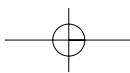
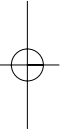
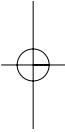
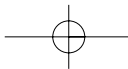


*“...Che qualcuno si chieda ancora il perchè delle cose
è un fatto sorprendente o religioso.
E davanti a questi ghiacciai*
capisco l’affermazione di Paganel
che si proclamava ateo ma credente nella geofilia,
una fede emotiva, tenera,
come quella provata per la mamma
da quasi tutti i figli di vedova”.*

*[ndr: i ghiacciai Perito Moreno e Upsala, Patagonia]

(da *Millennio, 2. Pepe Carvalho, l’addio*, di Manuel Vázquez Montalbán,
© I Canguri, Feltrinelli, settembre 2005)





TERRA GLACIÄLIS

Periodico scientifico annuale

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

Direttore responsabile: Luca Arzuffi

2006 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,
Andrea Tamburini, Massimo Urso

Segreteria / Secretary:

Stefania Zocchetti, Luca Farinella

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:

Coordinamento: Francesca Strozzi

Traduttori: Carla Bessi, Carlo Bonfanti, Laura Cibien, Lara De Agostini, Andrea Salvetti,
Francesco Serracchioli (inglese); Sandra Mauri, Guido Catasta (francese)
Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi (inglese e revisioni)

Cartografia / Cartography:

Antonio Galluccio

Consulenza letteraria e bibliografica / Literary and bibliographical consulting

Paola Maria Gorni

Collaborazioni / Collaboration:

Gli operatori glaciologici del Servizio Glaciologico Lombardo

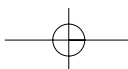
La traduzione, la riproduzione e l'adattamento totale o parziale, con qualsiasi mezzo (compresi i microfilm e le copie fotostatiche), con l'obbligo di citazione delle fonti, sono liberi e gratuiti per tutti i paesi.

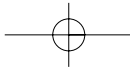
Translation, reproduction and total or partial adaptation, with any means (including microfilms and photostats), are free and free of charge in all countries provided that reference to the source is made.

Milano, luglio 2006

In copertina: il grande bacino collettore (a sinistra) del Ghiacciaio di Fellarìa Est (Bernina italiano, Lombardia) si è separato dalla sua lingua valliva (al centro): non era mai accaduto in epoca storica. Dissoluzione glaciale. (N. Cassanmagnago, 24 settembre 2005).

Cover: the large collecting basin (left) of East Fellarìa Glacier (Bernina from Italian side, Lombardy) parted from its valley tongue (centre): it had never happened in the past historical epoch. Glacial weathering. (N. Cassanmagnago, 24th September, 2006).





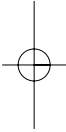
TERRA GLACIĀLIS

annali di cultura glaciologica

annals of glaciological culture – annales de culture glaciologique

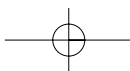
Anno IX

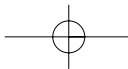
2006



Servizio Glaciologico Lombardo
Milano - Italia

Sede legale e coordinamento scientifico: via Giambellino 102, 20146 Milano, ++39 02 4236691
<http://sgl.cluster.it>





opera realizzata con il patrocinio del

Convegno delle Sezioni Lombarde del Club Alpino Italiano

e con il contributo di:

SAMP s.r.l.

Soluzioni Aeromeccaniche - Unità Trattamento Aria
Via Vittorini 9 - 20049 Concorezzo - Tel. 039/690901 – Fax 039/6042241
e-mail: info@sampsrl.com

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 e delle fotografie: su supporto magnetico o e-mail
 - abstract: in lingua madre e in inglese
- Contatto preliminare:
 - posta elettronica: sql.terraglacialis@cluster.it; antonio.galluccio@fastwebnet.it;
 - telefono: ++39 02 4236691

Note to the authors

- *The contribution to Terra glaciClis 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 and pictures format: floppy or compact disk or e-mail*
 - *abstract: mother tongue and english*
- *Preliminary contact:*
 - *e-mail: sql.terraglacialis@cluster.it; antonio.galluccio@fastwebnet.it*
 - *phone number: ++39 02 4236691*

📖 EDITORIALE

Ricordo bene che, quando ero bambino, all'arrivo nella casa delle vacanze di Caspoggio, villaggio della Valmalenco a 1000 m di quota, scendendo dal taxi nero targato Milano venivo accolto da un piccolo mondo di stimoli sensoriali, forse in parte perduto: profumi di campo e di erba, sentore di latte nelle stanze e soprattutto aria frizzante. Era luglio, e l'intera estate, pur con i deboli tepori pomeridiani, rimaneva così, ventilata, stimolante. Il caldo della metropoli dietro le spalle.

Quando, nei primi Anni Novanta del XX secolo, i 30 °C di temperatura vennero più volte superati nelle località di media montagna, ipotizzai che le masse d'aria stessero cambiando, che fossero mutate le regole termiche legate alla quota, quali la diminuzione di 0,6 °C ogni 100 m di altitudine. Si trattava (e si tratta) delle irruzioni dell'anticiclone subtropicale nel bacino del Mediterraneo: il "gobbo di Algeri", il "cammello", come viene poco affettuosamente appellato, porta in effetti aria "non nostra", proveniente dall'infuocato settore settentrionale del Sahara. I climatologi spiegano che questo fenomeno si è sempre verificato: ciò che è cambiato è la frequenza, molto maggiore oggi rispetto al passato. Ma parlano anche delle perturbazioni della NAO (oscillazione Nord-Atlantica), del Niño, della Niña, di altre situazioni bariche e di scambio in atmosfera i cui effetti sanno essere a volte disastrosi in ogni angolo del Globo. E di una miriade di altri fattori, molti dei quali in parte ancora misteriosi.

All'osservatore delle cose del clima, che questi fenomeni forse conosce, non è in ogni modo sfuggito il recente sovvertimento del quadro generale e che i conseguenti fenomeni meteorologici tendono a presentarsi con modalità bizzarre o, peggio, violente. Siccità e tempeste.

A margine, sottolineo il fatto che, nonostante l'enorme progresso tecnologico, l'attività previsionale è divenuta mediamente più ardua, meno affidabile: alcuni siti web di meteorologia dicono con candore che la validità massima delle previsioni del tempo si ottiene per le successive 12 ore. Il che equivale quasi a farsele da soli, le previsioni, semplicemente osservando il cielo.

I ghiacciai alpini sono tra i più fedeli indicatori delle variazioni climatiche: se si ritirano, senza dubbio l'atmosfera si è riscaldata, se avanzano è in atto un raffreddamento. Un rapporto di causa-effetto con soli pochi anni di latenza. Essi sono protagonisti oggi di un regresso rapidissimo. Nulla di simile è avvenuto nei decenni precedenti ¹. Cosa provoca un simile disastro? La contrazione delle precipitazioni o le temperature più elevate? O tutti e due fattori o altro ancora? Il dibattito è aperto tra gli studiosi: mentre questi discutono, al termine dell'estate, sempre più frequentemente, la neve stagionale (*neve vecchia*) scompare dai *siti glaciogeni*. E la neve è il cibo dei ghiacciai.

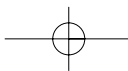
Dieci anni or sono, il Servizio Glaciologico Lombardo ha iniziato ricerche specifiche intese a indagare l'effettiva realtà del *terreno*, che andassero oltre le ricostruzioni ottenibili dalla sola analisi delle serie meteorologiche: nacquero così lo *studio del ritmo di scomparsa della neve vecchia* in siti glaciali dedicati e i progetti di *nivologia glaciale*, che consente la ricostruzione, sul campo, dell'andamento quali-quantitativo del manto nevoso stagionale, correlato ai dati di temperatura e precipitazioni.

In estrema sintesi, dalle decine di migliaia di dati raccolti è emerso che sono due gli aspetti che condizionano il bilancio glaciale annuale: i singoli episodi meteorologici nella stagione di accumulo e l'andamento termo-pluviometrico estivo.

Per quanto attiene al primo, numerose sono state le conferme (la nivologia non nasce oggi), ma anche le "scoperte": tra i molti esempi che si potrebbero citare, si ricorda che se una nevicata avviene con basse temperature ed è seguita da venti settentrionali, in ambito glaciale l'accumulo è quasi nullo. Se, soprattutto in primavera, i primi caldi fondono gli strati superficiali del manto nevoso e le notti sono nuvolose, impedendo così l'irraggiamento notturno e quindi le gelate, l'ablazione è disastrosa. Se, viceversa, nelle stesse condizioni, abbiamo notti serene, la neve si compatta e il giorno successivo fonde in misura irrisoria ². Se non si hanno abbondanti nevicature in autunno, il manto primaverile sarà comunque di minor

¹ per la verità, in un suo scritto programmatico, l'Abate Stoppani invitava gli studiosi della seconda metà dell'Ottocento ad affrettarsi nelle loro ricerche glaciali, in quanto il ritmo di regresso dei ghiacciai alpini di quell'epoca ne faceva ipotizzare la rapida scomparsa. Mancano dati certi per suffragare quanto riferisce il religioso lecchese: è quasi certo, però, che negli Anni Settanta del XIX secolo, al termine dell'ultima pulsazione della Piccola Età Glaciale (1850 circa) si instaurò uno o più periodi di imponente ritiro dei ghiacciai, su entrambi i versanti alpini.

² questo e altri fattori permettono di affermare che l'estate ideale per la conservazione delle masse glaciali alpine vede come attore principale l'Anticiclone delle Azzorre, periodicamente attenuato da irruzioni fredde e umide.



qualità. In pratica, la neve resiste bene al sole estivo se ha un'alta densità ($450-500 \text{ kg/m}^3$) e questa densità è data assai più dal dipanarsi degli "episodi" che dalla quantità assoluta, pur importante. In tal senso, l'anno idrologico 2000-2001, che segnò un evento in controtendenza rispetto all'andamento climatico degli ultimi lustri, ma solo nelle Alpi Centrali, ha insegnato molte cose: cadde tantissima neve nel corso di numerosi episodi, tutti "nivologicamente" favorevoli. Nel giugno del 2001, i monti erano coperti fino ai 2000 m di quota da una corazza di neve, nella quale lo scarpone non entrava. L'estate fu purtroppo calda e il residuo nevoso, a fine settembre, molto inferiore alle attese. Se i mesi estivi fossero trascorsi freschi e asciutti, di certo avremmo visto i ghiacciai avanzare nuovamente. Come accadde nei primi Anni Venti del secolo scorso grazie all'inverno 1916-1917 e alla successiva estate. Un solo anno molto favorevole: alcuni anni di possibile progresso glaciale. Accadde anche con il 1960.

Il secondo aspetto ci riporta all'aria di Caspoggio degli Anni Sessanta: un'invernata pur nevosa non ha alcuna chance nei confronti di estati quali quelle del 2003 e del 2004, torride, ma anche di una perturbata da frequenti piogge "calde" (cioè con $0 \text{ }^\circ\text{C}$ elevato, come accadde nel 1996). O di un periodo di ablazione che inizi troppo presto (a maggio, per esempio) o infine che duri troppo a lungo. Soprattutto negli ultimi 10 anni, per ognuno di questi motivi, a volte in sadica alternanza, la neve, la gran parte della neve, se ne è andata comunque.

Molti aspetti restano ancora da chiarire, ovviamente. Ma ho pochi dubbi sul ruolo preminente delle temperature estive sull'andamento nivo-glaciale alpino. A riprova cito ancora due casi: a - il biennio 1977-1978 fu assai favorevole al glacialismo più per le estati fredde di quel periodo che per un eccezionale incremento delle precipitazioni nevose; b - volando a NE per 9000 km, in Alaska, nel mese di agosto 2005 ho osservato piccoli ghiacciai costieri sofferenti quasi quanto i nostri. Eppure i nevai e i conoidi di valanga arrivavano quasi al mare, a testimoniare di una stagione di accumulo non certo avara. Almeno in questo caso particolare³, il regresso glaciale è da ascrivere in gran parte all'incremento della temperatura estiva (gli statunitensi parlano di $5 \text{ }^\circ\text{F}$ negli ultimi 10 anni) che, tra l'altro, porta pioggia dove un tempo portava neve⁴.

Nemmeno l'incremento della temperatura terrestre su base annua, riferito dai maggiori organismi internazionali, pur fondamentale per capire dove va il clima, fornisce una spiegazione esaustiva dell'attuale ritmo della contrazione dei ghiacciai: ad esempio, inverni più miti avrebbero, probabilmente, effetti favorevoli sul glacialismo. Ma se la temperatura cresce d'estate, la *criosfera* soffre. I fatti suggeriscono davvero che il caldo estivo sia l'archetipo della dissoluzione glaciale.

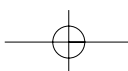
In conclusione, sulle Alpi, e in gran parte delle altre catene montuose continentali, si assiste all'inusitata risalita del limite climatico stagionale della neve vecchia (*snow-line*). Se un apparato rimane privo di alimentazione nevosa per più anni la sua contrazione sarà rapida: i ghiacciai siti alla media quota alpina (1800-3000 m) non si stanno solo ritirando, scompaiono.

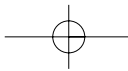
Nel presentare in breve il presente numero di *Terra glacialis*, non posso esimermi dal sottolineare che, in seguito alla notevole messe di lavori pervenuti, abbiamo dovuto posticipare la pubblicazione di alcuni contributi. Una indubbia soddisfazione.

Segnalo il monumentale lavoro di Enrico Rovelli sul mediterraneo (fu) Ghiacciaio del Calderone, ricco di spunti metodologici e latore di una piccola scoperta (sfido il lettore a identificarla). Seguono un esaustivo articolo sulla flora proglaciale alpina (A. Luzzaro et alii), l'indagine con metodi innovativi sul comportamento assolutamente peculiare del Ghiacciaio della Brenva (Monte Bianco, di C. D'Agata et alii), un report sullo stato delle ricerche in merito al permafrost (M. Guglielmin), un contributo proveniente dalla Russia sul metodo utilizzabile per comporre il bilancio di massa annuale di un ghiacciaio lavorando solo nella zona di ablazione (V. Konovalov). Nella sezione dei monitoraggi, il lettore troverà i resoconti relativi al disastroso anno idrologico 2004-2005 nelle Alpi Centrali italiane (SGL) e all'evoluzione della dislocazione del gigantesco seracco della Punta S. Matteo (R. Scotti, G. Cola). Chiudono, al solito, l'itinerario di visita proposto (uno strano rock-glacier sito nella bassa Valtellina, di A. Toffaletti e L. Colzani) e la consueta rassegna bibliografica internazionale per l'anno 2005, curata da Sara Ballabio.

³i ghiacciai di grandi dimensioni risentono invece di altri fattori, di assai più complessa indagine, tra i quali citiamo il *tempo di risposta* alle variazioni climatiche, che può essere anche di mezzo secolo. Alcuni fra questi, in un quadro comunque di generale regresso, sembrano resistere meglio al riscaldamento in atto e si annotano alcuni casi di avanzata (2005).

⁴in Alaska, d'estate, un giorno senza pioggia è raro: l'effetto dilavante sulla neve vecchia è marcantissimo.





A titolo di commiato, sono lieto di annunciare fin d'ora l'imminenza del n. 10 di *Terra glacialis*. Sarà un numero doppio: un volume in formato standard, che ne concluderà la serie; un secondo a colori - nelle future, nuove dimensioni tipografiche - che conterrà lavori scientifici scritti da studiosi di tutti i continenti circa le variazioni del glacialismo sulla Terra nel XX Secolo.

Un autore dell'Accademia Russa delle Scienze, nel corso della corrispondenza e-mail preparatoria al Suo contributo all'opera, ha usato il termine "giubileo" per il n. 10 della rivista. Pur un poco dissacrante, la definizione ci è piaciuta. Quindi invitiamo alla consultazione, speriamo appagante, di questo nostro giubileo, che verrà dato alle stampe nei primi mesi del 2007.

Antonio Galluccio, 22 maggio 2006

EDITORIAL

I still remember very well, when I was a child and reached my vacation house in Caspoggio, a small village in Valmalenco at 1000 m a.s.l.: coming out from the black Taxi of Milano, a plenty of sensorial stimuli reached me, probably now partially lost: perfume of field and grass, odour of milk in the rooms and particularly bracing air. It was July, and during the whole summer, in spite of feeble warm air in the afternoon, the weather was windy and stimulating. The heat wave of the metropolis was far away.

At the beginning of the Nineties, when the temperature many a time exceeded 30° degrees at middle alpine altitude, I suggested that the global circulation of air masses were changing and that the usual temperature lapse rate with the altitude (0.6 °C/100 m) was also not longer valid in general. This could (and can) be explained with the intrusion of the subtropical anticyclone into the Mediterranean, the not very kindly called "Humpback of Algeri", or "Camel". It settles over Western Europe and brings in air masses coming from the hot Northern sector of the Sahara desert. Climatologists affirm that this event is not extraordinary: what is changing is their frequency, today much higher than in the past. They also mention the perturbations of NAO (North Atlantic Oscillation), of Niño and Niña and other air pressure systems, which can sometimes induce very destructive events all over the world. Many other factors probably play a role, whose influence is still very poorly understood.

The climate observer, partially used to the variability of these phenomena, is nevertheless affected from the recent change of the general framework; he also knows that the consequent meteorological events are likely to happen in a peculiar or even violent way: droughts and storms. It is also worthy to be mentioned that, although the enormous technological progress, the forecast activity is in general becoming more difficult, less reliable: many meteorology websites state quite clearly, that their forecasts are valid up to twelve hours only. This is actually not much better than a self-made forecast, based on sky observation.

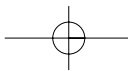
Alpine glaciers are reliable indicators of climatic variations: if they recede, the atmosphere is certainly getting warmer; if they advance a cold phase is setting up. A well defined cause-effect mechanism, with a short time delay.

Glaciers today experience a quite rapid retreat. Nothing similar happened in the previous decades⁵. What is responsible for such a disaster? The decrease of the precipitation or the temperature increase? Or both together? Or something else? The debate among scientists is still open: waiting for new findings from them, at the end of summer, always-often, *old snow* (the seasonal snow) completely disappears at the *glaciogenic sites*. And snow is actually the *food* of glaciers.

Ten years ago, the *Servizio Glaciologico Lombardo* has started specific research studies in order to understand what is actually happening *in the field*; trying to overcome explanations based only on meteorological series analysis. We have started to study the *ablation rate of old snow* in specifically equipped glaciological sites and different projects of *glacial nivology*, which enable to reconstruct, on the field, the seasonal evolution of the snowpack and its correlation to temperature and precipitation data, both qualitatively and quantitatively. In summary from thousand of field collected data, we found out that two main aspects determine the annual glacier balance: single meteorological events during the accumulation season and the precipitation and the temperature regime in summer (ablation season).

