit - *Evidence of an LGM cooling in NW-Argentina (22°S) derived from a glacier climate model*

 *Permafrost and periglacial processes - Vol. 14, Issue 2, (April/June 2003)*

Douglas L. Kane, Larry D. Hinzman - *Permafrost in a dynamic environment*

Feng Ling, T. Zhang - *Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic*

 *Permafrost and periglacial processes - Vol. 14, Issue 4, (October/December 2003)*

N. Matsuoka, O. Humlum - *Monitoring periglacial processes: new methodology and technology*

C. Hauck, D. V. Mühll - *Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions*

B. J. Moorman, S. D. Robinson, M. M. Burgess - *Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar*

R. S. Ødegård, K. Isaksen, T. Eiken, J. L. Sollid - *Terrain analyses and surface velocity measurements of the Hiorthfjellet rock glacier, Svalbard*

 *Terra Antarctica Reports, 8, 2003*

M. Mancini, M. Frezzotti, C. Smiraglia, R. Gragnani, M. Zirizzotti, M. Motta and M. Pavan - *Mass balance on Campbell Glacier (Northern Victoria Land, Antarctica): preliminary analysis.*

M. Motta, G. Diolaiuti, G. Vassena and C. Smiraglia - *Mass balance and energy balance at Strandline Glacier (Terra Nova Bay, Antarctica): methods and preliminary results.*

L. Motta and M. Motta - *Penetration of radiation in antarctic snow and ice.*

L. Motta and M. Motta - *"Cold" ice in the ablation area of Piedmont glaciers and its relations to glacial dynamics.*

S. Becagli, M. Frezzotti, R. Gragnani, A. Migliori, M. Proposito, R. Traversi, R. Udisti - *Variability of snow depositions along the 1998/99 ITASE traverse*

 *Terra Antarctica Reports, 9, 2003*

G. Diolaiuti, M. C. Salvatore and C. Smiraglia - *First attempt to classify and inventory local or "Alpine" glaciers in Northern Victoria Land (Antarctica).*

 *Journal of Hydrology, 282, 2003*

G. Kaser, I. Juen I., C. Georges, J. Gomez and W. Tamayo - *The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Peru.*

 *International Journal of Climatology*, 23, 2003

T. Molg, C. Georges C. and G. Kaser- *The contribution of increased incoming shortwave radiation to the retreat of the Rvenzori glaciers, East Africa, during the 20th century.*

 *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria-Vol. 26 (1), 2003*

A. Viganò, C. Dossi, U. Mattina, S. Martin, D. Monticelli, A. Pozzi- *The Marmolada Glacier: an investigation of natural weathering and anthropic pressure through chemical analyses of melting water and ice.*

 *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria-Vol. 26 (2), 2003*

E. Armando, C. Baroni, G. Zanoni- *Report of the glaciological survey of 2002*

 *Neve e Valanghe*, N° 49, Agosto 2003

N. Zardini- *Giode Alpine: Reportage da neve e ghiacciai*

 *Neve e Valanghe*, N° 50, Dicembre 2003

A.V. Cerutti- *I ghiacciai delle Alpi Occidentali e il riscaldamento climatico*

 *Bollettino della Soc. Geografica Italiana*, 8, 2003

M. Pelfini and C. Smiraglia- *I ghiacciai, un bene geomorfologico in rapida evoluzione.*

 *Terra glacialis*, N° 6, giugno 2003

A. Tamburini, L. Lojacomio, M. Bellotti- *Volume variation of a glacier determined by using differential GPS surveys (Surretta South Glacier, Spluga Valley, Italy)*

A. Mazza- *The kinematics wave theory: a possible application to "Ghiacciaio del Belvedere" (Valle Anzasca, Italian Alps). Preliminary hypothesis.*

A. Tamburini, G. Mortara, M. Belotti, P. Federici- *The emergency caused by the "Short-lived Lake" of the Belvedere Glacier in the summer 2002 (Macugnaga, Monte Rosa, Italy). Studies, survey techniques and main result*

G. Cola- *The tongue variation of the Forni glacier (Ortles-Cevedale, Italy), in the period 1981-2002*

P. Valagussa- *The evolution of the Morterash Glacier from the end of the Little Ice Age to the present days (Bernina Groups, Switzerland)*

A. Galluccio, L. Bonetti, L. Bonardi, G. Cola, G. Catasta- *The 2001-2002 hydrological year on the Alps in Lombardy: snow-weather report (by Servizio Glaciologico Lombardo and Centro Nivometeorologico Regionale di Bormio)*