On the first point, many evidences have been founded (nivology is not a young science), but also new "findings": among several examples, it is worthy to mention that, if a snowfall happens at low air temperatures and is followed by Northern winds, in the glacial region the accumulation is almost null. If, mainly during spring, warm days start to melt the superficial snowpack layers and during the night is cloudy, the night irradiance is not setting up and the ablation rate is enormous.

⁵ to tell the truth, the abbot Stoppani in one of his programmatic document, during the second part of the XIX century already invited scientists "to hurry" their glaciological researches: the retreat rate of alpine glaciers at that time suggested an extremely rapid disappearance. Certain data are unfortunately missing to confirm what Stoppani wrote: it is in any case quite sure that during the Seventies of the XIX century, at the end of that last positive pulse of the (around 1850), one or maybe more periods of huge glacier retreat established on both Alps slopes.



If, on the contrary, by the same condition, there are clear sky conditions during the night, the snow is getting dense and during the day the snowmelt is negligible⁶. In absence of abundant snowfalls in autumn, the snowpack in spring results of low quality. Practically the snow holds on to the summer sum if the density is high (450-500 kg/m³) and the snow density is mainly caused by the sequence of individual events, instead of the total amount of snow, still important. In this sense, the hydrological year 2000-2001, which was a positive exception as regards to the last decades, but only in the Central Alps, shows many interesting things: a large amount of snow was recorded, as the sum of all “nivologically” positive events. At June 2001, mountains were covered up to 2000 m of altitude and the solid snowpack did not sink under the boots. The summer was unfortunately hot and the residual snow, at the end of September, was less as expected. Would the summer season be fresh and dry, glaciers had surely advanced again, as during the Twenties of the recent century, thanks to the 1916-17 winter and the following summer. Just one favourable year and several year of possible glacier advance can follow. It happened in the 1960.

The second point refers back to the weather at Caspoggio during the Sixties: a relatively snow abundant winter is not sufficient to contrast hot summer season, such as 2003 and 2004, and also season characterized by several unsettled weather spells with “warm” precipitation (with high 0 °C level, as during 1996). Predominant to a positive winter is also a premature ablation season (starting for example in May) or also a too long one, protracting for different months. Particularly during the last 10 years, due to a sequence of the above mentioned reasons, the snow melted extensively. Many questions are obviously still open, but I am quite sure about the strong influence of the summer temperature regime on the alpine snow-glacial development.

As a proof of this I will mention to cases: *a* – the years 1977-1978 were positive years for the glaciers mainly due to the cold summer seasons, rather than for an increase of the snow precipitation amount; *b* – during a fly of 9000 km north-eastwards, I observed over Alaska small coastal glaciers, showing a quite similar retreat phase like the alpine glaciers. Yet the snow fields and the avalanche fans almost reached the sea, indicating a quite positive accumulation season. At least in this particular case⁷, the glacial regression is caused by high summer temperature increase (Americans state 5 °F during the last 10 years) which is also responsible for the relative increase of rainfall in comparison with snowfall⁸. Even the annual temperature increase, as reported by the most important international institutions, although very important in order to understand the climate evolution in the future, can not exhaustively explain the observed regression rate of glaciers: for example, milder winter seasons would probably have positive effects on glacialism. But the criosphere is suffering from the summer temperature increase. Observations suggest that the summer heat is the main cause of glacial dissolution.

After all that, on the Alps and mostly on other continental mountainous regions, we observe that the seasonal climatic limit of the old snow (snow-line) is unusually rising up. If a glacier is not longer fed from new snow for many years, its retreat will be quite rapid; glaciers at average alpine altitude (1800-3000 m a.s.l.) are not only receding, they actually disappear.

Introducing this issue of *Terra Glacialis*, I would like to mention that, due to the large amount of received papers, we decided to postpone some contributions to next issue. This is of course a satisfaction.

We present here the huge study of Enrico Rovelli on the Mediterranean Calderone Glacier, with useful methodological hints and revealing a small finding (the reader is challenged to discover it). Other contributions are the very exhaustive paper about the proglacial alpine flora (A. Luzzaro et alii), the analysis of the Brenva Glacier evolution, with innovative methods (Monte Bianco, by C. D’Agata et alii), a report on the Permafrost research activities (M. Guglielmin), and a Russian study about the glacier annual mass balance, based only on data collected in the ablation area (V. Kononov). In the monitoring section the reader will found two interesting report: the first concerns the “disastrous” hydrological year 2004-2005 on the Italian Central Alps (SGL), the second deals with the dislocation of the enormous serac of Punta S. Matteo (R. Scotti, G. Cola). At the end, as usual, a suggested itinerary (an unordinary rock-glacier in the Lower Valtellina, by A. Toffaletti and L. Colzani) and the 2005 international list of references, by Sara Ballabio.

Finally, I am glad to announce that the issue No. 10 of *Terra Glacialis* will be published soon. It will be a double special issue: the first volume, in the standard format, will be the last of this series; a second one - with color pictures and a new layout – with scientific papers of international experts about the glacier variability on the Earth during the XX century. During an email exchange with a scientist of the Russian Academy of Sciences, he used the word “jubilee” for the issue No. 10 of our Journal. This is probably desecrating, but we found the definition nice and we already invite to the consultation of our next jubilee issue, which will be probably printed during the first months of 2007.

Antonio Galluccio, 22nd of May 2006

⁶ this and other factors confirm that the “ideal summer” for the conservation of the alpine glaciers is characterised by the Azores Anticyclone, periodically weakened by humid and cold air masses intrusions.

⁷ on the contrary, very large glaciers are influenced by other complex factors, such as response time to climatic variations, which can be up to 50 years. Some of these glaciers, among a quite general retreat, seem to be more resistant to the actual warming phase and also some cases of glacier advances can be observed (2005).

⁸ in Alaska, during summer, a no-rainy day is quite rare: the washing effect on the snow is very intensive.

Enrico Rovelli (*)

**IL GHIACCIAIO DEL CALDERONE:
RICOSTRUZIONE DELLE OSCILLAZIONI RECENTI
MEDIANTE L'ANALISI DELLE FONTI
ICONOGRAFICO-STORICHE E METEO-CLIMATICHE
(GRAN SASSO D'ITALIA, ABRUZZO)**

1 - INTRODUZIONE

Negli ultimi venti anni, i riflettori si sono accesi sulla variazione climatica, il *global change*, con le sue bizzarrie e manifestazioni estreme. Il Ghiacciaio del Calderone, già studiato in passato da numerosi autori, assurse a “testimonial” d’eccezione nella torrida estate del 1982, quando i media se ne occuparono citandolo come prova del riscaldamento in atto. Questa piccola massa ghiacciata, che allora possedeva una superficie insignificante se rapportata a quella dei ghiacciai alpini, comparve su giornali locali e nazionali, facendo così conoscere al grande pubblico l’esistenza di un oramai solitario “residuo della glaciazione wurmiana sulle aride montagne mediterranee”.

Quelle stesse “aride” montagne hanno ospitato durante la PEG (Piccola Età Glaciale) numerosi nevai perenni, glacionevati e piccoli ghiacciai, sparsi un po’ dovunque: in Libano (Libano), Turchia (Tauro), Grecia (Olimpo), Corsica (M.Cinto) e Spagna (Sierra Nevada). Alcuni di questi ancora esistono. La rapida deglaciazione degli ultimi venticinque anni ha provocato vistosi cambiamenti nell’ambiente d’alta quota, soprattutto laddove, come nel caso dell’Appennino, i fenomeni glaciali erano già una presenza puntiforme.

Attualmente (2005), il Calderone è ridotto a un glacionevato ed è suddiviso in due porzioni ben distinte tra loro; una superiore, di minime dimensioni, e una placca inferiore, di dimensioni ancora discrete (PECCI M. et alii, 1999).

Nel presente lavoro si cercherà di correlare la storia recente del Ghiacciaio del Calderone con le variazioni climatiche che ne hanno provocato l’estinzione come entità glaciale e si indagheranno le ragioni che ne hanno permesso la sopravvivenza fino ai giorni nostri in un ambiente peculiare come il Mediterraneo.

Per ultimo, ma non da ultimo, sarà presentata una cronologia delle variazioni ultrasecolari del ghiacciaio sulla scorta delle immagini di repertorio.



2 - MATERIALI E METODI

I risultati della presente indagine sul Ghiacciaio del Calderone sono il frutto di analisi e ricerche portate avanti dallo scrivente per circa un ventennio, durante il quale sono stati effettuati ripetuti sopralluoghi, in tutte le stagioni, con il supporto della ricerca d’archivio e della consultazione di documenti e studi, antichi e recenti.

(*) C.I.S.D.A.M - Centro Ital. di Studi e Documentazione sugli Abeti Mediterranei. E-mail: enrico_rovelli@fastwebnet.it

Si cercherà inoltre di porre l'attenzione su aspetti ancora poco conosciuti, che emergono soprattutto da un'attenta disamina delle immagini storiche. Sono state esaminate le fonti più svariate: dai periodici alle pubblicazioni locali, alle vecchie cartoline e, negli ultimi anni, al web. Complessivamente, le immagini rintracciate ammontano a oltre 200, tutte comprese nel periodo tra il 1871 e il 2005. A queste vanno aggiunte le fotografie scattate di persona a partire dal maggio 1983. Purtroppo non è stato possibile recuperare l' "Archivio Dino Tonini", con le fotografie prodotte dallo studioso dal 1929 al 1960.

3 - CARATTERISTICHE GENERALI DEL SITO CHE OSPITAVA IL GHIACCIAIO

Nel settore scientifico e amatoriale il Calderone era noto già da oltre quattrocento anni (DE MARCHI, 1573), ma solamente verso la fine del XIX secolo e gli inizi del XX, in concomitanza del forte interesse verso le scienze geologiche che si ebbe in quel periodo, il ghiacciaio divenne oggetto di studi e osservazioni, anche se all'inizio venne classificato come nevaio. Molto ricca la bibliografia storica, già ampiamente trattata da altri studiosi del settore (ALBERTI, 1960; TONINI, 1961; SMIRAGLIA, 1992) ai quali si rimanda per eventuali approfondimenti.

3.1 - Il luogo fisico

Il luogo che ospitava il ghiacciaio si trova sul versante settentrionale del *Corno Grande* (2912 m), il cui massiccio è costituito di calcari dolomitici del Giurassico (Lias) e Cretaceo. Questo lato della montagna è inciso da una bella doccia glaciale, il *Vallone delle Cornacchie*, valle glaciale a gradini incastonata tra le gioaie del Corno Grande e del Corno Piccolo (2655 m). I circhi che ospitavano il Calderone si trovano alla testata del vallone e si sviluppano tra i 2640 e i 2870 m, fin sotto la vetta più alta: sono aperti a N e NE e presentano muraglie e ali ben sviluppate (ROVELLI, 1985). Le soglie sono marcate, soprattutto l'inferiore, sulla quale poggia il poderoso arco morenico, che contiene ancora nella sua parte interna lembi di ghiaccio sepolto. La quota più bassa all'altezza dell'inghiottitoio, è di circa 2630 m. Nel definire la conformazione del circo inferiore ha influito non poco il carsismo superficiale (foto 1). L'intera morena poggia sulla faglia che attraversa tutta la bastionata settentrionale del Corno Grande, dalla *Sella dei due Corni* fino alla Vetta Orientale e che, in corrispondenza del circo glaciale, ne costituisce la soglia. Nello specchio della faglia si è impostato l'inghiottitoio del ghiacciaio.

L'apparato morenico non è ascrivibile interamente alla massima espansione del XIX secolo (GIRAUDI, 2000), ma è stratificato in diversi stadi. Degno di nota è il piccolo apparato di diversione che il cordone morenico presenta sulla sinistra idrografica (SMIRAGLIA, 1992; GIRAUDI, 2000). Nel punto più basso del circo inferiore, in corrispondenza dell'inghiottitoio, fino al 1995 si formava un piccolo lago epiglaciale (*Lago Sofia*), la cui durata dipendeva dall'eccedenza di deflusso causata dalla fusione del manto nevoso durante le ondate di caldo estive. Tale laghetto è stato osservato per la prima volta nel 1929. Tuttavia, ristagni d'acqua si notano già nelle immagini del XIX secolo, come si evince dalle fotografie di TENERANI (foto 3). In questa inquadratura si vede anche il solco torrentizio, occultato da un nevaio temporaneo, e l'apice settentrionale di una morena deposta nella seconda metà del XIX secolo, meglio visibile nella foto 10a del 1887 (freccia) e 2 (1916).

Foto 1 (pagina seguente, in alto): veduta aerea dei circhi del Calderone con le tre cime. 1) Corno Grande, vetta occidentale (2912 m); 2) Forcetta del Calderone; 3) Corno Grande, vetta centrale (2875 m); 4) Corno Grande, vetta orientale (2903 m); A) Circo Conca degli Invalidi, cresta Ovest; B) soglia del circo superiore e finestra rocciosa; C) nevaio esterno e morena destra-mediana del Calderone; D) alveo esterno dell'emissario fossile del ghiacciaio; punto nero sulla cresta della vetta orientale: stazione fotografica dello scrivente. (Avio Club L'Aquila, agosto 2003).

Photo 1 (front page, above): aerial view of Calderone cirques with the three peaks: 1) Corno Grande, West peak (2912 m); 2) Forcetta del Calderone; 3) Corno Grande, Centre peak (2875 m); 4) Corno Grande, East peak (2903 m); A) Conca degli Invalidi Circus, West ridge; B) upper cirque threshold and rocky window; C) outer snow field and Calderone right-median moraine; D) outer canal of the glacier fossil emissary; black spot on the ridge of East peak; writer's photographic station. (Avio Club, L'Aquila, August 2003).

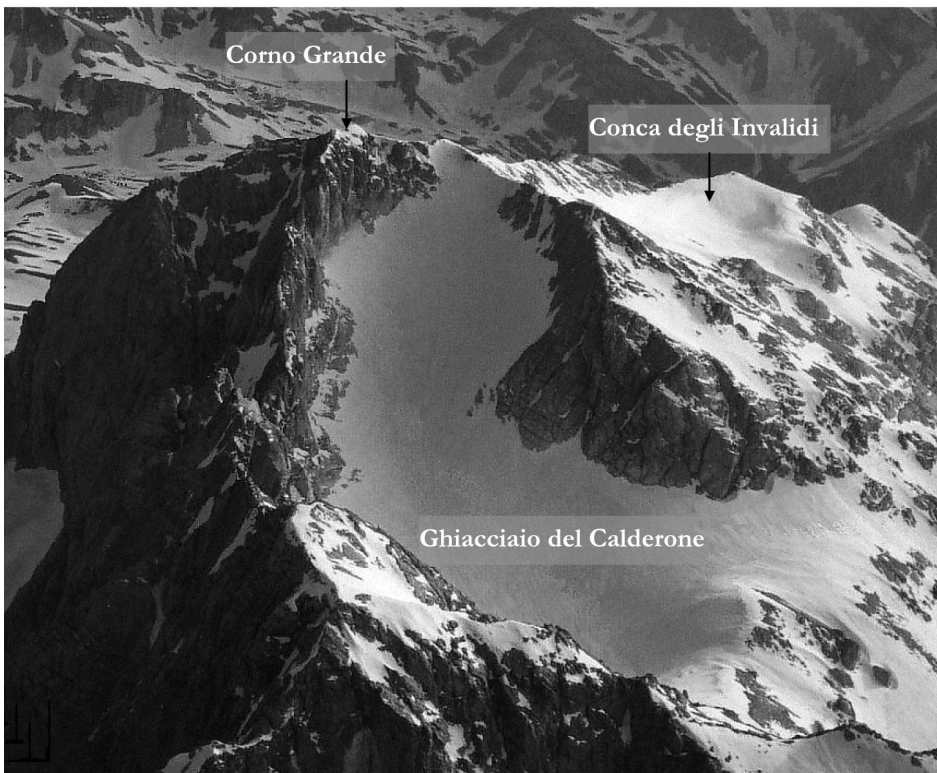
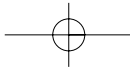
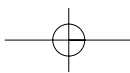


Foto 1 bis: il Corno Grande del Gran Sasso e la Conca degli Invalidi in una veduta aerea. (autore e anno ignoti).
Photo 1 bis: Corno Grande of Mt. Gran Sasso and Conca degli Invalidi in an aerial view. (unknown year and autor).



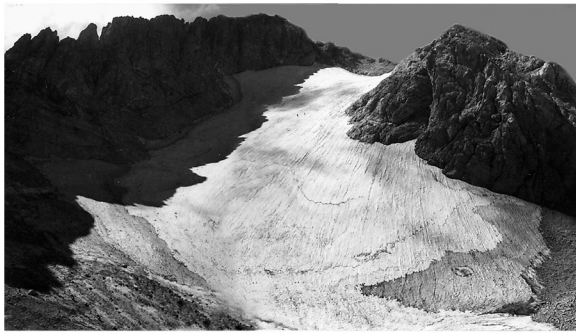
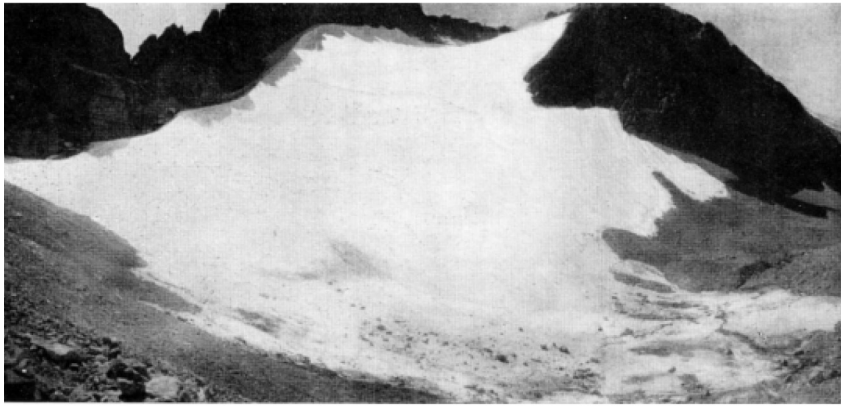


Foto 2 (dall'alto verso il basso: a, b, c, d): confronto tra il 1916 (Marinelli e Ricci), il 1979 (Zanon), il 1987 (Rovelli) e il 2003 (Rovelli). Evidente la forte riduzione di volume, soprattutto nel bacino di alimentazione e nella parte mediana, con relativa scomparsa nel 2003. Da notare nell'immagine del 1916 la morena mediana deposta nell'avanzata della seconda metà del XIX secolo e visibile anche nella foto 10a, con l'incisione del torrente di deflusso. Nell'immagine del 1979 il ghiacciaio è in progresso ma si nota come questa fase sia limitata al lato sinistro-superiore. Nell'immagine del 1987 (2c) la zonatura evidenzia le due correnti di flusso nel bacino superiore.