G. Catasta- *The summer thermal zero above Milan in 1991-2000 decade*

Servizio Glaciologico Lombardo-2002 Glaciological Campaign, sector Italian Central Alps

P. Piccini, M. Freppaz- *Snow studies on the Indren Glacier (Monte Rosa, Italy).*

 *Dendronatura*, 23 (1), 2003

V. Maggi, P. Casati, U. Chiara, F. Marino, B. Stenni, R. Udisti and O. Flora- *L'importanza ambientale dei ghiacciai italiani: esempio dal Colle del Lys (Monte Rosa).*

 *Atti del Convegno Nazionale "Conservazione dell'ambiente e rischio idrogeologico"*

Assisi, 11-12 dicembre 2002, CNR-IRPI-GNDICI, 2003

G. Diolaiuti and C. Smiraglia- *L'evoluzione dell'ambiente dell'alta montagna in relazione alle variazioni climatiche in atto.*

 *Atti del Convegno Conclusivo Programma MURST 1997*

Bologna 10-11 febbraio 2000", Brigati, Genova, 2003 - In: *Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali.*

S. Rossi, G. diolaiuti, E. Forasacco, L. Montrasi L., M. Pelfini, C. Smiraglia and P. Spreafico- *Evidenze geomorfologiche della più recente espansione glaciale correlabile con l'episodio freddo degli anni '50-'70 del XX secolo sulle Alpi lombarde*

C. Smiraglia - *Le ricerche di glaciologia e di morfologia glaciale in Italia. Evoluzione recente e ipotesi di tendenza.*

C. Baroni, R. Seppi and C. Smiraglia- *Variazioni oloceniche dei ghiacciai dell'Alta Valle di Saent (Valle di Rabbi, Ortles-Cevedale).*

ANNO / YEAR 2004

 *Annals of Glaciology - Volume 38, 2004*

Papers from the International Symposium on Snow and Avalanches held at Davos, Switzerland, 2-6 June 2002

T. Yamamoto, K. Matsuoka and R. Naruse- *Observation of internal structures of snow covers with a ground-penetrating radar*

V. N. Golubev and S. A. Sokratov- *Regular packing of grains as a model of snow structure*

F. Flin, J. B. Brzoska, B. Lesaffre, C. Coléou, R. A. Pieritz- *Three-dimensional geometric measurements of snow microstructural evolution under isothermal conditions*

R. A. Pieritz, J. B. Brzoska, F. Flin, B. Lesaffre and C. Coléou - *From snow X-ray microtomograph raw volume data to micromechanics modeling: first results*

Y. Durand, G. Guyomarc'h, L. Mérindol and J. G. Corripio- *Two-dimensional numerical modelling of surface wind velocity and associated snowdrift effects over complex mountainous topography*

J. Oerlemans and E. J. Klok- *Effect of summer snowfall on glacier mass balance*

- E. Alfnes, L. M. Andreassen, R. V. Engeset, T. Skaugen and H. Udnæs- *Temporal variability in snow distribution*
 I. Takei and N. Maeno- *Mechanical vibration responses of snow samples near the melting temperature*
 A. Mishra and P. Mahajan- *A constitutive law for snow taking into account compressibility*
 P. Etchevers, E. Martin, R. Brown, C. Fierz, Y. Lejeune, E. Bazile, A. Boone, Y. Dai, R. Essery, A. Fernandez, Y. Gusev, R. Jordan, V. Koren, E. Kowalczyk, N. O. Nasonova, R. D. Pyles, A. Schlosser, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, U. Strasser, D. Verseghy, T. Yamazaki and Z. Yang- *Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project)*
 T. Skaugen, E. Alfnes, E. G. Langsholt and H. Udnæs - *Time-variant snow distribution for use in hydrological models*
 B. Jamieson and C. Fierz- *Heat flow from wet to dry snowpack layers and associated faceting*
 J. Pomeroy, R. Essery and B. Toth - *Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: observations in a sub-arctic mountain catchment*
 K. Kronholm, M. Schneebeli and J. Schweizer- *Spatial variability of micropenetration resistance in snow layers on a small slope*
 K. Rikiishi, E. Hashiyai and M. Imai - *Linear trends of the length of snow-cover season in the Northern Hemisphere as observed by satellites in the period 1972-2000*
 S. Rasmus, J. Räisänen and M. Lehning- *Estimating snow conditions in Finland in the late 21st century using the SNOWPACK-model with regional climate scenario data as input*
 N. Foppa, S. Wunderle, A. Hauser, D. Oesch and F. Kuchen- *Operational sub-pixel snow mapping over the Alps with NOAA AVHRR data*
 M. Sturm and C. Benson- *Scales of the spatial heterogeneity for perennial and seasonal snow layers*
 R. Essery and J. Pomeroy- *Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: theoretical considerations*
 S. Yamaguchi, A. Sato, M. Lehning- *Application of the numerical snowpack model (SNOWPACK) to the wet-snow region in Japan*
 M. Stähli, M. Stacheder, D. Gustafsson, S. Schläger, M. Schneebeli and A. Brandelik - *A new in-situ sensor for large-scale snow cover monitoring*
 I. Meirold-Mautmer, M. Lehning- *Measurements and model calculations of the solar shortwave fluxes in snow on Summit, Greenland*
 C. Scapozza, F. Bucher, P. Amann, W. J. Ammann and P. Bartelt- *The temperature- and density-dependent acoustic emission response of snow in monoaxial compression tests*
 M. Ishizaka- *Climatic response of snow depth to recent warmer winter seasons in heavy snowfall areas in Japan*
 O. Abe- *Shear strength and angle repose of snow layers including graupel*
 J. Li and H. J. Zwally- *Modeling the density variation in the shallow firn layer*
 T. Keller, C. Pielmeier, C. Rixen, F. Gadiant, D. Gustafsson and M. Stähli- *Impact of artificial snow and ski-slope grooming on snowpack properties and soil thermal regime in a sub-alpine ski area*
 M. Lehning, C. Fierz, B. Brown and B. Jamieson- *Modelling instability for the snow cover model SNOWPACK*
 M. Schneebeli- *Numerical simulation of elastic stress in the microstructure of snow*
 M. Nemoto, K. Nishimura, S. Kobayashi and K. Izumi- *Numerical study of the time development of drifting snow and its relation to the spatial development*
- 📖 *Annals of Glaciology- Vol. 39, 2004*
Papers accepted from the Seventh International Symposium on Antarctic Glaciology, (ISAG-7) held at Milano, Italy, 25-29 August, 2003
 M. Albert, C. Shuman, Z. Courville, R. Bauer, M. Fahnestock, T. Scambos- *Extreme firn metamorphism: impact of extended ventilation and vapor transport at a low-accumulation glazed site on the East Antarctic plateau*
 S. A. Arcone, V. B. Spikes, G. Hamilton, P. A. Mayewski- *Continuity, vertical resolution and origin of stratigraphy in 400-MHz short-pulse radar profiles of firn in West Antarctica*
 C. Baroni, A. Biasini, A. Bondesan, A. Cimbelli, M. Frezzotti, M. Meneghel, G. Orombelli, M.C. Salvatore, I.E. Tabacco, L. Vittuari - *Antarctic geomorphological and glaciological 1:250,000 map series. Mt Murchison Quadrangle (northern Victoria Land), Antarctica*
 S. Becagli, M. Proposito, S. Benassai, O. Flora, L. Genoni, R. Gragnani, O. Largiuni, S.L. Pili, M. Severi, B. Stenni, R. Traversi, R. Udisti, M. Frezzotti - *Chemical and isotopic snow variability in East Antarctica along the 2001/02 ITASE traverse*
 C. Bianchi, A. Forieri, I. E. Tabacco- *Electromagnetic reflecting properties of sub-ice surfaces*
 I. C. Brown, T. A. Scambos- *Monitoring changes in blue-ice extent near Byrd Glacier, Antarctica*
 G. Casassa, A. Rivera, H. Lange - *Elevation change and ice flow at Horseshoe Valley, Patriot Hills, Antarctic*
 M. Craven, I. Allison, R. Brand, A. Elcheikh, M. Hemer, S. Donohue- *The AMISOR hot-water-drilling project*
 D. Dixon, P. Mayewski, S. Sneed, M. Handley - *A 200 year West Antarctic paleoclimate record from U.S. ITASE ice cores*
 M. R. Drinkwater, N. Floury, M. Tedesco - *L-band Antarctic ice sheet brightness temperatures: spectral-emission modelling, temporal stability and impact of the ionosphere.*
 M. R. Drinkwater, R. F. G. Ratier, and D.J. Wingham - *CryoSat: an ESA mission to measure variability in the cryosphere*
 A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov, I.N. Kuzmina, J.R. Petit, V. Masson-Delmotte, S.J. Johnsen - *The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, Antarctica, over the past 200 years*
 H. Engelhardt - *Thermal regime and dynamics of the West Antarctic ice sheet*
 E. Ermolin, H. de Angelis, F. Rau, P. Skvarca - *Ground ice in permafrost on Seymour (Marambio) and Vega Islands, Antarctic Peninsula*
 S. H. Faria, S. Kipfstuhl - *Preferred slip-band orientations and bending observed in the Dome Concordia (Antarctica) ice core*
 J. G. Ferrigno, R. S. Williams Jr, K. M. Foley - *Coastal change and glaciological map of the Saunders Coast area, Ant.ica, 1972-97*
 A. Forieri, L. Zuccoli A. Bini, A. Zirizzotti, I. E. Tabacco - *New bed topography of Dome C, Antarctica*