Photo 2 (top to bottom: a, b, c, d): comparison between 1916 (Marinelli, Ricci), 1970 (Zanon), 1987 (Rovelli) and 2003 (Rovelli). A definite volume reduction is evident, particularly in the accumulation area and in the median part, disappeared in 2003. To be noted, in the image of 1916, the median moraine left behind in the advance of second half of 19th century, also visible in photo 10, with the carving of deflux canal. In the image of 1987 (2c) the shading feature shows the two flow streams in the upper basin. In the image of 1979 the glacier is advancing, but it also shows that this phase is limited to the left-upper side.

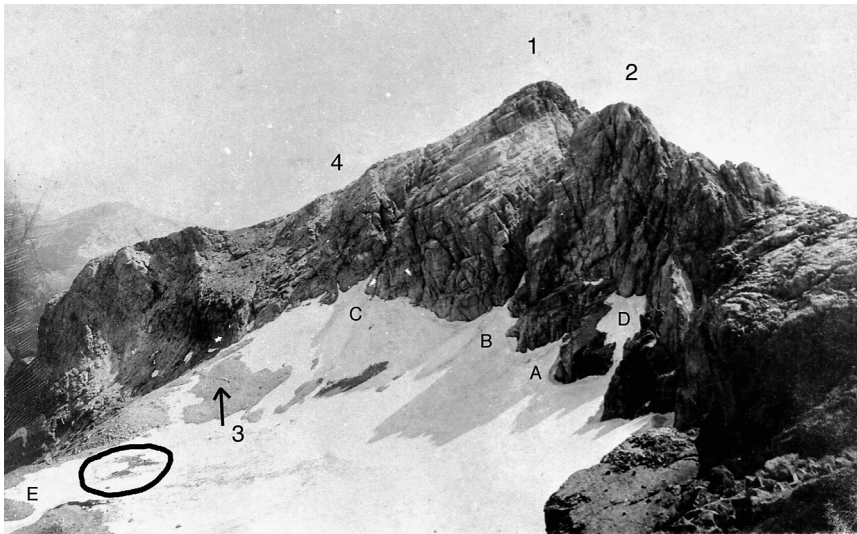


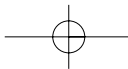
Foto 3: il ghiacciaio visto dalla vetta occidentale del Corno Grande prima del 1890 (Tenerani). La zona delimitata dal circolo indica un ristagno d'acqua in corrispondenza dell'inghiottitoio. Ben visibile sulla sinistra la fronte glaciale, in una condizione avanzata mai riscontrata successivamente. 1) vetta orientale; 2) vetta centrale; 3) allineamento di rocce. Forse una piccola morena deposta all'apice dell'espansione e non più esistente; 4) stazione fotografica delle panoramiche dello scrivente. A) canale della Forchetta Gualerzi; B) canale della Forchetta Sivitilli; C) terzo canale; D) nevaio sul Terrazzone congiunto al ghiacciaio; E) solco torrentizio colmato dalla neve.

Photo 3: view of the glacier from West Corno Grande peak before 1890 (Tenerani). The area delimited by the circle shows a water puddle close to the sink. Clearly visible on the left the glacier front, in an advanced position never recorded subsequently. 1) East peak; 2) Centre peak; 3) rocks alignment. Possibly a small moraine left in the expansion apex, now no longer in existence; 4) main photographic station of the writer. A) canal of Forchetta Gualerzi; B) canal of Forchetta Sivitilli, C) third canal; D) snow deposit on Terrazzone connected to the glacier; E) rill furrow filled with snow.



Foto 4: ricostruzione del ghiacciaio con le dimensioni raggiunte all'apice dell'ultima espansione olocenica del XIX secolo.

Photo 4: glacier pattern with the climax size of the last olocenic expansion of 19th century.



3.2 - I fattori geografici, climatici, morfologici e orografici che influivano sulla permanenza della neve residua

Forniamo un breve riepilogo dei fattori che condizionavano la permanenza o meno della neve vecchia, consentendo l'alimentazione del ghiacciaio e quindi la sua sopravvivenza.

Fattori favorevoli

- esposizione a settentrione dei circhi glaciali;
- vicinanza al Mare Adriatico;
- matrice calcarea del substrato roccioso con forte drenaggio delle acque di fusione;
- protezione a mezzogiorno operata dalle pareti del circo;
- *cattura* della neve proiettata dal vento di N/NW contro il recinto roccioso;
- altitudine media elevata dei circhi, favorevole alla permanenza di neve residua;
- presenza di una parete adiacente i circhi glaciali (Paretone) di notevole sviluppo (1400 m), che provoca la formazione quotidiana di una nube orografica durante le ore più calde della stagione estiva;
- assenza di barriere orografiche tra il sito e il Mare Adriatico, con conseguente esaltazione del fenomeno di *stau*;
- temperatura media estiva del versante adriatico più bassa rispetto a quella del versante tirrenico, dovuta alla marginale influenza di correnti fresche nord-occidentali;
- clima mediterraneo, con concentrazione delle precipitazioni nel semestre invernale.

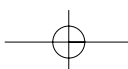
Fattori limitanti

- piovosità limitata del sito, dovuto alla generale minore piovosità del versante adriatico appenninico, a parità di quota, in luogo di quello tirrenico;
- elevata ventosità causata dall'*effetto "camino"*² e dall'assenza di una barriera orografica verso il Mare Adriatico;
- limitati accumuli da posizioni di sottovento su gran parte del ghiacciaio;
- limitata altezza delle pareti sovrastanti il ghiacciaio, soprattutto nei periodi di maggiore espansione del XIX secolo: mancanza quindi di una efficace alimentazione indiretta;
- notevole dimensione della morena frontale, che intercetta parte della neve proveniente dai quadranti settentrionali concentrandovi l'accumulo;
- esposizione complessiva del bacino di alimentazione del ghiacciaio verso i quadranti orientali e nordorientali, e quindi per buona parte esposto all'azione solare;
- basso gradiente termico ($\sim 0,50$ °C/100 m);
- clima mediterraneo, con estati calde e asciutte.

3.3 - Esposizione e caratteristiche della superficie

L'esposizione del ghiacciaio era in prevalenza a N/NE, con esposizioni secondarie E/SE, S, W e NW. In realtà, l'asse del ghiacciaio aveva un andamento parabolico con curvatura in direzione N. L'esigua superficie del Ghiacciaio del Calderone, circa 10 ha nella massima espansione del XIX secolo, 7 ha nel 1917, 6,1 nel 1960 e 4,5 nel 1992, non è stata un ostacolo per la formazione di molti tratti tipici di ghiacciai di dimensioni maggiori: l'apparato è infatti sempre stato ricco di crepacci, soprattutto nei periodi di regresso, almeno nei primi anni delle inversioni di tendenza. Frequente anche la zonatura superficiale e sviluppo anche consistente di tavole.

² L'*effetto camino* si verifica laddove una vetta, o un'insieme di rilievi montuosi, emergono con prepotenza dalla massa circostante. Questo determina condizioni climatiche differenti rispetto alle aree adiacenti poiché viene attenuato "l'effetto di massa", altrimenti prevalente in condizioni di omogeneità del rilievo. Nel caso specifico del Gran Sasso e del Corno Grande in particolare, ciò si traduce in una maggiore intensità dei fenomeni atmosferici provocati dalle correnti occidentali, altrimenti spenti dall'effetto di massa appenninico.



4 - PECULIARITÀ DELL’ALIMENTAZIONE DEL GHIACCIAIO E VARIAZIONI STORICHE DELLA SNOW-LINE E DELL’ELA

Tranne rare eccezioni, come quelle constatate nelle fotografie del 1913, 1918-22 e 1935, nelle quali si manifesta un innevamento prevalente lungo il versante destro idrografico, in tutte le altre campagne del XX secolo l’innnevamento residuo è stato sempre più abbondante sul lato sinistro.

Viene da pensare che tale configurazione caratterizzi il lungo periodo di regresso di questo secolo, poiché nelle vecchie immagini dell’Ottocento vi era un sostanziale equilibrio tra le due parti e la concavità del ghiacciaio era meno pronunciata, (MARINELLI & RICCI, 1916). Il settore d’alimentazione vero e proprio, quello a minore pendenza, era circoscritto a una piccola porzione del bacino superiore, insufficiente a giustificare le dimensioni complessive raggiunte dal ghiacciaio, ma sufficiente per un ghiacciaio ridotto al solo circo superiore. Lo spessore della neve accumulata sul ghiacciaio è stato (quasi) sempre notevole. Le misurazioni eseguite nel mese di giugno da SMIRAGLIA, PECCI (op. cit.) e altri hanno confermato che il bacino del Calderone riceve annualmente imponenti quantità di neve, non giustificate dalle precipitazioni meteoriche, che dovrebbero aggirarsi attorno ai 1600 mm annui (TONINI, op. cit.). A eccezione di alcuni inverni poveri di precipitazioni, verificatisi negli Anni Ottanta e Novanta, in annate “normali”, gli accumuli nevosi nei due circhi sono veramente notevoli. Gli 8-10 m di neve riscontrati nel mese di maggio e giugno del 2003 e 2004 sono il frutto di sommatorie annue stimabili in 15-20 m di neve fresca, un valore che stride fortemente con i 3-4 m valutati da TONINI (op. cit.). Quindi altri sono i fattori responsabili di tali ingenti apporti: innanzitutto la *cattura della neve*³ a opera delle pareti dei circhi del Calderone, aperti a N-NO, che è stata una forma d’alimentazione importante (il distacco del ghiaccio dalle pareti, evidente nei periodi migliori ne è un conferma diretta), ma certamente non è quella che ha permesso al ghiacciaio di raggiungere la soglia del XXI secolo (inoltre ha interessato esclusivamente il lato destro del recinto roccioso). Poi il *trasporto eolico*, modalità di accumulo fondamentale per la parte alta del ghiacciaio.

In base ai rilievi e ai sopralluoghi effettuati dallo scrivente durante gli ultimi venti anni, si è constatato, infatti, che i due settori dell’ex ghiacciaio erano alimentati con modalità differenti. Il *settore superiore*, lungi dal ricevere esclusivamente alimentazione da cattura, era alimentato soprattutto da apporti diretti e da consistenti accumuli operati dai venti occidentali e nordoccidentali (foto 5). Questi venti strappano la neve dai ripidi pendii dell’adiacente e più basso circo della *Conca degli Invalidi* e dalla cresta Ovest della vetta, e la trasportano nel bacino superiore del ghiacciaio scavalcando la sella posta sotto il Corno Grande (foto 6). In tal modo si creava il caratteristico rigonfiamento e l’asimmetria dei due lati del bacino d’alimentazione, inesistente nei periodi di massima espansione e fino ai primi Anni Venti, ma sempre più evidente mano a mano che il ghiacciaio perdeva volume e andava appoggiandosi sul lato sinistro, laddove era più alimentato dal “sottovento occidentale” (foto 6, 7 e 8). Il trasporto eolico è ben visibile su fotografie, cartoline e altre immagini riprese in giornate limpide e ventose e viene ulteriormente avvalorato dall’osservazione del ghiacciaio negli Anni Ottanta, quando sulla zonatura del ghiaccio si individuavano due correnti di alimentazione indipendenti che traevano origine dai due diversi settori del bacino superiore, di cui uno, il destro, era in evidente esaurimento (foto 2c). Ulteriore conferma giunge dall’analisi dell’innnevamento residuo del lato destro del circo sospeso della Conca degli Invalidi, tecnicamente idoneo a ospitare nevai fino a tarda stagione e che invece rimane in gran parte scoperto sin dal mese di giugno, con assenza di cornici sulle creste, confermando così il trasferimento di massa verso l’area del ghiacciaio. Inoltre, nonostante un contesto geografico tra i più favorevoli, desta meraviglia la frequente assenza di una cornice nevosa sulla cresta che divide i

³ “Assistendo ad una nevicata in montagna si osserva che la neve non cade mai verticalmente, ma sempre con direzione obliqua, impressale dal vento, che sempre accompagna in montagna la nevicata. Ora, se noi immaginiamo la parete di una montagna, sovrastante una depressione, e normale alla direzione del vento, accadrà che contro tale parete verrà proiettata ed impastata la neve (...). In sostanza, la parete della montagna esercita una prolungata azione di *cattura* della neve, per cui ai piedi della parete stessa si forma una massa considerevole di neve che molte volte raggiunge l’orlo superiore della parete.” (Porro, C., 1931).

circhi del Calderone da quello degli Invalidi, notata solamente in pochi anni e sempre di dimensioni non adeguate alla sua posizione. Il settore inferiore veniva invece alimentato dalla cattura esercitata dalle pareti, più emergenti rispetto alla parte superiore, da valanghe convogliate dai tre canali incisi nella parete stessa (foto 3), nonché da potenti accumuli da sottovento lungo il margine inferiore sinistro.

Foto 5: il ghiacciaio alla fine degli Anni Venti. Notevole la crepacciatura. La linea tratteggiata delimita il confine tra le due zone d'alimentazione, intuibile anche seguendo la zonatura. La freccia indica la posizione del segnale n° 6. Evidente l'accumulo da cattura sulla destra idrografica e da sottovento sulla sinistra, nonché le dimensioni del bacino collettore del circo superiore. (CAI, L'Aquila).

Photo 5: the glacier by the twenties' end. Crevasses are evident. The dotted line marks the border between the two feed zones, also apparent from the shading. The arrow points to the N.6 signal position. Accumulation from capturing on hydrographic right and from lee on left is evident, as well as the size of upper cirque collector basin. (CAI, L'Aquila).

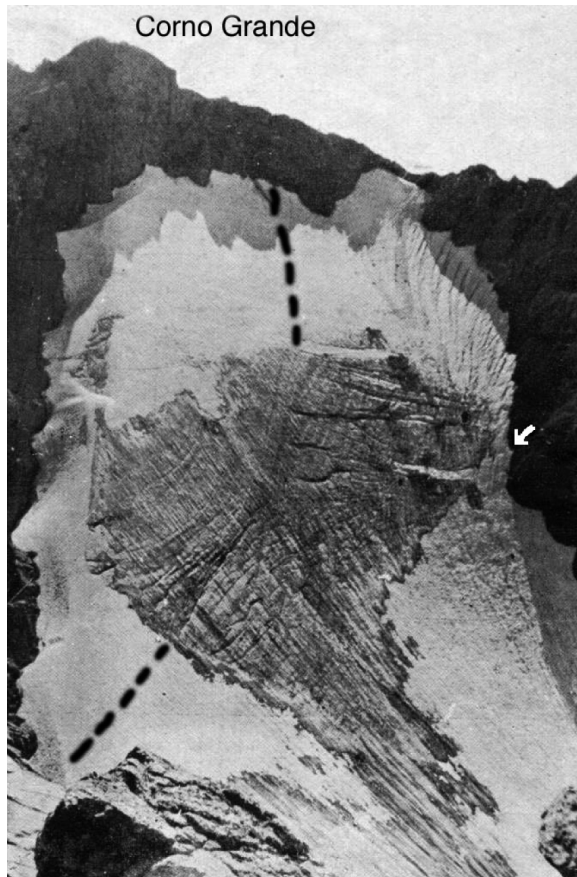


Foto 6: neve trasportata dal vento di ponente nel bacino del Calderone. (E. Rovelli, 26 dicembre 1980).

Photo 6: snow carried by West wind in Calderone basin (E. Rovelli, 26th December 1980).

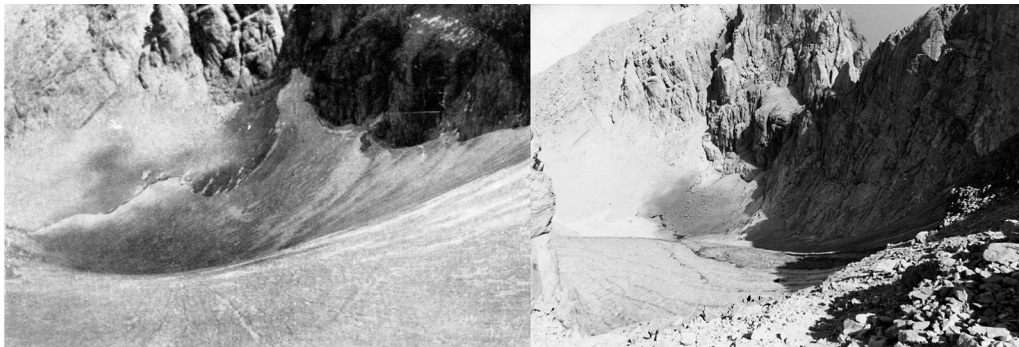


Foto 7 e 8: bacino d'alimentazione: confronto tra il 1934 (Tonini) e il 1983 (Rovelli). Evidente il cambio d'appoggio del ghiacciaio. Da sottolineare che, nella foto del 1934, l'innevamento residuo è più abbondante sul lato sinistro.

Photo 7, 8: accumulation area: comparing 1934 (Tonini) with 1983 (Rovelli). Shift in glacier support is evident. To be noted the prevailing left side residual snow heap in 1934 photo.

L'accumulo colico sul Calderone era tanto più rilevante quanto più le creste emergevano dal ghiacciaio, sicché nei momenti di maggior regresso tale forma d'alimentazione contribuiva a smorzare gli effetti dei deficit nevosi, almeno sul lato sinistro. Questa peculiarità permette di stabilire, con una certa esattezza, la data in cui il limite delle nevi persistenti salì *stabilmente* oltre il livello superiore del ghiacciaio e questo momento è collocabile attorno al 1940, anno d'eccezionale accumulo nevoso. Questa data rappresentò il passaggio di stato del ghiacciaio dall'esistenza alla sopravvivenza. Dopo il notevole progresso del 1940, il Calderone, in fase d'accentuato regresso, riuscì a sopravvivere grazie ad alcuni fattori orografici locali, ma non ebbe più l'apporto efficace del bacino d'alimentazione, poiché l'unicità dinamica del ghiacciaio andò sempre più affievolendosi, così come la graduale scomparsa del distacco dalle pareti (destra idrografica) evidenziò una sempre minore cattura della neve. La perdita di spessore della massa glaciale nella parte mediana (dal 1934), già quantificata in 25 m da TONINI (1961), rapportata al calo di 7 m della porzione frontale e alla (apparente) stazionarietà del bacino superiore, prova quanto sostenuto sopra. Inoltre, dal 1940 in poi assunse carattere di regolarità l'accumulo di neve alla fronte (esaltato nel 1954, nel 1983 e nel 2005) e la presenza del Lago Sofia, sempre più persistente.

Nei rilievi topografici effettuati prima da MARINELLI e RICCI (1917) e poi da TONINI (1933, 1934, 1958, 1960) si apprezza la diminuzione di volume e anche la mutata tendenza del ghiacciaio ad appoggiarsi sul lato destro anteriormente al 1950 e su quello sinistro successivamente⁴. È ben delineato anche l'aumento di pendenza di tutta la fascia mediana - zona frontale del circo superiore - dovuto al notevole smagrimento che prelude all'individualizzazione delle due masse ghiacciate: un ghiacciaio nel ghiacciaio. In poche parole, sul Calderone si andava creando una circostanza simile a quella di molti ghiacciai di circo delle Alpi Centrali, quali Bondone, Pioda, ecc..

Un altro sintomo evidente dell'innalzamento del limite delle nevi persistenti, oltre le vette più alte del Gran Sasso, è la differente localizzazione dell'innevamento residuo nei diversi anni. In molte immagini di fine XIX e inizi XX secolo, s'intuiva perfettamente la collocazione della *snow-line* annuale e dell'ELA sulla superficie del ghiacciaio poiché vi era una regolare distribuzione altimetrica dell'innevamento residuo, quando presente, mentre dopo il 1940 si è avuta una prevalente copertura residua irregolare, frutto d'accumulo molto discontinuo e tipico d'aree non destinate a superfici glaciali, ma proprie dell'ambiente periglaciale. Spesso si osservava un innnevamento circoscritto al

⁴si vince come il cambio di pendenza poco sopra la soglia nascosta del circo superiore fosse relativamente poco visibile fino al 1934, ma si desume anche un evidente errore nel rilievo topografico del 1958, nel quale le isoipse indicherebbero un ghiacciaio che si appoggia nuovamente sulla destra in luogo dell'evidenza contraria che risulta dalle fotografie dello stesso anno. È chiaro che l'aggiornamento del rilievo non ha riguardato anche la reale distribuzione delle quote, che ricalcano grossomodo quelle del 1934.

lato superiore sinistro (foto 12b) e alla parte frontale⁵, mentre nei primi anni del Novecento la cattura della neve era ben distribuita lungo quasi tutto il bordo destro del ghiacciaio, fin sotto la Vetta Centrale.

In sintesi, fino al 1940 tale configurazione era tipica dell'area esterna ai circhi ospitanti il ghiacciaio, ovvero della fascia dei glacionevati del *Vallone delle Cornacchie* (2550-2700 m). Successivamente, tutto l'orizzonte migrò verso l'alto, lasciando la fascia dei glacionevati occupata da nevai sempre meno perenni e i due circhi del Calderone declassati da *sito glaciale a periglaciale*. Naturalmente, il processo è stato graduale, presentando una fase intermedia, collocabile a cavallo tra gli anni Trenta e Cinquanta del XX secolo. Ulteriori conferme giungono dalla relazione tra glacionevati e nevai del Vallone delle Cornacchie e ghiacciaio: dalla metà del XX secolo non è raro riscontrare un aspetto pingue dei nevai e, per contro, un ghiacciaio totalmente denudato. Negli anni d'abbondante innevamento dei nevai sovente si ha un forte accumulo nel versante interno della morena e sul fondo del circo, mentre prima del 1940 la relazione non era così puntuale. Tutto ciò significa una risalita del limite delle nevi persistenti di circa 150 m, pari a un incremento di circa 1 °C, quindi in linea con le tendenze climatiche già rilevate da altri studiosi.

Durante l'acme della PEG del XIX secolo, il notevole volume raggiunto dal ghiacciaio faceva sì che le pareti rocciose emergessero per non più di 50 m dalla sua superficie e questo era vero soprattutto per il bacino superiore, sicché la cattura della neve era circoscritta alla regione più bassa del ghiacciaio (foto 4). In alto era forte l'azione di disturbo operata dall'anticima del Corno Grande, che intercettava parte della neve trasportata dai venti di NW, evidentemente prevalenti in quel periodo. Vi erano anche tre canalini nei quali la neve si scaricava verso il ghiacciaio: la *Forchetta Sivitilli*, la *Forchetta Gualerzi* e un terzo canale secondario che scendeva dalla Vetta Orientale. I primi due sono stati attivi fino al 1940 circa; il terzo solamente nella PEG (foto 3).

In questa fase, dunque, il limite delle nevi persistenti doveva avere raggiunto valori piuttosto bassi, attorno ai 2750 m. Inoltre, valutando l'esistenza di alcuni glacionevati adiacenti il ghiacciaio e la possibilità che un altro corpo nivo-glaciale esistesse finanche nei circhi della Val Cannella del Monte Amaro della Majella (GIRAUDI, 1998) sembra possibile che l'ELA del ghiacciaio fosse scesa fino a circa 2700 m, valore molto basso e mantenuto certamente per pochi anni, altrimenti la tracimazione sulla morena del circo sarebbe stata più pronunciata. In questo periodo di massima espansione i due circhi costituivano un solo grande bacino d'alimentazione.

5 - VARIAZIONI STORICHE

Le variazioni areali del ghiacciaio nel corso dei secoli passati, fino al 1940, sono state piuttosto modeste. È certo che il Calderone sia scomparso almeno una volta, ma quasi certamente anche altre dal termine dell'ultima glaciazione quaternaria: in effetti, il ghiacciaio così come lo vediamo nelle foto d'archivio non è altro che il frutto della neoglaciazione della PEG (GIRAUDI, 2000; ROVELLI, op. cit.).

Dal XVI secolo in poi il ghiacciaio è stato oggetto di numerose descrizioni da parte di escursionisti e alpinisti che ascendevano alle tre vette del Corno Grande. Tuttavia, tali descrizioni, definibili piuttosto "impressioni", sono spesso inattendibili, vaghe e valgono solamente come testimonianza dell'esistenza del ghiacciaio.

Tracce inconfutabili delle variazioni dello spessore del ghiaccio sono invece le diverse tonalità delle pareti rocciose (*trim-line*), indotte dal disomogeneo grado di alterazione delle rocce, che sono andate emergendo nel corso degli anni e che comprovano il rapido decremento del ghiacciaio dopo il 1940.

⁵l'imponente apparato morenico è, dal 1940-45 circa, causa di un forte accumulo nevoso nella parte più depressa del circo, che viene sottratto alle regioni di alimentazione: ciò contribuisce al bilancio negativo del ghiacciaio. La depressione interna, ora di 60 m, ha indotto poi la formazione di una piccola inversione termica che favorisce il permanere della neve e del ghiaccio anche nei mesi estivi, generando piccoli strati di *ghiaccio di sovrapposizione*, notati spesso verso il finire dell'estate. Da ultimo, il notevole incremento della copertura morenica crea una soluzione di continuità tra il ghiaccio e gli eventuali accumuli pluriennali di firn e di certo favorisce la fusione della neve d'annata, minimizzando gli effetti di bilanci positivi.

Per quanto riguarda i documenti iconografici (disegni, schizzi e fotografie), poche sono le fotografie storiche che abbiano un profilo tecnico nelle inquadrature. Soprattutto la parte frontale è scarsamente rappresentata. Purtroppo, anche la cadenza cronologica non è affatto regolare, il che permette solo di tracciare una linea di tendenza generale. Questo è soprattutto valido per il periodo anteriore al 1929, ovvero prima delle campagne glaciologiche di TONINI (1929-1960) e di ZANON (1962-1979).

5.1 - Il massimo sviluppo nella PEG e nel XIX secolo

Come già enunciato, durante la fase di massima avanzata olocenica della PEG, le dimensioni del Calderone non erano molto dissimili da quelle che si osservano nelle immagini di fine Ottocento. Lo spessore massimo si aggirava intorno agli 80-100 m (70 all'altezza della *Forchetta del Calderone*), e il ghiacciaio ricopriva per intero il terrazzone del *Torrione Cambi* (foto 4), trascinava dalla Forchetta del Calderone verso le pareti soprastanti il Bivacco Bafle mentre una discreta lingua fuoriusciva dal circo in sinistra idrografica, laddove ora si ammira una grande falda detritico-morenica che precipita verso il Rifugio Franchetti (2435 m). Questa azione di sfondamento di morene preesistenti è stata datata da GIRAUDI attorno al 3950 BC (op. cit), ed è comune anche a un altro ex-ghiacciaio mediterraneo, il *Picabo de Veleta* (Sierra Nevada, Spagna). Il notevole sviluppo dello spessore del ghiaccio aveva portato il bacino d'alimentazione a raggiungere le creste del circo (foto 4). In siffatte condizioni, l'effetto cattura, da queste operato, era annullato e ciò prova come il limite delle nevi (e l'ELA) fosse posto assai più in basso anche rispetto agli inizi del Novecento.

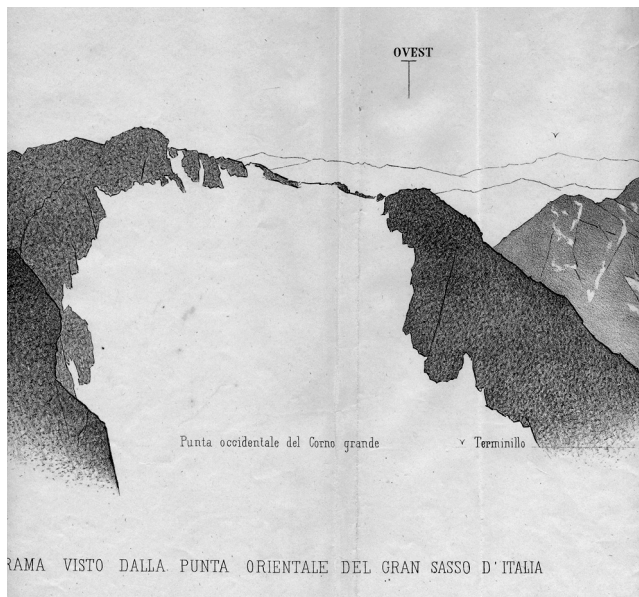
La naturale concavità del ghiacciaio era poco pronunciata poiché il grande sviluppo del lato sinistro, che raggiungeva quasi l'anticima del Corno Grande, veniva controbilanciato dall'altrettanto notevole spessore del lato destro, che si fermava a meno di una ventina di metri sotto la vetta più elevata. I lembi del Calderone erano visibili dalla Conca degli Invalidi e dalle cime occidentali del gruppo, visto che il ghiaccio giungeva sin sulle creste dello schienale del circo superiore.

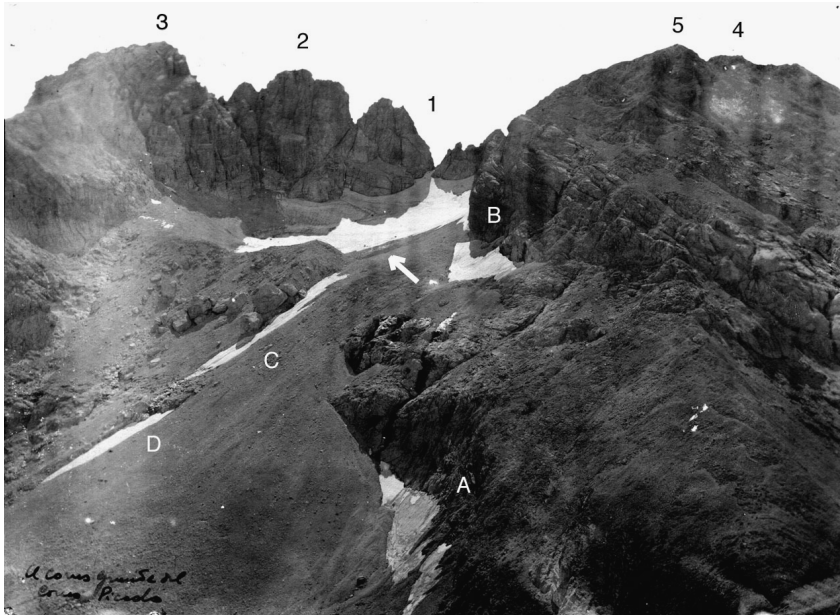
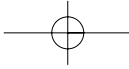
Il glacionevato dell'anticima (foto 1, punto C) era congiunto lateralmente al Calderone e la morena che lo chiude sulla destra (oggi in acceso dilavamento) fungeva da morena mediana tra le due unità. Tutti gli altri glacionevati del Vallone delle Cornacchie erano di dimensioni cospicue, soprattutto quello adiacente il Rifugio Franchetti.

Le prime immagini attendibili del Calderone risalgono al 22 luglio 1871. In queste si vede il ghiacciaio ancora ben alimentato, con il bacino collettore molto sviluppato e che ancora raggiunge le creste della Vetta Occidentale (foto 9). Non è invece possibile interpretare lo stato della fronte.

Foto 9: stessa inquadratura delle foto 5 e 14, ma raffigurante il ghiacciaio il 22 luglio del 1871. (Saint Robert). Le dimensioni sono grossomodo le stesse della massima espansione olocenica del XIX secolo.

Photo 9: Same picture of photos 5 and 14, but representing the glacier on the 22nd of July 1871 (Saint Robert). The size is almost the same as in the holocenic max. expansion of the 19th century.





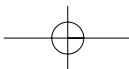
a



b



c



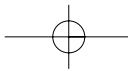


Foto 10 (pagina a fianco, dall'alto verso il basso: a, b, c): tre vedute dal Corno Piccolo. Nella prima (Gavini, 1887) il ghiacciaio è scoperto ed è ben visibile una morena (mediana) appena deposta non più esistente (freccia) e i 4 glacionevati (A, B, C, D) ora nevai. Sotto la vetta Occidentale (4-5) si vede un piccola tracimazione del ghiacciaio sulla cresta settentrionale. Nella seconda (E. Berthelet, 1917), il Calderone è in progresso, ma è sotto di almeno 10 m rispetto al 1887. Da notare il cospicuo innevamento al 20 agosto. Nella terza (2003), rimane solamente il circo inferiore, apparentemente vuoto. 1) Forchetta del Calderone; 2) vetta centrale; 3) vetta orientale; 4) vetta occidentale; 5) anticima.

Photo 10 (back page, top to bottom: a, b, c): three views of Corno Piccolo. In the first (Gavini, 1877) the glacier is uncovered and one can see a median moraine just left behind, now no longer existing (arrow) and 4 glacierets (A, B, C, D) now snow fields. Below the West peak (4-5) a small glacier overflow on the North ridge can be noted. In the second (E. Berthelet, 1917), Calderone is advancing, but is at least 10 m lagging behind 1887. To be noted this remarkable snow coverage on Aug. 20th. In the third (2003) the lower cirque only is left, apparently empty. 1) Forchetta del Calderone; 2) Centre peak; 3) East peak; 4) West peak; 5) Counter-peak.

Un'altra immagine molto importante risale all'agosto 1887 (foto 10a). Il ghiacciaio è racchiuso entro il circo glaciale e non vi è traccia della lingua esterna, ma si notano due particolarità interessanti: i tre nevai esterni al ghiacciaio sono ancora glacionevati; il cordone morenico destro del glacionevato esterno superiore è appena accennato e non è emergente quanto in altre foto successive e nella carta topografica di MARINELLI & RICCI (1917). A tale proposito, si potrebbe ipotizzare che a quella data ci fosse del ghiaccio sepolto.

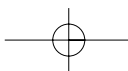
5.2 - La prima metà del XX secolo

Nelle fotografie d'inizi Novecento, il bacino ablatore appare in fase di assottigliamento, con accentuazione della concavità inferiore. Nel contempo, anche la porzione più elevata del ghiacciaio va contraendosi, con una notevole perdita di spessore dopo il 1892. Nel 1887 lembi di ghiaccio raggiungono ancora la Forchetta omonima, ma nel 1905 la distanza verticale tra il ghiaccio e la Forchetta è già di almeno 15 m. Le successive immagini testimoniano che, nonostante il progresso degli anni 1915 e 1917, le posizioni dell'Ottocento sono ormai lontane. Nel 1916, la fronte del Calderone è ancora appoggiata alla morena frontale, ma sulla sinistra un bel cordone morenico, inciso dall'alveo dell'emissario, comprova di una espansione precedente al 1887 (foto 2a e 3). Di questa morena non rimane traccia né la morfologia del morenico deposto è la stessa dell'attuale. Nelle immagini di MARINELLI & RICCI sono anche osservabili alcune *tavole glaciali* e il ristagno d'acqua che negli anni successivi darà origine al Laghetto Sofia. Altre foto del 1924 mostrano un ghiacciaio fortemente crepacciato e di spessore ancora consistente, con il margine destro ben distaccato dalle pareti.

Negli Anni Trenta, il ghiacciaio non subisce particolari variazioni, poiché ad annate fortemente negative (1935, 1937) fanno da contrappunto anni nevosi e conservativi per il bilancio glaciale. In particolare, l'inverno 1932-33 e la successiva primavera segnano quasi un record positivo per il Calderone: nelle immagini del luglio 1933, infatti, il ghiacciaio è ricoperto da una spessa coltre nevosa, che risulta essere abbondante anche esternamente al circo glaciale, quasi ai livelli del 1871.

Ma le dimensioni ridotte del ghiacciaio lo rendono estremamente reattivo ai cambiamenti climatici, anche interannuali. Così osserviamo che inverni ricchi di neve possono trasformarsi in pessime annate se accompagnati da successive estati torride, come spesso accade nel caldo ambiente mediterraneo: gli abbondanti accumuli del 1933 vengono annullati nel 1934, ma ancora più nel 1935, da annate secche e calde. Nel 1935 profondi crepacci solcano la superficie del ghiacciaio e un'estesa zonatura con andamento ellittico segna le direzioni di flusso del ghiaccio. Sulla sinistra idrografica iniziano anche i primi crolli di detrito, che vanno ad accumularsi nel terzo inferiore del ghiacciaio.

Negli Anni Quaranta il Calderone regredisce vistosamente rispetto alle posizioni avanzate del 1940, anno che fece segnare le distanze minime dai segnali posti da TONINI nel 1934. In immagini del 1945 (R.A.F.) e del 1946 (TONINI) affiora sulla sinistra una finestra rocciosa, che altro non è che l'estremità della soglia ancora nascosta del circo superiore. In questa fase tale lato superiore, non protetto dalle rocce, regredisce più velocemente di quello destro. Tra il 1946 e il 1954, esso affonda



nel detrito e la convessità mediana diviene sempre più evidente e crepacciata. Nel 1947 il Calderone ospita anche il set di un film. In una panoramica sul ghiacciaio, libero da neve residua, si notano grandi crepacci in destra idrografica, al cambio di pendenza, mentre il lato sinistro ha raggiunto un livello di potenza simile a quello dell'ancora lontano 1983. Ben sviluppato anche il Laghetto Sofia, circondato da banchi di neve che attestano un consistente accumulo alla fronte.