- M. Frezzotti, G. Bitelli, F. Coren, P. De Michelis, A. Deponti, A. Forieri, S. Gandolfi, V. Maggi, F. Mancini, F. Rémy, P. Sterzai, S. Urbini, L. Vittuari, A. Zirizzotti - *Geophysical survey at Talos Dome (East Antarctica): the search for a deep new drilling site*
- C. Genthon - *Space-time Antarctic surface mass balance variability from climate models*
- A. J. Gow, D. Meese, R. t Bialas - *Density profiles and crystal-growth trends observed in U.S. ITASE firn and ice cores from West Antarctica*
- M. Guglielmin, H. M. French - *Ground ice in the northern foothills (northern Victoria Land, Antarctica)*
- G. Hamilton - *Topographic forcing of local accumulation rate variability and implications for ice-core interpretation*
- J. Hedfors, Veijo A. Pohjola - *Ice flux and dynamic character of Plogbreen, Dronning Maud Land, Antarctica*
- M. M. Helsen, R.S.W. van de Wal, M.R. van den Broeke, C.H. Reijmer, H.A.J. Meijer, E.R.Th. Kerstel - *Modelling the isotopic composition of Antarctic snow using backward trajectories: a case study for Dronning Maud Land*
- A. Hori, Takeo Hondoh, V. Ya. Lipenkov - *Ice lattice distortion along the deepest section of the Vostok core (Antarctica) from X-ray diffraction measurements*
- A. Hubbard, W. Lawson, B. Anderson, R. Hindmarsh, B. Hubbard - *Evidence for extensive sub-glacial ponding across the tongue of Taylor Glacier, Antarctica*
- Y. Iizuka, M. Takata, S. Fujita, T. Hondoh, Y. Fujii - *Short-term fluctuations of soluble ions in the last glacial period of the Dome Fuji ice core, Antarctica*
- T.H. Jacka, W.F. Budd, A. Holder - *A further assessment of surface temperature changes at stations in the Antarctic and Southern Ocean - 1949 to 2002*
- I. Joughin, D. Vaughan - *Marine ice beneath the Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica: a comparison of estimated thickness distributions*
- M. Kaczmarek, L. Karlöf, E. Isaksson, J. G. Winther, F. Godtliebsen, C. Hofstede, M. van den Broeke, R. Van De Wal, N. Gundestrup - *Dating a coastal ice core using ECM, DEP and oxygen isotopes*
- S. Kaspari, Paul A. Mayewski, S. Sneed, M. Handley - *West Antarctic climate reconstruction based on the 2001–2002 U.S. ITASE ice cores*
- T. Kawamura, M.O. Jeffries, J.-L. Tison, H.R. Krouse, - *Superimposed ice formation in summer on Ross Sea pack-ice floes, Antarctica*
- J.-M. Gwendolyn., C. Leysinger Vieli, M. J. Siegert, R. Hindmarsh, A. J. Payne - *Reconstructing ice sheet accumulation rates at Ridge B, East Antarctica*
- O. Magand, M. Frezzotti, M. Pourchet, B. Stenni, L. Genoni, M. Fily - *Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica*
- C. Martín, F. Navarro, J. Otero, M.L. Cuadrado, M.I. Corcuera - *Three-dimensional modelling of the dynamics of Johnsons Glacier (Livingston Island, Antarctica)*
- P. A. Mayewski, K. Maasch, V. Morgan, T. van Ommen, I. Goodwin - *A 700 year record of the Antarctic Oscillation and implications for understanding the global climate system*
- M. Song, D. M. Cole, I. Baker - *Initial experiments on the effect of particles at grain boundaries on the anelasticity and creep behavior of granular ice*
- M. Motta, L. Motta - *Distribution and modality of melting processes on Terra Nova Bay coast's local glaciers, Antarctica*
- J. Oerlemans - *The Antarctic ice sheet in different climates: results from simple modelling*
- H. Oerter, W. Graf, H. Meyer, F. Wilhelms - *Epica ice core Dronning Maud Land, Antarctica: first results from stable-isotope measurements*
- L. Placidi, S. H. Faria, K. Hutter - *On the role of grain growth, recrystallization and polygonization in a continuum theory for anisotropic ice sheets*
- V. A. Pohjola, J. Hedfors and P. Holmlund - *Investigation of the balance flux in the small outlet glacier Bonnevie-Svendsenbreen, Heimfrontfjella Range, Dronning Maud Land, Antarctica.*
- Q. Dahe, X. Cunde, I. Allison, B. Lingen, M. Yan, R. Jiawen - *Snow surface height variations on the Antarctic ice sheet in Princess Elizabeth Land, Antarctica: one year of data from an automatic weather station*
- R. Raffi, B. Stenni, O. Flora, S. Polesello, M. Camusso - *Growing processes of an inland Antarctic ice wedge (Mesa Range, northern Victoria Land)*
- F. Rau, R. Jaña, H. de Angelis, J. A. Neto, F. Mauz, S. Vogt, P. Skvarca, H. Saurer, H. Gossmann - *Variations of glacier frontal positions on the northern Antarctic Peninsula*
- F. Rémy, B. Legrésy, C. Lanseau, M. Llubes - *Subglacial hydrological networks in Antarctica and their impact on ice flow*
- U. Rick, M. Albert - *Relationships between snow microstructure and permeability near a potential deep-drilling site in West Antarctica*
- R. Jiawen, S. Junying, Q. Dahe - *Preliminary results of snow-pit study in the hinterland along the Zhongshan-Dome Argus traverse route, Antarctica*
- E. Rignot, R. Thomas, G. Casassa, E. Frederick, S. Gogineni, P. Kanagaratnam, W. Krabill, A. Rivera, R. Russell, J. Sonntag, R. Swift, C. Teitel, J. Yungel. - *Revised estimate of the mass balance of the glaciers draining into the Amundsen Sea sector of West Antarctica using data from the 2002 NASA/CECS airborne campaign*
- D.M. Rippin, J.L. Bamber, M.J. Siegert, D.G. Vaughan, H.F.J. Corr - *The Role of Ice Thickness and Bed Properties on the Dynamics of the Enhanced Flow Tributaries of Bailey Ice Stream and Slessor Glacier, East Antarctica*
- G. Rotschky, W. Rack, H. Oerter - *Microwave backscattering and snow-pack properties in Dronning Maud Land, Antarctica*
- U. Ruth, R. Mulvaney, D. Wagenbach, H. Oerter, H. Pulz, W. Graf, G. Littot and T. McCormack - *Comprehensive 1000 year climatic history from an intermediate ice core from the Berkner Island South Dome, Antarctica*
- F. Saito and A. Abe-Ouchi - *Thermal structure of Dome Fuji and East Dronning Maud Land, Antarctica, simulated by a three-dimensional ice-sheet model*
- A. N. Salamin, E. A. Tsiganova, V.Y. Lipenkov, J. R. Petit - *Vostok (Ant.) ice-core time scale from datings of different origins*

- A. Sinisalo, A. Grinsted, J. Moore, R. van de Wal, J. Vehviläinen - *On the age determination of surface blue ice in Scharffenbergbotnen, Antarctica*
- P. Skvarca, H. De Angelis, E. Ermolin - *Mass-balance studies on "Glaciar Babia del Diablo", Vega Island, Antarctic Peninsula.*
- P. Skvarca, H. De Angelis, A. F. Zakrajsek - *Dynamics, mass-balance and climatic conditions over Larsen B Ice Shelf, Antarctic peninsula, prior to its collapse*
- C. Smiraglia, M. Motta, G. Vassena, G. Diolaiuti - *Dry-calving processes at the ice cliff of an Antarctic local glacier: the case study of Strandline Glacier (northern Victoria land, Antarctica)*
- V. B. Spikes, S. Arcone, G. Hamilton, P. Mayewski, D. Dixon, S. Kaspari - *Spatial and temporal variability in West Antarctic snow-accumulation rates*
- B. Stauffer - *The Dome Concordia (Antarctica) deep ice core: dreams and justified expectations.*
- R. Stosius, U. C. Herzfeld - *Geostatistical methods for combination of radar altimeter data and SAR data applied to Lambert Glacier/ Amery Ice Shelf, Antarctica*
- M. Takata, Y. Iizuka, T. Hondoh, S. Fujita, Y. Fujii and H. Shoji - *Stratigraphy analysis of Dome Fuji (Antarctica) ice core using optical scanner*
- R. H. Thomas, E. Rignot - *Force-balance analysis of Pine Island Glacier, Antarctica, suggests cause for recent acceleration*
- R. Udisti, S. Becagli, R. Traversi, E. Wolff, M. De Angelis, M.E. Hansson, J.P. Steffensen, J. Schwander - *Time shift and sensitivity to climate changes of environmental markers during the last glacial-interglacial transition as recorded at Dome Concordia (East Antarctica).*
- R. Udisti, S. Becagli, S. Benassai, I. Fattori, M. Innocenti, A. Migliori, R. Traversi - *Atmosphere-snow interaction by a comparison between aerosol and uppermost snow layers composition at Dome Concordia (East Antarctica)*
- M. R. van den Broeke, N. van Lipzig - *Sensitivity of Antarctic temperature and accumulation to the Antarctic Oscillation*
- T. D. van Ommen, V. Morgan, M. A. J. Curran - *Deglacial changes in palaeoaccumulation at Law Dome, Antarctica*
- L. Vittuari, C. Vincent, M. Frezzotti, S. Gandolfi, F. Mancini and A. Capra- *Space geodesy as a tool for ice surface deformation at Dome Concordia site and between Terra Nova Bay and Dome C (East Antarctica)*
- W. Wang, J. Li, J. Zwally, V. Morgan, T. D. van Ommen- *The effect of the variation in anisotropic flow properties on the ice-sheet surface-elevation change*
- D. P. Winebrenner, E. J. Steig, D. P. Schneider - *Temporal co-variation of surface and microwave brightness temperatures in Antarctica, with implications for the observation of surface-temperature variability using satellite data*
- X. Cunde, R. Jiawen, Q. Dahe, I. Allison, L. Zhongqin- *Meteorological and glaciological evidences for climatic differences between the eastern and western sides of Lambert Glacier basin, Antarctica*