5.3 - La seconda metà del XX secolo

Gli Anni Cinquanta si aprono con inverni nevosi (1950-51), ma le successive estati annientano gli accumuli, soprattutto negli anni compresi tra il 1952 e il 1956, quando il Calderone arretra vistosamente, deprimendosi dentro il circo e andando sempre più a ricoprirsì di detriti, soprattutto lungo il margine sinistro idrografico, con accesi fenomeni di *debris-flow*. Regredisce anche il versante destro idrografico, il cui arretramento lineare è molto più intenso rispetto al controlaterale. È proprio in questi anni che si verifica il cambio d'appoggio del ghiacciaio (anche se, ancora nel 1949, il Calderone si appoggia debolmente sul lato destro). Solo l'alto bacino sinistro e quello centrale hanno recuperato volume, giungendo ancora alla stessa altitudine massima del 1934, ma si tratta delle ultime apposizioni, perché il restante ghiacciaio è ormai profondamente cambiato.

Dal 1962 al 1979 l'incarico dei sopralluoghi annuali passa a G. Zanon, che quasi ogni anno misura le variazioni ritraendo preziose e significative immagini. Da tali documenti emerge che i primi Anni Sessanta sono improntati a una sostanziale stazionarietà del ghiacciaio, fino al 1964, quando il ghiacciaio perde in un sol colpo la gran parte del ghiaccio accumulato tra il 1958 e il 1963, con un calo al segnale 6 (lato sinistro) di 16 m di spessore in un solo anno (ZANON, 1964).

Tuttavia, gli Anni Sessanta incidono marginalmente nella lunga fase di regresso del Calderone poiché nella seconda parte di questo decennio si ha anche una certa ripresa: infatti, confrontando le immagini del 1960 con quelle del 1970, possiamo notare come l'aspetto è in linea di massima simile, eccezion fatta per un calo di 4-5 m sul versante destro superiore. Un durissimo colpo arriva nel 1974, quando il ghiacciaio appare totalmente scoperto e depresso nella parte centrale, in corrispondenza della finestra rocciosa, segnale della possibile, futura suddivisione in due tronconi indipendenti (ZANON, 1974). Sui bordi laterali, estesi *debris-flow* occupano parte della porzione inferiore del ghiacciaio. Ai successivi sopralluoghi del 1979 e del 1980, l'apparato è ricoperto da ingenti masse nevose, di spessore tale da risalire fino alle posizioni dei primi Anni Cinquanta sul lato sinistro, mentre su quello destro la situazione rimane al di sotto dei livelli del 1960. Zanon (1979) misura un aumento di spessore di ben 17 m sul lato sinistro rispetto al 1964 (segnale n°6), accumulato tutto negli ultimi 5 anni.

Con il 1981 inizia l'ultima fase d'intenso regresso del ghiacciaio, interrotta solamente da singoli episodi di buon innevamento (1984, 1986, 1991), non sufficienti però a invertire il trend fortemente negativo. Dal 1983 al 1994 il versante superiore destro subisce un calo di oltre 10 m di spessore, mentre quello sinistro perde il caratteristico rigonfiamento zonato e crepacciato. Dal 1983 in poi, eccezion fatta per gli anni sopracitati, il Calderone appare sempre spoglio di nevato. Quindi, per circa un ventennio il ghiacciaio rimane senza alimentazione pluriennale; il bacino superiore si smagrisce sempre di più, ricoprendosi dell'abbondante detrito che precipita dalle pareti sovrastanti e trasformandosi così in un *debris covered glacier* (SMIRAGLIA, op. cit.). Tra il 1987 e il 1992 il bacino d'alimentazione scompare come tale, ma rimane come massa di ghiaccio in esaurimento, dinamicamente isolata dal corpo glaciale residuo.

Nel 2001 il Calderone si divide in due unità, ormai prive dei fattori morfologici e dinamici tipici di un ghiacciaio: si può parlare di glacionevato (*glacière*), il cui spessore diminuisce di circa 1 m all'annuo (SMIRAGLIA op. cit.; PECCI et alii, op. cit.).

Gli ultimi crepacci, siti sempre nella parte medio-bassa, sono stati rilevati nel 1994 (PECCI, com. pers.), anno in cui il ghiacciaio appare privo di residui nevosi d'annata e di stagioni precedenti e pesantemente ricoperto di *debris-flow*. Negli anni successivi prosegue celermente la riduzione dell'ex bacino collettore del ghiacciaio, ridotto ormai a una lista di ghiaccio sulla quale si accumulano incessantemente ingenti quantità di detrito di varie dimensioni.

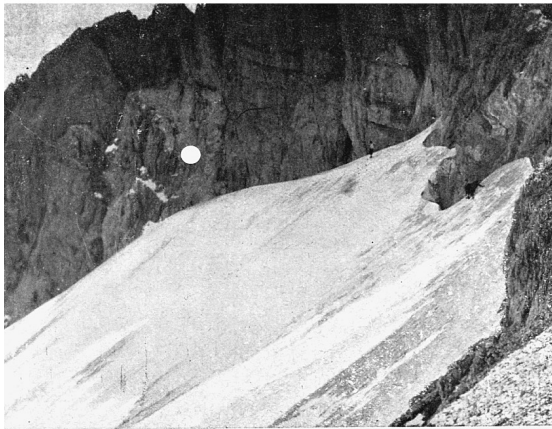
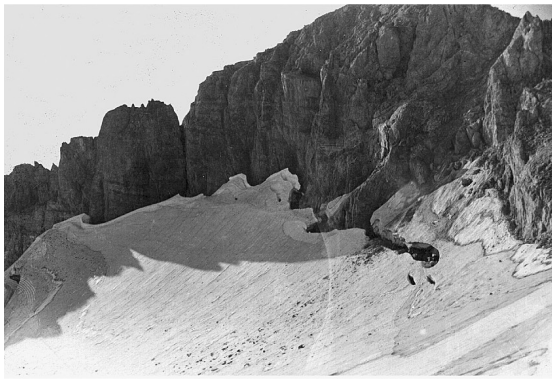
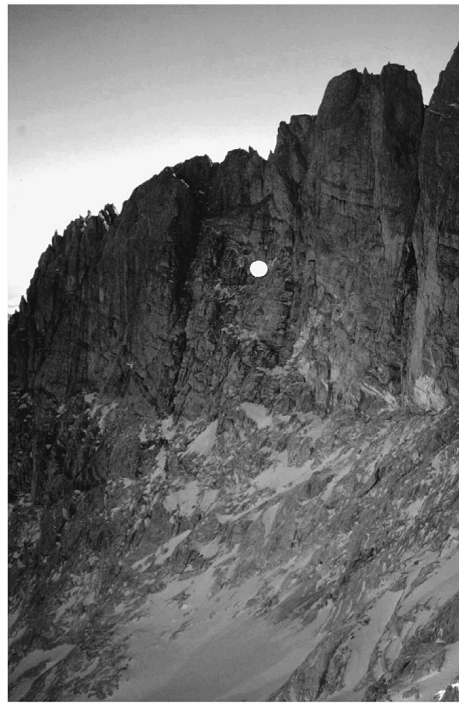


Foto 11 (dall'alto verso il basso: a, b, c, d, e, f): evoluzione del bordo superiore destro del bacino di alimentazione del ghiacciaio. Il punto bianco, indica il riferimento comune, ancora sepolto nel ghiaccio nel 1886. 11a: (E. Abbate, 1886); 11b: (Tonini, 1934); 11c: (Rovelli, 1983); 11d: (Rovelli, 1994); 11e: (Rovelli, 2003); 11f: lo stesso versante con l'innevamento di maggio 2003. Si noti come l'accumulo sia veramente notevole: il livello raggiunto è quello del settembre 1983.

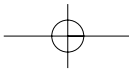
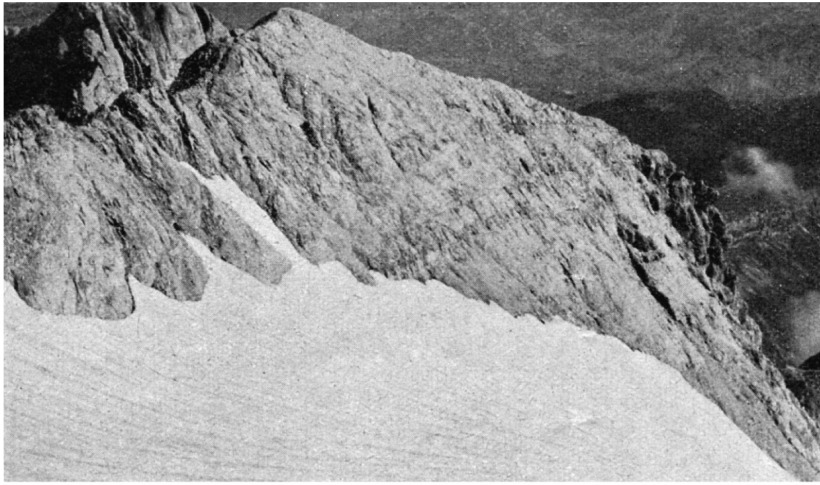
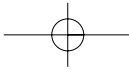
Photo 11 (top to bottom: a, b, c, d, e, f): evolution of right upper edge of the accumulation area. The white spot indicates the common reference signal still buried in ice in 1886. 11a: (E. Abbate, 1886); 11b: (Tonini, 1934); 11c: (Rovelli, 1983); 11d: (Rovelli, 1994); 11e: (Rovelli, 2003); 11f: same side with snow cover of 2003. Note the high accumulation. The level is the same as in September 1983.

11e



11f





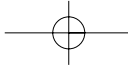


Foto 12 (dall'alto verso il basso: a, b, c): versante sinistro del bacino d'alimentazione: confronto pluriennale. Evidente il collasso nel periodo successivo al 1983. Da sottolineare che nel 1983 sono ancora visibili gli effetti dell'avanzata 1975-80. 12a: 1940; 12b: 1983 (Rovelli); 12c: 1994 (Rovelli).

Photo 12 (top to bottom: a, b, c): left side of accumulation area: pluriennial comparison. Collapse following the 1983 period is evident. Note that in 1983 the effect of 1975-80 expansion is still visible. 12a: 1940; 12b:1983 (Rovelli); 12c: 1994 (Rovelli).



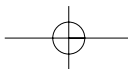
Foto 13: una comitiva sulla cresta nord della vetta occidentale, ancora raggiunta stabilmente dal ghiacciaio nel 1911. Il punto preciso è indicato nella foto 14.

Photo 13: a party on the North ridge of the West peak, still covered by the glacier in 1911. The precise location is shown in photo 14.



Foto 14: dalla vetta orientale verso l'occidentale nell'agosto del 1933 (Tonini). Da notare come il ghiacciaio si appoggiasse sul versante destro, così come evidenziato dall'incanalamento delle acque di scorrimento superficiale. Confrontare con la foto 2b del 1979. La freccia indica il luogo dove è stata scattata la foto 13.

Photo 14: from East to West peaks in Aug.1933 (Tonini). Note how the glacier leans on the West side, as shown by the surface water channelling. Compare with photo 2b of 1979. The arrow points the spot where photo 13 was shot.



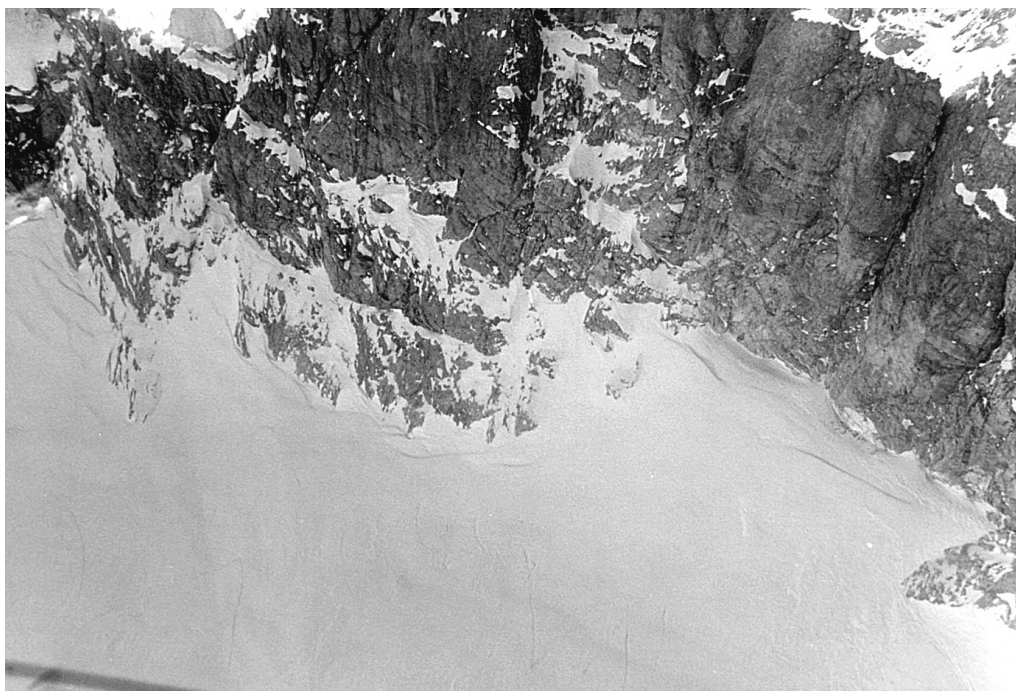


Foto 15: il bacino destro del ghiacciaio ripreso dall'elicottero. Si evince la limitatezza degli accumuli da valanga in un'annata di buona nevosità: all'altezza della finestra rocciosa vi erano già oltre 4 m di neve. (Rovelli, gennaio 1984).

Photo 15: glacier right basin viewed by the helicopter. Note the limited avalanche accumulation in a snowy year: at the rocky window the snow cover exceeds 4 m. (Rovelli, January 1984).

5.4 - Il nuovo secolo: dal 2001 a oggi

A partire dal 2003, non rimane quasi traccia della parte superiore del Calderone mentre il settore inferiore è affondato nei detriti, il cui spessore varia tra i 5 e i 150 cm. Anche i nevosi invernali 2003-2004 e 2004-2005 non sono riusciti a portare buoni contributi al glacionevato. Al rilevamento di fine stagione del 2004, la superficie dell'ex ghiacciaio è quasi interamente ricoperta di morena, con accumuli irregolari di neve d'annata concentrati in pochi settori del bacino inferiore e sotto la vetta del Corno Grande. Il ghiaccio affiora ancora solo nella porzione centrale inferiore. Rimane sempre ben visibile l'inghiottitoio con il ruscello che ci s'inabissa, mentre il nevaio che si forma ogni anno nel lato interno della morena frontale resiste spesso fino all'autunno, nonostante la sua esposizione sfavorevole (S). La persistenza di questo nevaio indica che l'accumulo nevoso nel versante interno della morena è ancora notevole. All'esterno del bacino del Calderone, i nevai, già glacionevati nel XIX secolo, non sono più formazioni a carattere permanente, ma semplici nevai stagionali privi di nucleo di ghiaccio, talvolta pluriennali, che crescono e scompaiono in maniera indipendente dall'ex-ghiacciaio. Dal 2003, i circhi del Calderone diventano due *siti glaciogeni*, con una lente di ghiaccio di media grandezza nel circo inferiore e qualche piccolo lembo di ghiaccio, di dimensioni insignificanti, in quello superiore.

6 - CORRELAZIONE TRA OSCILLAZIONI GLACIALI E CLIMA

Sin dai primi lavori, molti autori hanno tentato di giustificare l'esistenza del Calderone mediante l'analisi delle caratteristiche climatiche dell'area (TONINI, 1934, 1960; GELLATLY et alii, 1994), ma la difficoltà di valutare i dati delle stazioni di rilevamento, sempre situate in località non idonee a raffronti significativi, ha portato a risultati incerti. Nel suo lavoro del 1961, TONINI correla le variazioni del Calderone con l'andamento corrente del clima locale, ottenendone conclusioni non esaustive, a causa di vari fattori: il primo è certamente il fatto che i rilievi (di Tonini prima e di Zanon poi) sono sempre stati compiuti in agosto e settembre, due mesi dai connotati ancora schiettamente estivi sull'Appennino ¹.

La seconda è la mancanza di una stazione meteorologica coerente con l'ambiente climatico del ghiacciaio, per cui è obbligatorio interpolare i dati delle stazioni adiacenti. Per questo motivo i climogrammi di TONINI hanno una validità valutabile intorno al 50%. Le stazioni prese in esame dall'Autore e da altri studiosi hanno messo in evidenza un basso *gradiente termico verticale* tra le pendici del Gran Sasso (L'Aquila, Isola del Gran Sasso) e le località più elevate (Campo Imperatore, Pietracamela). Motivo di ciò è la vicinanza del mare e l'assenza di una barriera orografica tra il Gran Sasso e l'Adriatico che possa stabilizzare le masse d'aria turbolente che giungono dal mare, nonché la verticalità delle forme, con la grande parete calcarea della Vetta Orientale del Corno Grande.

Questo aspetto è particolarmente vero durante la stagione estiva, quando la circolazione atmosferica generale rallenta e hanno il sopravvento i moti locali, con masse d'aria stagnanti e poco differenziate, sia verticalmente che orizzontalmente: il limite delle nevi persistenti è così sempre stato piuttosto elevato in rapporto alle temperature medie delle stazioni di rilevamento. A Pietracamela, posta a 1000 m s.l.m., la temperature media annua è compresa tra 8,9 e 12,6 °C, compatibile con un limite compreso tra i 2500 e i 3100 m, se il gradiente avesse un valore medio di 0,6 °C/100 m.

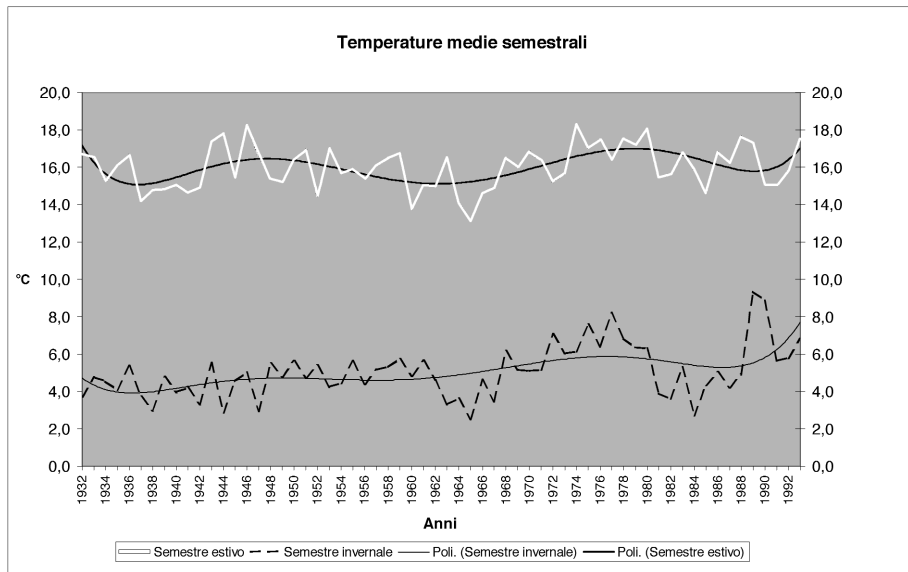


Fig. 1: variazione della temperatura media nel semestre estivo e in quello invernale nel periodo 1931-1993. Evidente la tendenza all'aumento delle temperature.