 *Journal of Glaciology* –Vol. 50, Issue 168, 2004

- H. P. Jacobson and E. D. Waddington- *Recumbent folding in ice sheets: a core-referential study*
- T. Schneider and P. Jansson - *Internal accumulation in firn and its significance for the mass balance of Storglaciären, Sweden*
- A. G. Fountain; M. Tranter; T. H. Nylén; K. J. Lewis; D. R. Mueller - *Evolution of cryoconite holes and their contribution to meltwater runoff from glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica*
- O. Lang; B. T. Rabus; S. W. Dech- *Velocity map of the Thwaites Glacier catchment, West Antarctica*
- A. K. Bucki; K. A. Echelmeyer; S. MacInnes- *The thickness and internal structure of Fireweed rock glacier, Alaska, U.S.A., as determined by geophysical methods*
- A. K. Bucki; K. A. Echelmeyer- *The flow of Fireweed rock glacier, Alaska, U.S.A.*
- O. Gagliardini; G. Durand; Y. Wang- *Gain area as a statistical weight for polycrystal constituents*
- I. Joughin; S. Tulaczyk; D. R. MacAyeal; H. Engelhardt - *Melting and freezing beneath the Ross ice streams, Antarctica*
- J. Weiss - *Subcritical crack propagation as a mechanism of crevasse formation and iceberg calving*
- M. König; J. G. Winther; J. Kohler; F. König- *Two methods for firn-area and mass-balance monitoring of Svalbard glaciers with SAR satellite images*
- W. Haeberli; R. Frauenfelder; A. Kääb; S. Wagner - *Characteristics and potential climatic significance of "miniature ice caps" (crest- and cornice-type low-altitude ice archives)*
- K. Matsuoka; R. Saito; R. Naruse- *A novel backpackable ice-penetrating radar system*
- S. Podlech; A. Weidick - *A catastrophic break-up of the front of Jakobsbavn Isbrae, West Greenland, 2002/03*

 *Journal of Glaciology* -Vol. 50, Issue 169, 2004

- B. Hubbard; N. Glasser; M. Hambrey; J. Etienne - *A sedimentological and isotopic study of the origin of supraglacial debris bands: Kongsfjorden, Svalbard*
- M. J. Tribbeck; R. J. Gurney; E. M. Morris; D. W. C. Pearson- *A new Snow-SVAT to simulate the accumulation and ablation of seasonal snow cover beneath a forest canopy*
- T. A. Neumann; E. D. Waddington- *Effects of firn ventilation on isotopic exchange*
- A. Mahoney, H. Eicken, L. Shapir, T. C. Grenfell - *Ice motion and driving forces during a spring ice shove on the Alaskan Chukchi coast*
- C. Schoof - *On the mechanics of ice-stream shear margins*
- W. Xiaolan, K. C. Jezek- *Antarctic ice-sheet balance velocities from merged point and vector data*
- K. C. Taylor; R. B. Alley- *Two-dimensional electrical stratigraphy of the Siple Dome (Antarctica) ice core*
- M. Truffer - *The basal speed of valley glaciers: an inverse approach*
- J. Freitag; F. Wilhelms; S. Kipfstuhl - *Microstructure-dependent densification of polar firn derived from X-ray microtomography*
- H. Engelhardt- *Ice temperature and high geothermal flux at Siple Dome, West Antarctica, from borehole measurements*
- E. M. Morris; R. Mulvaney- *Recent variations in surface mass balance of the Antarctic Peninsula ice sheet*

- C. M. Hofstede; R. S. W. van de Wal; K. A. Kaspers; M. R. van den Broeke; L. Karlöf; J.G. Winther; E. Isaksson; G. Lappégard; R. Mulvaney; H. Oerter; F. Wilhelms - *Firm accumulation records for the past 1000 years on the basis of dielectric profiling of six cores from Dronning Maud Land, Antarctica*
 C. E. Bøggild; O. B. Olesen; A. P. Ahlstrøm; P. Jørgensen - *Automatic glacier ablation measurements using pressure transducers*
- 📖 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research- Vol. 36, N° 1, 2004*
 C. Georges - *20th-Century Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca, Perú*
 M. Guglielmin, M. Camusso, S. Polesello, and S. Valsecchi - *An Old Relict Glacier Body Preserved in Permafrost Environment: The Fosagno Rock Glacier Ice Core (Upper Valtellina, Italian Central Alps)*
- 📖 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research- Vol. 36, N° 2, 2004*
 Y. Axford and D. S. Kaufman - *Late Glacial and Holocene Glacier and Vegetation Fluctuations at Little Swift Lake, Southwestern Alaska, U.S.A.*
 J. K. Putkonen - *Continuous Snow and Rain Data at 500 to 4400 m Altitude near Annapurna, Nepal, 1999–2001*
 J. G. Cogley and F. Jung-Rothenhäusler - *Uncertainty in Digital Elevation Models of Axel Heiberg Island, Arctic Canada*
 D.O. Burgess and M. J. Sharp - *Recent Changes in Areal Extent of the Devon Island Ice Cap, Nunavut, Canada*
 J. M. Shea, S. J. Marshall, and J. M. Livingston - *Glacier Distributions and Climate in the Canadian Rockies*
- 📖 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research- Vol. 36, N° 3, 2004*
 E. J. Førland, T. E. Skaugen, R. E. Benestad, I. Hanssen-Bauer, and O. E. Tveito - *Variations in Thermal Growing, Heating, and Freezing Indices in the Nordic Arctic, 1900–2050*
- 📖 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research- Vol. 36, N° 4, 2004*
 A. Rivera and G. Casassa - *Ice Elevation, Areal, and Frontal Changes of Glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonia Icefield*
 E. J. Klok and J. Oerlemans - *Climate Reconstructions Derived from Global Glacier Length Records*
- 📖 *Journal of Quaternary Science, Volume 19, Issue 1, 2004*
 A. C. Rae, S. Harrison, T. Mighall, A. G. Dawson - *Periglacial trimlines and nunataks of the Last Glacial Maximum: the Gap of Dunloe, southwest Ireland*
- 📖 *Journal of Quaternary Science, Volume 19, Issue 2, 2004*
 S. P. E. Blockley, J. J. Lowe, M. J. C. Walker, A. Asioli, F. Trincardi, G. R. Coope, R. E. Donahue - *Bayesian analysis of radiocarbon chronologies: examples from the European Late-glacial*
- 📖 *Journal of Quaternary Science, Volume 19, Issue 5, 2004*
 M. Magny, J. N. Haas - *A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Ice man*
 Kelly, P. W. Kubik, F. Von Blanckenburg, C. Schlüchter - *Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Eggen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide ¹⁰Be*
 M.A. G. W. Berger, M. Melles, D. Banerjee, A. S. Murray, A. Raab - *Luminescence chronology of non-glacial sediments in Changeable Lake, Russian High Arctic, and implications for limited Eurasian ice-sheet extent during the LGM*
- 📖 *Quaternary International, Vol. 118-119, (2004)*
 Y. Ono, J. Shulmeister, F. Lehmkuhl, K. Asahi and T. Aoki - *Timings and causes of glacial advances across the PEP-II transect (East-Asia to Antarctica) during the last glaciation cycle*
- 📖 *Permafrost and periglacial processes- Vol. 15, Issue 1, (January/March 2004)*
 S. Buteau, R. Fortier, G. Delisle, M. Allard - *Numerical simulation of the impacts of climate warming on a permafrost mound*
 A.G. Lewkowicz, M. Ednie - *Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada*
- 📖 *Permafrost and periglacial processes- Vol. 15, Issue 2, Pages 99-188 (April/June 2004)*
 H. H. Christiansen - *Meteorological control on interannual spatial and temporal variations in snow cover and ground thawing in two northeast Greenlandic Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) sites*
- 📖 *Permafrost and periglacial processes- Vol. 15, Issue 3, (July/September 2004)*
 C. Hauck, K. Isaksen, D. V. Mühl, J. L. Sollid - *Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway*
 R. Lugon, R. Delaloye, E. Serrano, E. Reynard, C. Lambiel, J. J. González-Trueba - *Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain*
 C. Kneisel - *New insights into mountain permafrost occurrence and characteristics in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging*