Fig. 1: average temperature variations in summer and winter from 1931 to 1993. The increasing trend is evident.

¹ la stagione ablativa appenninica, alle quote del ghiacciaio, termina generalmente nella prima metà del mese d'ottobre ed è in questo periodo che si dovrebbero ottenere dati certi sul bilancio annuale del ghiacciaio.

In siffatte condizioni il ghiacciaio avrebbe uno sviluppo ben maggiore, superiore anche alle dimensioni massime raggiunte all'apice della PEG. Invece, il basso gradiente ha inibito lo sviluppo del ghiacciaio al punto che il limite delle nevi persistenti ha raggiunto l'altezza mediana del Calderone (2780 m nel 1934) solamente quando la temperatura media di Pietracamela è rimasta sotto gli 8,9 °C, cosa avvenuta in pochissimi anni.

Ma un altro dato interessante emerge dal confronto tra le stazioni di Pietracamela e Campo Imperatore: il gradiente termico non è costante ma varia di molto a seconda degli anni. In tal modo si spiega come anni piuttosto tiepidi, ad esempio il 1978, siano stati positivi per il bilancio annuale del ghiacciaio. Infatti, il divario termico tra le due stazioni (1030 e 2130 m) oscilla tra i 5 °C e gli 8,63 °C registrati nel 1978, un valore notevole perché comporta un gradiente rispettivamente di 0,45°/100 m e di 0,78°/100 m, giustificando il notevole innevamento del 1978 anche in sede esterna al ghiacciaio.

Naturalmente, questo dato non è assoluto: va incrociato con quello delle precipitazioni e andrebbe anche integrato con alcuni altri mai rilevati, per esempio la ventosità prevalente durante gli episodi nevosi. Purtroppo, l'effetto camino del Corno Grande inficia la raccolta di dati univoci: pertanto ci si deve necessariamente affidare alle interpolazioni, più o meno precise. Scorrendo il grafico in figura 6, si vede come il Calderone abbia avuto lunghi periodi di regresso e solo poche annate positive consecutive tali da innescare un vero periodo di progresso². I periodi d'avanzata più lunghi e incisivi del XX secolo sono stati il 1916-20, il 1957-61 e il 1975-80, mentre quelli di regresso il 1942-49 e il 1981-2004.

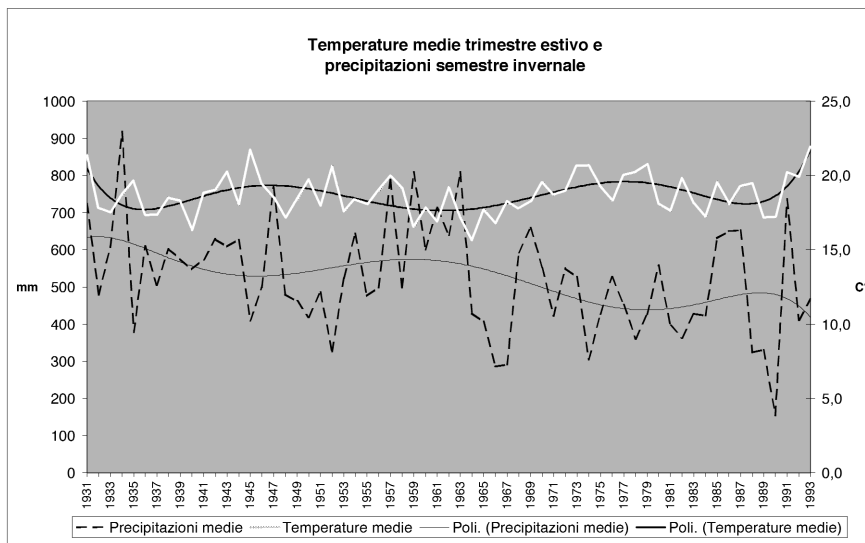


Fig. 2: variazioni delle precipitazioni nel periodo di accumulo e della temperatura estiva dal 1931 al 1993. Evidente la tendenza all'aumento delle temperature e al calo delle precipitazioni.

Fig. 2: accumulation season precipitations and summer temperature variations from 1931 to 1993. Trends are showing increasing temperatures and decreasing precipitations.

² su 74 anni di osservazioni (1921-2004), dirette e mediante immagini, gli anni positivi sono stati solamente 25, quelli negativi 36 e gli "stazionari" 10. Secondo i dati riveduti e corretti dallo scrivente, dal 1929 al 1960, periodo esaminato da TONINI e ripreso da GELLATLY et alii, (1994, op. cit.), gli anni positivi sono 13 e quelli negativi ugualmente 13. A questi vanno sommati 3 anni di "stazionarietà", sui quali si nutrono dubbi e che, secondo lo scrivente, dovrebbero essere sommati agli anni di regresso. Pertanto, nella migliore delle ipotesi, siamo ad un rapporto del 50% tra anni positivi e negativi e questo contrasta con quanto sostenuto da Tonini (op. cit.), il quale afferma che "il regresso è presente un anno su tre". Inoltre, i bilanci annuali andrebbero esaminati singolarmente poiché in genere i regressi sono stati più incisivi per intensità (come singolo evento) rispetto ai progressi. Per esempio, gli oltre 20 metri di neve accumulata nel quinquennio 1975-80, ultima fase veramente positiva, furono quasi interamente fusi nelle disastrose annate successive (1980-81 e 1981-82), al punto che nel 1982 il ghiacciaio presentava un aspetto simile a quello che aveva nel 1974.

Entriamo nel particolare. La posizione geografica del Calderone limita la quantità delle precipitazioni invernali, dato che gran parte delle piogge appenniniche arriva, in annate cosiddette “normali”, da occidente, dove si scarica gran parte dell’umidità contenuta. Inoltre i circhi del Calderone sono aperti a N mentre verso S sono protetti e chiusi da pareti alte centinaia di metri che impediscono l’accumulo di sottovento, molto intenso sulle iperventilate montagne appenniniche.

Pertanto viene spontaneo pensare che gli accumuli si abbiano con lo stau provocato dalle correnti di grecale che dilagano sull’Adriatico, ma è anche vero che le precipitazioni nevose a quote elevate (2600-2900 m) non sono correlate ad avvezioni fredde, soprattutto quando il gradiente termico è elevato come in queste circostanze. Infatti, si nota che in coincidenza d’irruzioni fredde di matrice continentale, stante una temperatura media di 3-5 °C al livello del mare, le temperature all’altezza del Calderone dovrebbero aggirarsi sui - 10, - 12 °C (0,6 °C/100 m). Con questa situazione, e tenendo presente che la ventosità da grecale è sempre notevole e il Calderone è per gran parte esposto a tale vento, appare chiaro che il ghiacciaio ne trae solo un parziale giovamento.

A sostegno di tale ipotesi viene in aiuto il confronto tra due anni con abbondante nevosità ma di diversa origine: gli inverni 2002-03 e 2003-04. Il primo è stato caratterizzato da un persistente afflusso di correnti nordorientali che hanno provocato intense e continue nevicate sul versante adriatico dell’Appennino e scarsità di neve su quello tirrenico/centrale, mentre il secondo è stato piovoso, con minore componente continentale e maggiori afflussi di aria marittima di provenienza occidentale e nordoccidentale. A metà del mese di maggio 2003, sull’ex ghiacciaio sono stati misurati fino a 8 m di neve vecchia (PECCI, com. pers.), mentre nel giugno del 2004 lo spessore (stimato) raggiungeva anche i 10 m. I confronti fotografici eseguiti nei mesi di luglio 2004 hanno evidenziato un residuo nevoso superiore di circa 3-4 m rispetto allo stesso mese del 2003. L’apertura dei circhi a N-NO favorisce la cattura e l’alimentazione della neve trasportata dai venti di N-NO rispetto al Grecale, che colpisce il ghiacciaio in senso longitudinale e solo dopo aver colliso con la potente parete della Vetta Orientale, che chiude a N l’intero bacino (foto 1).

Un’ulteriore spiegazione ci viene dall’analisi della primavera dei due anni, che hanno avuto un andamento diverso: precoce nel 2003 e “normale” nel 2004. Negli ultimi anni, a fronte d’inverni più o meno nevosi, c’è quasi sempre stata una “esplosione” primaverile già nei primi giorni di marzo, seguita da un ultimo episodio nevoso nel mese di aprile e poi da temperature estive, con punte di 30 °C nelle pianure dell’Italia Centrale già negli ultimi giorni del mese. In alcuni anni (1983, 1988, 2003), si è persino arrivati ad avere costantemente temperature massime di 30 °C e più per oltre sette giorni consecutivi. Tale andamento ha avuto notevoli ripercussioni sull’innnevamento stagionale, con giorni privi di rigelo notturno. Nella primavera del 2004 ci sono stati episodi nevosi, fino ai 2000 m, ancora a maggio inoltrato. Un siffatto andamento ha permesso al manto nevoso di permanere a lungo anche a quote relativamente basse. Alla metà del mese di giugno, sul Monte Sirente (2349 m), nell’Abruzzo interno, si aveva un innnevamento simile per quantità e diffusione di poco inferiore a quello registrato nell’ottima annata del 1978, evento che dal 1980 si è osservato solamente nel 1984 e nel 1991. Tuttavia, affinché il bilancio di massa del Calderone risulti positivo è *conditio sine qua non* che la stagione estiva, il periodo più importante per la vita del ghiacciaio, abbia un andamento regolare, con scarse e poco durature avvezioni calde africane (il famoso “cammello”) e prevalenza di correnti occidentali. In poche parole, è condizione favorevole la persistenza dell’Anticiclone delle Azzorre, in classica posizione medio atlantica con componenti prevalentemente occidentali o nordoccidentali sull’Italia, mentre è condizione sfavorevole la persistenza di cupole anticloniche di matrice subtropicale, negli ultimi venti anni e più divenute componente stabile delle estati mediterranee ed europee.

Di contro, possono essere sfavorevoli anche le estati piovose che si hanno quando l’Anticiclone delle Azzorre entra nell’Europa Centrale, convogliando verso il Mediterraneo Centrale masse d’aria fresca e instabile, come accaduto nel 1995 e nel 1996. Questa circolazione provoca sui versanti orientali italiani frequenti fenomeni perturbati, con occasionali nevicate agostane anche sul Gran Sasso e sulla Majella. In questi casi, il manto nevoso viene fuso dalle abbondanti piogge e ciò è tanto più grave quanto il precedente inverno è stato povero di precipitazioni nevose. In sintesi, un

andamento “medio”, ovvero invernate ricche di precipitazioni e con componente occidentale prevalente, seguite da primavere “incerte” e da estati azzorriane, sono l’ideale per il bilancio del Calderone, così come per i ghiacciai alpini.

Una conferma a questa tesi viene anche dallo studio dei bilanci del ghiacciaio in anni famosi per episodi di freddo particolarmente lunghi e/o intensi: il 1929, il 1956 e il 1985 (parziale), caratterizzati da eventi nevosi eccezionali e da temperature rigide nei mesi di gennaio e febbraio, con ripetuti e persistenti afflussi orientali d’aria fredda d’origine continentale e con conseguente esaltazione dello stau sui versanti orientali. Da ricordare le abbondanti nevicate del febbraio 1929 nell’Appennino marchigiano e abruzzese che, sullo stesso Gran Sasso, costarono la vita a due noti alpinisti romani, Cambi e Cicchetti. Nonostante ciò, tutti e tre gli anni sono stati negativi per il bilancio stagionale, a causa del precoce esordio della primavera come risposta all’eccezionalità dell’inverno, seguito da estati calde e siccitose. Il fenomeno ebbe portata europea, tanto che anche sulle Alpi i rilievi indicarono bilanci negativi per i ghiacciai.

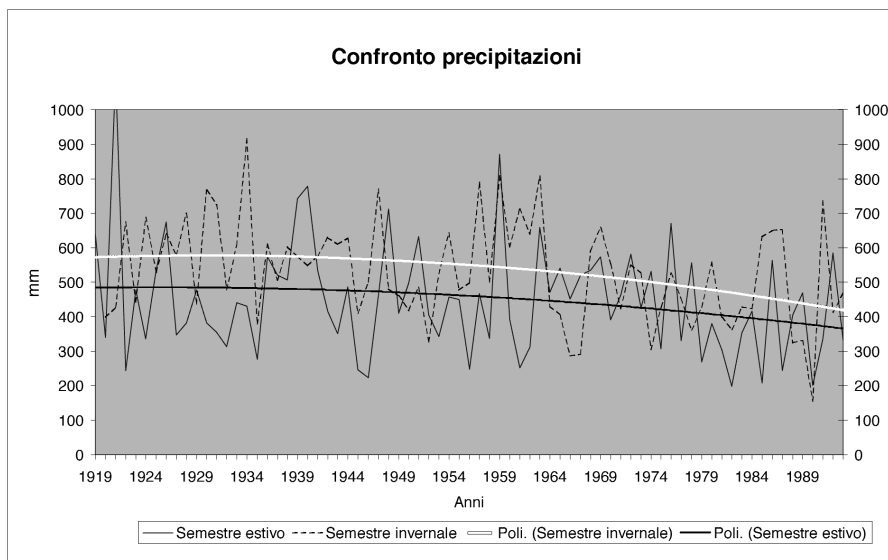
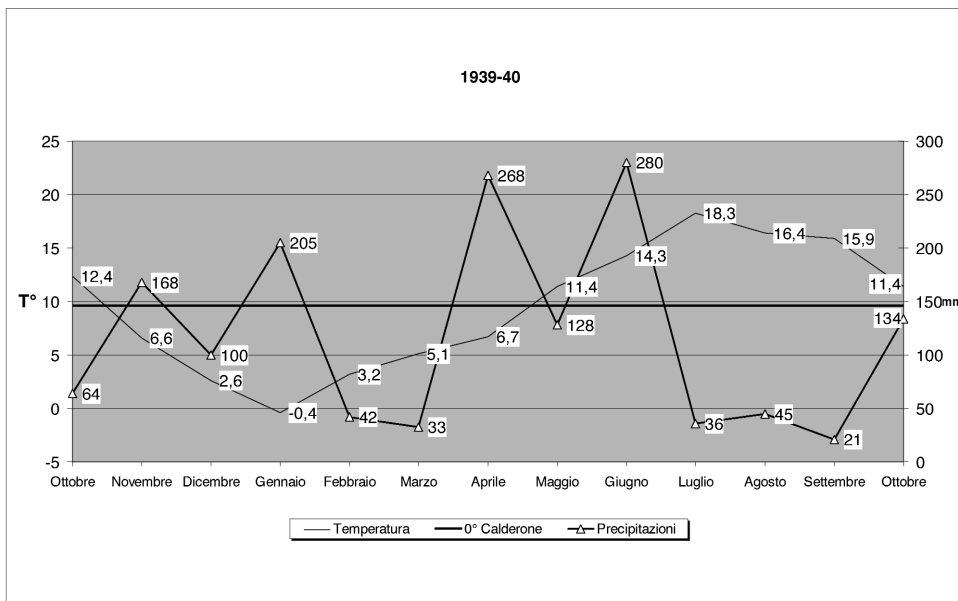
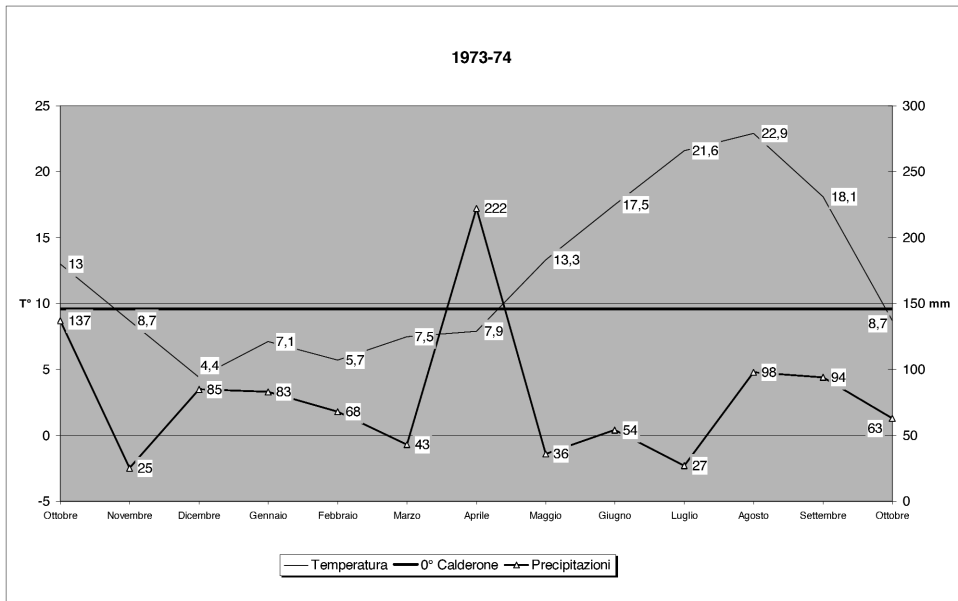


Fig. 3: variazioni e tendenza delle precipitazioni semestrali a Pietracamela dal 1919 al 1993.

Fig. 3: changes and trends in semestral precipitations 1919-1993 at Pietracamela.

Analizziamo ora due annate esemplari dal punto di vista del bilancio del ghiacciaio: il 1973-74 e il 1939-40 (figure 4 e 5). Il primo anno è stato in assoluto uno dei peggiori, mentre il secondo uno dei migliori. Confrontando i grafici relativi all’andamento climatico della stazione di riferimento, Pietracamela, certamente la più correlabile al Calderone, notiamo le differenze tra le due annate: nell’anno idrologico 1973-74 le precipitazioni dell’autunno sono state scarse e quelle invernali ancor più, mentre nel mese d’aprile si sono avuti ben 222 mm di precipitazioni, associati però a una temperatura media di 7,9 °C, quindi con uno zero termico già elevato (2400 m ca.). L’estate è stata secca e calda e il Calderone a settembre era totalmente scoperto e in netto regresso. L’annata 1939-40 è iniziata con un autunno fresco e umido ed è proseguita con un inverno freddo e nevoso. La primavera è umida e fresca, con 268 mm di precipitazioni nel solo mese d’aprile e quindi ancora abbondante neve per il ghiacciaio³. L’estate che è seguita è stata fresca e asciutta; tranne giugno, che ha fatto registrare ancora 280 mm di pioggia, con neve intermittente anche alle quote più

³ nelle immagini fotografiche del marzo 1940 (archivio Landi Vittorj, CAI Roma), si vede il Vallone delle Cornacchie mediamente innevato, con notevoli superfici scoperte o ricoperte di pochi centimetri di neve, come ad esempio tutto l’apparato morenico esterno del Calderone. In altre foto del mese di maggio dello stesso anno l’innnevamento è molto più abbondante, con pendii uniformemente coperti e tracce di forti nevicate recenti, quelle d’aprile.



elevate. Il mese più caldo è stato luglio, con modesti 18,3 °C, che ai 2800 m del bacino collettore del ghiacciaio significano 9 °C di media circa.