- C. Lambiel, R. Delaloye** - *Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps*
- C. Baroni, Al. Carton, R. Seppi** - *Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Preanella Massif (Italian Alps)*
- M. Luetsch, V. Stoeckli, M. Lehning, W. Haerberli, W. Ammann** - *Temperatures in two boreholes at Flièla Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas*
- S. Gruber, M. Hoelzle, W. Haerberli** - *Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences*

 *Permafrost and periglacial processes*- Vol. 15, Issue 4, (October/December 2004)

Stephan Gruber, Lorenz King, Thomas Kohl, Thomas Herz, Wilfried Haerberli, Martin Hoelzle - *Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: the alpine permafrost boreholes at Stockhorn Plateau, Switzerland*

 *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* -Vol. 27 (2), 2004

P. Deline, G. Diolaiuti, M. P. Kirkbride, G. Mortara, M. Pavan, C. Smiraglia and A. Tamburini-*Drainage of ice-contact Miage Lake (Mont Blanc Massif, Italy) in September 2004.*

E. Armando, C. Baroni, M. Meneghel, G. Zanon- *Report of the glaciological survey of 2003*

 *Terra glaciälis*, N° 7, ottobre 2004

A. Galluccio, F. Cambieri, L. Bonetti, L. Bonardi, G. Cola - *The 2002-2003 hydrological year on the Alps in Lombardy: snow-weather note* (by Servizio Glaciologico Lombardo and Centro Nivometeorologico Regionale di Bormio).

Servizio Glaciologico Lombardo - *2003 Glaciological Campaign, sector Italian Central Alps*

G. Cola - *Forni Glacier in 2003 torrid summer*

A. Mazza- *The glaciers of Valle Anzasca: recent evolution and current conditions*

P. Piccini, M. Freppaz- *Indren Glacier: evolution of snow cover and thermal regimes. Influence and risks connected to anthropic use (Monte Rosa, Italy)*

A. Tamburini, M. Belotti, M. Lojacom- *South Suretta Glacier: 2002-2003 mass balance determination by means of GPS differential techniques (San Giacomo Valley, Lombardy, Italy)*

M. Voiculescu, M. Török- *Permafrost occurrence in Făgăraş Massif by means of informatic methods (Southern Rumanian Carpathians)*

G. Di Gallo- *Photographic update of the Monte Canin glaciers*

 *Neve e Valanghe*, N° 51, Aprile 2004

A. Saladin, D. Rabuffetti, S. Barbero, M. Cordola-*Il lago Efficero sul ghiacciaio del Belvedere*

 *Neve e Valanghe*, N° 52, Agosto 2004

C. Dossi, A. Viganò, S. Martin, D. Monticelli, A. Pozzi-*Analisi chimica di ghiaccio e acqua sulla Marmolada*

S. Benato- *Rilievi Georadar e GPS sul Ghiacciaio di Valtournenche*

 *Neve e Valanghe*, N° 53, Dicembre 2004

G.C. Rossi, G. Franche, M. Mauri, R. Dinale -*I ghiacciai della Val Ridanna: ricostruzioni storiche e ricerche glaciologiche*

 *Mont Blanc & Dintorni*, 13, 2004

A. V. Cerutti - *L'evoluzione del ghiacciaio della Brenva dopo le frane del 1920 e del 1997*

 *Quaderni della Fondazione Courmayeur*, 11, 2004

P. Deline - *L'enregistrement des variations du climat d'hier et d'aujourd'hui par les formes des glaciers: l'exemple du Val Veny.*

A. V. Cerutti - *Le anomalie termiche dell'estate 2003 e i loro effetti sui ghiacciai del Monte Bianco*

C. Smiraglia and G. Diolaiuti - *L'evoluzione recente dei ghiacciai alpini. Esempi delle Alpi Lombarde e Valdostane.*

G. Orombelli- *I ghiacciai antartici che rivelano le antiche variazioni climatiche del pianeta*