Fig. 4 e 5: andamento annuale ottobre-ottobre, delle temperature medie e delle precipitazioni a Pietracamela, negli anni 1973-74 e 1939-40. Linea costante orizzontale: 0° termico ipotetico alla quota del Calderone. Linea spezzata spessa: precipitazioni medie mensili. Linea spezzata sottile: temperature medie mensili.

Fig. 4 and 5: yearly trend October to October of average temperatures and precipitations at Pietracamela in 1973-74 and 1939-40. Solid line: hypothetical isothermal 0°C at Calderone level. Thick dotted line: average monthly precipitation. Thin dotted line: average monthly temperature.

Quindi, per quanto attiene le precipitazioni, la “chiave di Volta” è costituita da quelle del quadrimestre novembre-febbraio, periodo ideale per l’accumulo e la trasformazione della neve, cui si deve gran parte delle annate positive e tutte quelle che hanno presentato accumuli eccezionali. Importanti anche le primavere fresche e piovose, che significano neve abbondante oltre i 2000-2200 m. In definitiva, così come per le Alpi, le annate con bilancio positivo sono state caratterizzate da stagioni d’accumulo iniziate a ottobre e terminate in maggio, come emerge con chiarezza dai grafici 1919-1993 relativi alle precipitazioni e alle temperature suddivise per i due semestri (figura 4). La correlazione è immediata. In ogni modo, non va dimenticato che gli anni che hanno presentato temperature elevate durante il semestre estivo sono però anche quelli più critici per il ghiacciaio, indipendentemente dalle precipitazioni.

I semestri invernali più rigidi sono correlati a bilanci negativi (1929, 1956, 1985). Inoltre, i grafici in figura 3 e 4, dimostrano che il bilancio positivo non è sempre legato al solo fattore precipitazioni, poiché è evidente che le annate più piovose non sempre hanno avuto poi un esito positivo per il ghiacciaio, anche se una certa correlazione è presente. Si osservino, tra gli altri, i grandi accumuli degli anni 1933-34, 1938-39, 1939-40 e 1958-59; le pessime annate del 1928-29, 1951-52 e la peggiore in assoluto, il 1989-90.

Dai grafici si estrapolano anche l’attuale tendenza a un calo delle precipitazioni invernali e a un lieve aumento della temperatura. Ciononostante, i dati non indicano la quantità media d’ogni singola precipitazione, sicché non è possibile verificare se sia diminuito o meno il numero dei giorni piovosi e sia, per contro, aumentata l’intensità media dei singoli eventi.

7 - IL CALDERONE E LE ALPI A CONFRONTO

La notevole distanza del Ghiacciaio del Calderone dalle Alpi e i conseguenti, diversi presupposti climatici, potrebbero indurre a pensare che le fasi dinamiche del nostro ghiacciaio non siano sincronizzate con quelle degli apparati alpini. Al contrario, osservando la figura 4 si evince come il Calderone sia in linea con le fasi alterne di questi ultimi, sia nei periodi di glaciazione sia in quelli di deglaciazione. Inoltre, le ricerche paleoclimatiche confermano questa stretta correlazione temporale tra i cicli di progresso e regresso nel postglaciale (GIRAUDI, com. pers.), anche se va detto che le fasi del Calderone non possono essere perfettamente allineate con quelle dei ghiacciai maggiori, visto che l’inerzia delle masse è straordinariamente diversa. Nel particolare, l’avanzata culminata nel 1940 e segnalata da TONINI come “*l’anno di minore distanza dai segnali dal 1934*” coincide con un’effimera avanzata dei ghiacciai delle Alpi Occidentali, rilevata particolarmente sul Monte Bianco. Anche quella del 1958-60 anticipa il generale progresso che sarebbe arrivato di lì a pochi anni sui grandi ghiacciai alpini, a cominciare dalle Alpi Occidentali e in particolare dalle Alpi Marittime.

Solamente congetturale è invece l’allineamento cronologico tra il Calderone, le Alpi e la fase parossistica del XIX secolo. L’apparato morenico esterno del ghiacciaio attesterebbe di una fase di massima espansione ascrivibile forse alla prima metà del XIX secolo, mentre le morene sinistra e mediana, arretrate di circa 100-120 m rispetto al massimo, visibili nelle immagini del 1887 e 1916 (foto 2a e 10a) indicherebbero una seconda avanzata avvenuta verso il 1860. Volendo associare morfologicamente il Calderone ad altri apparati, viene da pensare ai ghiacciai delle Alpi Marittime, Giulie, Dolomiti (Marmarole, Pale di S. Martino), dei versanti esalpici in genere e dei Pirenei orientali, con i quali ha condiviso le stesse modalità d’alimentazione e dissolvimento, mentre non sembra associabile ai ghiacciai di circo di altri gruppi montuosi delle Alpi, come ad esempio i ghiacciai valanghivi delle Alpi Orobie. Ciononostante manca al Calderone la *fase di riposizionamento* dei ghiacciai di circo alpini, ovvero il tentativo di sopravvivere cedendo le parti più soleggiate (soprattutto dei bacini d’alimentazione) e mantenendo quelle più riparate. Alcuni esempi di tale fenomeno si sono riscontrati sulle Alpi Orobie (Cagamei), sul Brenta (Pra Fiori) e sulle Dolomiti (Cristallo, Tofane). Al contrario, come si è visto sopra, il Calderone ha mantenuto fino all’ultimo il lato maggiormente soleggiato e ha sacrificato quello deputato alla cattura, più riparato, con un precoce esaurimento del bacino di alimentazione.

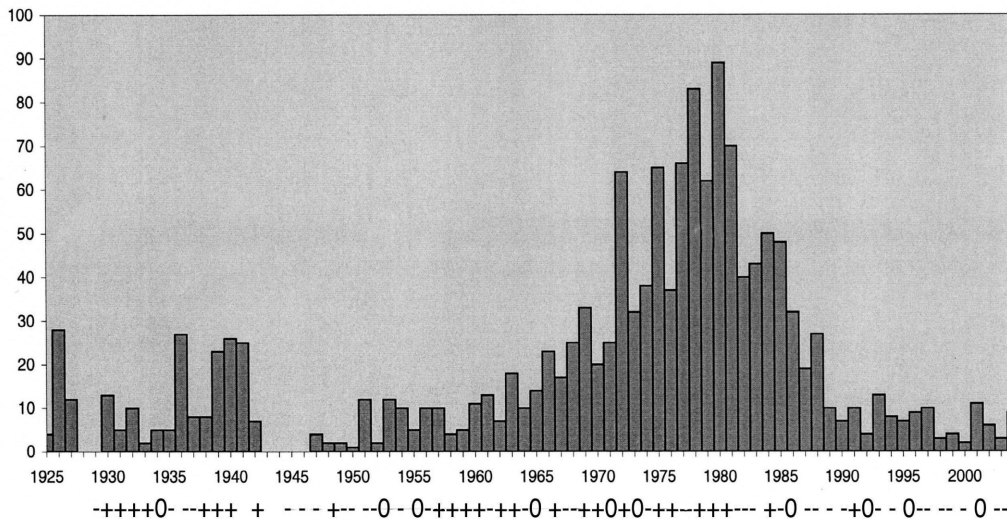


Fig. 6: correlazione di fase tra il Ghiacciaio del Calderone e i ghiacciai alpini dal 1925 al 2004. In ordinata la percentuale dei ghiacciai alpini in avanzata; in ascissa, sotto le indicazioni degli anni, i simboli algebrici della fase annuale del Ghiacciaio del Calderone (“-”: fase annuale di decremento; “+”: incremento; “0”: stazionaria). Le barre indicano la percentuale di ghiacciai alpini in avanzata.

Fig. 6: phase correlation between Calderone and Alpine glaciers from 1925 to 2004. Y axis: percent of advancing Alpine glaciers; X axis: under each year an algebraic notation of Calderone phases (“-“withdrawing; “+” advancing; “0” unchanged). The graph shows the percentage of advancing Alpine glaciers.

8 - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

In genere, gli studiosi del settore tendono a interessarsi dei ghiacciai maggiori, dai quali possono ricavare informazioni d'ampio respiro. Tuttavia, per la glaciologia anche il Ghiacciaio del Calderone costituisce un ottimo terreno di indagine, grazie anche ai suoi rapporti storici con il micro- e macroclima. Le numerose ricerche che vi sono state condotte non avevano ancora permesso di accertare il motivo che ha consentito a questo piccolo ghiacciaio di circo di resistere a un clima che è andato vieppiù mutando verso connotati incompatibili con una sua presenza ulteriore.

Dalla fine della PEG, centinaia d'altrettanto piccoli e medi ghiacciai, alpini e non, hanno resistito molto meno e si sono estinti anche prima della grande deglaciazione del XX secolo. Dunque, il vero motivo è la posizione geografica del ghiacciaio, aggettante sul Mare Adriatico e relativamente distante dal Tirreno. Stessa serie d'eventi la ritroviamo valida per gli ex ghiacciai dei Picos de Europa della Cordigliera Cantabrica, dove a quote relativamente basse (2100-2400 m) ancora permangono glacionevati laddove nella fase di apice della PEG albergavano piccoli ghiacciai di falda e di circo, di dimensioni non superiori al Calderone. Quindi, la vicinanza del mare è la risposta a come questi piccoli ghiacciai siano riusciti a resistere a una congiuntura climatica tanto sfavorevole.

Ringraziamenti

Un sincero ringraziamento al Prof. Giorgio Zanon, che ha gentilmente messo a disposizione il proprio archivio fotografico sul Calderone; al Dott. Massimo Pecci, al Dott. C. Giraudi e a Luca Grazzini del CAI di Roma per il materiale fornitomi.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI MARCHESI L. (1960) - *Note geologiche e glaciologiche sul Gran Sasso con particolare riferimento al Ghiacciaio del Calderone*. Catania.
- BOLLETTINO DEL COM. GLACIOL. IT. (1929-1979) - *Relazioni annuali*. Torino.
- D'ALESSANDRO L., D'OREFICE M., PECCI M., SMIRAGLIA C., VENTURA R. (2001) - *The strong reduction phase of the Calderone Glacier during the last two centuries: reconstruction of the variations and the possible scenarios with GIS technologies*. Global Change and Protected Areas. Kluwer Academic Publishers, 425-433.
- DAMIANI A. V., PANNUZI L. (1987) - *La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale abruzzese*. III Nota: opportunità di precisazioni terminologiche, metodologiche ed introduzione di parametri morfometrici. Boll. Serv. Geologico d'It., n° 105, 75-96.
- DE SISTI G., MARINO A., PECCI M. (1999) - *Indagini georadar sul ghiacciaio del Calderone del Gran Sasso d'Italia: primi dati relativi alla ricostruzione dello spessore di ghiaccio residuo*. GNGTS - Atti del 17° Convegno nazionale - 02.08
- GELLATLY A.F., GROVE J.M., LATHAM R., SMIRAGLIA C. (1994) - *Recent variations of Ghiacciaio del Calderone. Abruzzi. Italy*. Journal of Glaciology, Vol. 40, 135, 486-490.
- GIRAUDI C. (1998) - *Nuovi dati sul glacialismo della montagna della Maiella*. Il Quaternario 11(2), 265-271.
- GIRAUDI C. (2000) - *Le oscillazioni oloceniche del ghiacciaio del Calderone - Gran Sasso d'Italia (Abruzzo - Italia)*. Il Quaternario 13(1/2), 31-36.
- GIRAUDI C. (2002) - *Le oscillazioni del ghiacciaio del Calderone e le variazioni climatiche degli ultimi 3000 anni*. Il Quaternario 15(2), 149-154.
- LANDI VITTORI C. - Archivio fotografico CAI Roma.
- MARINELLI O., RICCI L. (1916) - *Il ghiacciaio del Calderone*. Rivista Geografica Italiana, 23, 399-405.
- PECCI M. (2001) - *The historical and iconographic research in the reconstruction of the variation of the Calderone Glacier: state of the art and perspective*. Global Change and Protected Areas. Kluwer Academic Publishers, 505-512.
- PECCI M., DE SISTI G., MARINO A., SMIRAGLIA C. (2001) - *New radar surveys in monitoring the evolution of the Calderone glacier (Central Apennines, Italy)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria V., 145-150.
- PORRO C. (1931) - *La cattura e la conservazione della neve in montagna*. Rivista mensile del C.A.I., 409-413.
- ROVELLI E. (1985) - *Sulle variazioni del ghiacciaio del Calderone*. L'Appennino, 6-9.
- SMIRAGLIA C., VEGGETTI O. (1992) - *Recenti osservazioni sul ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso d'Italia, Abruzzo)*. Boll. Soc. Geografica It. Serie XI; vol IX, 269-302.
- TONINI D. (1961) - *Il ghiacciaio del Calderone del Gran Sasso d'Italia*. Boll. Com. Glaciologico It., 71-134.
- ZANON G. (1962-1979) - *Relazioni annuali campagna glaciologica*. In Boll. Comit. Glaciologico.

ABSTRACT

Il ghiacciaio del Calderone è ormai ridotto a un *glacietet* di modeste dimensioni. Sulla scorta di osservazioni personali protrattesi per un ventennio e dell'analisi di immagini d'archivio, di dati meteorologici e geografici, l'Autore analizza le caratteristiche salienti del ghiacciaio, la sua alimentazione e le sue variazioni. Il bacino che conteneva il ghiacciaio è duplice, non solo morfologicamente ma anche sotto il profilo dinamico: il circo superiore era alimentato dal trasporto eolico di provenienza occidentale e dalla *cattura* della Vetta Occidentale; il circo inferiore aveva una alimentazione mista: cattura, diretta e parzialmente valanghiva I due settori, destro e sinistro, del bacino d'alimentazione sin dal XIX secolo hanno reagito in maniera difforme alle variazioni climatiche. Le fasi di progresso del XX secolo hanno interessato solamente il settore superiore e quello sinistro. Il ghiacciaio, al decennio successivo, ha sempre mostrato dimensioni inferiori rispetto al decennio precedente, soprattutto nel settore destro. Le condizioni climatiche che hanno consentito al Ghiacciaio del Calderone di raggiungere le dimensioni volumetriche e areali della PEG erano profondamente diverse da quelle che hanno caratterizzato le pulsazioni positive della seconda metà del XX secolo. Il profilo meteorologico ideale per la sopravvivenza del ghiacciaio è quello tipico mediterraneo zonale, ovvero prevalenza di correnti e fronti perturbati di provenienza occidentale. La correlazione delle fasi dinamiche tra il Calderone e i ghiacciai alpini ne è la prova inequivocabile. Perché un ghiacciaio delle dimensioni del Calderone si riformi o sopravviva, in ambito mediterraneo, sono necessari enormi accumuli e una loro continuità temporale, probabilmente decennale. La vicinanza del mare è il motivo principale dell'esistenza dei piccoli ghiacciai nel bacino del Mediterraneo.

Parole chiave: *Ghiacciaio del Calderone, effetto camino, effetto cattura, ghiacciai del bacino del Mare Mediterraneo*

Calderone glacier is by the time shrunk to a modest size. On the basis of personal surveys carried over a twenty year period, archive images, meteorological and geographic data, the author analyses the main characteristics of the glacier, its feeding and its changes. The basin containing the glacier is twofold, both from the morphological and the dynamic profile: the upper circle was fed by west-coming Aeolian transport and by the capture of the West Peak; the lower cirque had a mixed feeding: capture, direct and partly avalanche feeding. Since the 19th century, right and left sectors of the accumulation area reacted differently to climate changes. The progress advancing phases in the 20th century affected the upper and left sectors only. At the end of each following decennium, the glacier exhibited constantly lower sizes, particularly in the right sector. The climate conditions that allowed Calderone glacier to achieve the volume and surface sizes of the LIA were deeply diverse from those characterising the positive oscillations in the 20th century. The ideal meteorological profile for the glacier survival is the typical zonal flux, i.e. with prevailing western air-streams and perturbed fronts. The correlation of dynamic phases between Calderone and Alpine glaciers is a definite proof of this. For a Calderone size glacier to re-form or to survive in a Mediterranean environment, huge accumulations with time continuity, e.g. decennial, are necessary. Vicinity to the sea is the main reason why small glaciers still exist in the Mediterranean basin.

Key words: *Calderone glacier, chimney effect, capture effect, glaciers of the Mediterranean basin*

Le glacier du Calderone est désormais devenu un *glacieret* très petit. L'Auteur analyse, après avoir observé directement le glacier depuis vingt ans et avoir analysé des images d'archive, des données météo et géographiques, les caractéristiques les plus importantes de ce glacier, son alimentation et ses changements. Le bassin qui contenait le glacier est double, soit au niveau morphologique qu'au niveau dynamique : le cirque supérieur était alimenté par les vents de l'Ouest et par la *capture* de la *Vetta Occidentale* ; le cirque inférieur avait une alimentation combinée : capture directe et partiellement des avalanches. Ces deux secteurs du bassin d'alimentation, à droite et à gauche, ont eu des réactions différentes aux variations du climat depuis le XIX siècle. La progression du XX siècle a intéressé seulement les secteur supérieur et celui à gauche. Pendant les dix ans suivants, le glacier a toujours fait enregistrer des dimensions inférieures par rapport aux dix ans précédents, surtout chez le secteur à droite. Les conditions du climat qui ont permis au Glacier du Calderone d'avoir des dimensions de volume et d'aire de la PEG étaient très différentes par rapport à celles qui ont caractérisé les phases positives de la seconde moitié du XX siècle. La condition météo idéale pour la survivance du glacier est la condition méditerranéenne zonale, c'est-à-dire la présence de courants et de fronts perturbés qui viennent de l'Ouest. La corrélation des phases dynamiques entre le Glacier du Calderone et les glaciers des Alpes en est la preuve évidente. Un glacier qui a les dimensions du Calderone, pour se reformer ou survivre dans le bassin de la Mer Méditerranée, a besoin d'accumulations énormes pendant une période continue, probablement de dix ans. Etre si proche de la mer est la motivation principale pour la présence de petits glaciers dans le bassin de la Mer Méditerranée.

Mots clés: *Glacier du Calderone, effet cheminée, effet capture, glaciers du bassin de la Mer Méditerranée*

Enrico Rovelli (*)

**CALDERONE GLACIER:
RECONSTRUCTION OF RECENT OSCILLATIONS
THROUGH THE ANALYSIS OF THE ICONOGRAPHIC-HISTORICAL
AND METEO-CLIMATIC SOURCES
(GRAN SASSO, ABRUZZO, ITALY)**

1 - INTRODUCTION

The last twenty years have seen people's attention focused on global climatic changes, their peculiarities and extreme manifestations. Calderone glacier, already studied in the past by many authors, was in the news in the torrid 1982 summer, when the media addressed their attention to it as a proof of the ongoing environmental warm up. This small ice mass, which at that time exhibited an insignificant size when compared to the iced areas of the alpine glaciers, was addressed by local and national newspapers, presenting to the public the case of the only "testimony of wurmian glaciation on the arid Mediterranean mountains".

During the LIA (Little Ice Age), the same arid mountains hosted numerous perennial snowfields, glacierets and small glaciers, spread all over Lebanon (Lebanon), Turkey (Taurus), Greece (Olympus), Corse (Mt. Cintus) and Spain (Sierra Nevada). Some of these still exist. The rapid de-glaciation of the last 25 years has caused remarkable changes to high altitude environments, mainly where, as in the case of the Apennine, ice bodies were sporadically present.

Nowadays (2005), Calderone has scaled down to a glacieret, subdivided into two distinct sectors: an upper part with minimal size, and a lower part with moderate size (PECCI et al. 1999).

This paper tries to correlate the recent history of the Calderone Glacier with the climatic variations that caused its extinction as a glacial entity and investigates the reasons that allowed its survival till present in a unique Mediterranean environment.

Last but not least, a chronology of the ultra-centennial variations, based on archives images of the glacier, will be presented

Calderone Glacier geographic location

2 - MATERIALS AND METHODS

The results of the present investigations on Calderone Glacier derive from analyses and researches carried out by the writer through a twenty-year period, during which many surveys were repeated in all seasons, with the support of archives and the consultation of documents related to past and recent researches.

Moreover we will try to address some little known aspects, mainly emerging from a careful examination of historical images. We analyzed many different sources: magazines, local publications, old cards and, more recently, the web.

We have tracked more than 200 images belonging to the period 1871-2005. To this number, we must add the pictures I took personally since May 1983. Unfortunately it was impossible to recover the DINO TONINI archives containing the photographs taken from 1929 to 1960.

3 - GENERAL CHARACTERISTICS OF THE SITE HOSTING THE GLACIER

In the scientific and amateur world, Calderone has been known for more than 400 years (DE MARCHI, 1573), but only by the end of the 19th century and the beginning of the 20th, together with the growing interest in geological sciences of that period, the glacier became a subject of study and observations, although in the beginning it was classified as a snowfield. The historical bibliography is very rich, already extensively dealt with by other researchers of this sector (ALBERTI, 1960; TONINI, 1961; SMIRAGLIA, 1992), to whom the reader is referred for further investigation.

3.1 - The Physical Site

The site once hosting the glacier is located on the North side of Corno Grande (2912 m), whose massif is made up of calcareous dolomites of Jurassic (Lias) and Cretaceous age. This side of the mountain is carved

(*) C.I.S.D.A.M - Centro Italiano di Studi e Documentazione sugli Abeti Mediterranei. E-mail: enrico_rovelli@fastwebnet.it

by a beautiful glacial *rinnenkarren* feature, *Vallone delle Cornacchie*, a glacial step-shaped valley, located within the ranges of Corno Grande and Corno Piccolo (2655 m). The cirques that hosted Calderone are located at the head of the valley between 2640 and 2870 m of altitude, extending almost as high as the highest peak, open towards N and NE and showing well developed walls and sides (ROVELLI, 1985).

The thresholds are well marked, especially the lower one, on which a mighty morainic arc leans, still holding in its inner core blocks of buried ice. The lowest point, corresponding to the sinkhole, is approximately set at 2630 m. Superficial karstic phenomena have played an important role in defining the shape of the lower cirque (photo 1). The entire moraine rests on the fault which runs across the northern ramparts of Corno Grande, from *Sella dei due Corni* to the Eastern Peak and, in the area of the glacial cirque, sets its limit. The sinkhole of the glacier has formed along the slickenside.

The morainic complex shall not be completely attributed to the maximum ice expansion of the 19th century (GIRAUDI, 2000) as it is stratified in different layers. It is worth noting the small diversion apparatus that the moraine chain shows on the hydrographical left (SMIRAGLIA, 1992; GIRAUDI, 2000). In the lowest spot of the lower cirque, close to the sinkhole, a small epiglacial pond (Lake Sophia) was present till 1995; its persistence depended on the overflow of melted snow during the summer heat waves. The pond was observed for the first time in 1929. Nevertheless, water levels can be noted in images of the late 19th century, such as the photographs by TENERANI (photo 3). This frame also shows a *bedière*, hidden by a temporary snow patch, and the northern apex of a moraine laid in the second half of the 19th century, better visible in photo 10a of 1887 (arrow) and 2 (1916).

Photo 1 and 1 bis: see page 11

Photo 2a, 2b, 2c, and 2d: see page 12

Photo 3 and 4: see page 13

3.2 - Geographic, climatic, morphologic and orographic factors affecting the permanence of residual snow

The following summary is listing the factors affecting the permanence, or the disappearance, of the old snow feeding the glacier, thus conditioning its survival.

Favouring Factors

- northward exposure of glacial cirques;
- proximity to Adriatic Sea;
- calcareous composition of the bedrock with marked drainage of fusion water;
- southward shielding by the cirque walls;
- piling up of the snow carried by N/NW winds hitting the rocky walls;
- high mean altitude of the cirques, favouring the permanence of residual snow;
- presence of high walls (1400 m) adjacent to the glacial cirques (“Paretone”), causing the daily formation of an orographic cloud in the hottest summer hours;
- absence of orographic barrier between the site and the Adriatic Sea, with consequent building up of *stau* phenomena;
- mean summer temperature of the Adriatic side lower than the Tyrrhenian side, caused by cool NW air streams;
- Mediterranean climate, with concentrations of falls in the winter semester.

Limiting Factors

- limited rainfalls, as a consequence of the generally scarce Adriatic rainfalls, if compared with those of the Tyrrhenian side;
- frequent winds caused by a chimney effect² in the absence of an orographic barrier from the Adriatic Sea;
- limited lee spots over most of the glacier;

² the chimney effect occurs where a peak, or a group of peaks, emerge from the surrounding mass. This creates different climatic conditions with respect to adjacent areas, attenuates the “mass effect” that prevails in homogeneous landscape. In the specific case of Gran Sasso and Corno Grande, this results in intensified atmospheric phenomena caused by western air streams, otherwise overwhelmed by the Apennine mass effect.

- limited height of walls surrounding the glacier, mainly during the period of maximum expansion in the 19th century, with consequent absence of an effective direct feeding;
- remarkable size of the front moraine, intercepting part of the snow from northern quadrants and concentrating the accumulation on the moraine itself;
- overall exposure of the accumulation basin toward east and north-east quadrants, subject to solar radiation;
- low thermal gradient (approx. 0,50°C/100 m);
- Mediterranean climate, with hot and dry summers.

3.3 - Surface Exposure and Characteristics

The glacier exposure was predominantly N/NE, with secondary E/SE, S, W and NW exposures. Actually, the axis of the glacier had a parabolic shape with a northward curvature. The small size of Calderone, approximately 100.000 m² during the maximum extension of the 19th century; 70.000 m² in 1917; 61.000 m² in 1970 and 45.000 m² in 1992, was no obstacle in building up many of the typical features of larger glaciers; the apparatus indeed was always rich in crevasses, particularly in the shrinking periods, at least in the first years of reverse trends. Superficial shading and consistent tables development was also frequent.

4 - PECULIARITIES OF CALDERONE'S FEEDING AND HISTORICAL VARIATIONS OF SNOW-LINE AND ELA

With rare exceptions, such as those resulting from 1913, 1918-22, and 1935 photographs, showing a prevailing snow coverage along the hydrographic right side, all the remaining 20th century surveys show the prevailing residual coverage on the left side. This leads to identify this configuration as typical of the long shrinking period of this century, since the old images of 19th century show a substantial balance on both sides and a less marked glacial concavity (MARTINELLI & RICCI, 1910). The feeding sector, with a lesser slant, was limited to a small portion of the upper basin, insufficient to justify the overall size of the glacier, though sufficient for a glacier restricted to the upper cirque only.

The thickness of the snow cover on the glacier has nearly always been important. The measurements carried out in June by SMIRAGLIA, PECCI (op. cit.) et al. confirmed that Calderone glacier receives huge amounts of snow each year, not justified by meteoric falls that add up to approximately 1600 mm per annum (TONINI, op. cit.). With the exception of a few winters with scanty falls, such as the 1980-90 decade, in normal years the snow coverage of both cirques is plentiful. The 8-10 m of snow measured in May-June 2003-2004 are the result of cumulative falls of 15-20 m of fresh snow, an amount definitely in conflict with the 3-4 m evaluated by TONINI (op. cit.). Thus other factors have to be taken into account to justify such high values: firstly the *snow capture*³ by Calderone cirques, open toward N-NW, an important feeding factor (the ice detachment from the walls is a direct confirmation) which however is not the only one that allowed the glacier to survive till the 21st century (indeed it acted upon the right rocky side only). Secondly, the aeolian transport, representing a fundamental accumulation factor for the upper portion of the glacier. According to spot surveys carried out by the Author over the last twenty years, the two sectors of the former glacier are fed in different ways.

The upper sector, far from being fed by *snow capture* only, receives mostly direct falls and substantial accumulation caused by W and NW winds (photo 5). Such winds sweep the snow from the steep slopes of the adjacent lower *Conca degli Invalidi* cirque and from the West ridge of the peak, transporting it into the upper basin of the glacier, overtaking the saddle just below Corno Grande (photo 6). In this way the glacier builds up a characteristic pile and the typical asymmetric look of the two sides of the feeding basin; these features, not known to exist from the maximum expansion periods till the twenties, became more and more evident as the glacier shrunk and insisted predominantly on the left side, fed by the leeward West winds (photo 6, 7, 8). Aeolian transport is clearly visible in photos, cards and other images taken in clear, windy days and is further confirmed by observing the glacier in the eighties, when two independent feeding systems originated in two different sectors of the upper basin, though the right one was about to vanish already (photo 2b). Further confirmation is given by examining the residual snow coverage of the right side of the suspended cirque in the *Conca, degli Invalidi*: though technically fit to host snow fields throughout the summer season, this sector is

³ "Watching a snowfall in the mountains, one notes that the snow does not fall vertically, but in a skewed direction forced by the wind, always present in this environment. Now, consider a mountain wall hanging over a cirque facing the wind direction; the snow will be cast against the wall and will stick to it. (.). In this way, the walls capture the snow which is then piled up at their foot, forming a mass sometimes reaching the walls edge" (PORRO, C, 1931).

already empty in June, with no snow cornices on the ridges, thus confirming a mass transfer towards the glacial area. Moreover, in spite of a most favourable geographical context, surprisingly enough a snow cornice is often absent from the ridge separating Calderone cirques from the Invalidi cirque, being present only sporadically and having a size smaller than one would expect.

The lower sector, on the contrary, was fed by the capturing process of the walls emerging from the upper part, by avalanches conveyed from three different channels carved in the walls (photo 3), as well as by huge leeward accumulations along the left lower margin.

Photo 5 and 6: see page 16

Photo 7 and 8: see page 17

The Aeolian accumulation on Calderone was more relevant when the ridges emerged from the glacier; thus, in periods of consistent shrinkage, this way of feeding contributed to lessening the effect of scarce snowfalls, at least on the left side. This peculiarity allows a good determination of the date in which the limit of the snowline constantly rose above the upper glacial level, and that time can be set approximately in 1940, a year of unusual snow accumulations. The same date marks the glacier's turning point from existence to survival. After the remarkable progress of 1940, Calderone went into a strong recession phase, but survived thanks to some local orographic factors, though it could no longer rely on contributions from its feeding basin, as the glacial dynamic unity was progressively lost; in the same way, the progressively diminishing snow capture was documented by its detachment from the rocky walls on the hydrographic right. The loss of ice thickness in the median part (since 1934), formerly evaluated in 25 m by TONINI (1961), confirms the above analysis, if we take into account the withdrawal of the front (- 7 m) and the (apparent) stability of the upper basin. Furthermore, from 1940 onward, the snow accumulation at the front (particularly in 1954, 1983, 2005) and the presence of Lake Sophia became the rule.

In the topographic surveys carried out at first by MARINELLI and RICCI (1917) then by TONINI (1933, 1934, 1958, 1960), one notes a loss of volume and the trend of the glacier to lean over the right side before 1950 and over the left side after that date⁴. Also visible is the increasing slant of the portion between mid and front area of the upper cirque, due to the sizable shrinkage which would lead to the separation of the two ice masses: a glacier within a glacier. In a few words, a situation similar to that of many glaciers of the Central Alps, such as Bondone, Pioda, etc, was developing for Calderone.

Another clear symptom of the rising snow-line, over the highest peaks of Gran Sasso, is the different distribution of residual snow cover through the years. In many images dated between the end of the 19th century and the beginning of the 20th, one could easily locate both the annual snow-line and ELA on the glacial surface as there was a uniform distribution of the residual snow cover; after 1940, when present, the residual coverage was irregular, resulting in a discontinuous accumulation, typical of non-glacial area but proper for periglacial sites. Often, the snow coverage was limited to the upper left side (photo 12b) and to the terminus⁵, while in the first years of 1900, the snow capture was well distributed along the whole glacier's right side, reaching just below the Vetta Centrale.

In summary, until 1940 such a configuration was typical of the area outside the cirques hosting the glacier, or even of the glacieret band of Vallone delle Cornacchie (2550-2700 m). Later on the whole band shifted upward, leaving the glacieret band occupied by increasingly unstable snowfields and both Calderone cirques scaled down from glacial to periglacial sites. The process was a slow one, with an intermediate phase between 1930 and 1950. Further confirmation can be found in the relation between glacierets and snow patches of Vallone delle Cornacchie and the glacier itself: since mid-20th century, ample snowfields often show up while the glacier is totally naked. In the years of plentiful snow for the snowfields, a marked accumulation occurs on the inner side of the moraine and on the cirque bottom, while before 1940 such relationship was not constant. This implies a rise of the snow-line by approximately 150 m, equivalent to a 1 °C increment, in line with the climatic trend recorded by other researchers.

⁴ it appears that the change in slant immediately above the hidden threshold of the upper cirque was hardly visible until 1934, however a definite error can be detected in the topographic survey of 1958, where the contour lines point to a glacier resting again on the right, quite in contrast with the evidence resulting from the photographs taken in the same year. Clearly the 1958 survey did not report the new contour lines distribution but showed that of 1934.

⁵ since approximately 1940-45, the huge moraine apparatus intercepts important snow accumulations in the most depressed part of the cirque, thus interfering with its feeding: this contributes to the negative balance of the glacier. The internal depression, now reaching 60 m, caused a limited thermal inversion favouring the permanence of snow and ice throughout the summer months and originating the small ice overlays frequently found by the end of the summer. As a final consideration, the remarkable increment of the moraine cover originates a discontinuity between ice and possible firn accumulation in past years, certainly favouring the melting of new snow and minimizing possibly positive balances.

During the LIA climax of the 19th century, the remarkable volume reached by the glacier caused the rocky walls to emerge by no more than 50 m from its surface and this was particularly true for the upper basin; the snow capture was therefore limited to the lower area of the glacier (photo 4). High above, the disturbance introduced by Corno Grande fore-peak was strong, resulting in the capture of part of the snow carried by the NW winds, evidently prevailing in that period. There were also three grooves through which the snow discharged towards the glacier: Forchetta Sivitilli, Forchetta Gualerzi and another secondary groove descending from the East Peak. The first two remained active approximately till 1940, the third in LIA only (photo 3).

Hence, in this phase the snow-line was clearly set at around 2750 m. Furthermore, considering the existence of some adjacent glacierets and the possibility for another snow field to exist in Val Cannella of Monte Amaro in Majella (GIRAUDI 1998), it appears that the glacier ELA could have moved as low as 2700 m, a value maintained for a few years only, otherwise the overflow over the cirque moraine should have been more substantial. In this maximum expansion period, the two cirques formed one single big feeding basin.

5 - HISTORICAL VARIATIONS

The area variations of the glacier in the past centuries, till 1940, were rather modest. For sure Calderone must have disappeared at least once or, more likely, a few times since the end of the last Quaternary glaciation: indeed the glacier, as it appears from the archives photos, is nothing but the result of LIA neo-glaciation (GIRAUDI, 2000; ROVELLI, op. cit.).

Starting from the 16th century, the glacier was frequently described by hikers and climbers reaching the three peaks of Corno Grande. Such descriptions however, more aptly “impressions”, are often unreliable, vague and worthy only as proofs of the existence of the glacier.

Irrefutable proofs of the variations of ice thickness are indeed the different shades of the marks left on the rocky walls by the trim line, caused by the differential alteration of the emerging rocks, a strong evidence of the quick glacial retreat since 1940.

As far as iconographic documents are concerned (drawings, sketches, photographs), only few historical photographs give a technical outline. Particularly the frontal part is insufficiently represented. Unfortunately the time frequency is all but regular, which allows us to trace general trends only. This is particularly true for the period preceding 1929, before the glaciological campaigns by TONINI (1929-1960) and ZANON (1962-1979).

5.1 - LIA and 19th Century maximum expansion

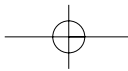
As already stated, during the maximum Holocene expansion of the LIA, Calderone's dimensions were not sensibly different from those observed in the images dated to the end of 1800. The maximum thickness was around 80-100 m (70 m at Forchetta del Calderone); the glacier completely covered the big terrace of Torrione Cambi (photo 4) and overflowed from Forchetta del Calderone towards the walls hanging over Bivacco Bafile, while a sizable tongue emerged from the orographic left cirque, where now one can admire a big detrital-morainic slope plunging towards the Franchetti hut (2435 m). This breaking of pre-existing moraines was dated by GIRAUDI around 3950 BC (op. cit.) and is typical of another Mediterranean glacier: Picaho de Veleta (Sierra Nevada, Spain). The remarkable development of the ice thickness caused the feeding basin to reach the cirque ridges (photo 4). Under these conditions, the capture effect was voided, which proves that the snow-line (and ELA) was located at a much lower level, even if compared to the beginning of the 20th century.

The natural concavity of the glacier was barely apparent, as the great development of the left side, almost reaching the Corno Grande fore-peak, was matched by the equally swollen right side, reaching less than 20 m below the highest peak.. Calderone's edges were visible from *Conca degli Invalidi* and from the West Peaks of the group, since the ice extended as high as the ridges of the upper cirque.

The glacieret of the fore-peak (photo 1, point C) was joined laterally to Calderone and the moraine delimiting its the right side (today in an advanced process of being washed away) represented a mid moraine between the two bodies. The sizes of all other glacierets in Vallone delle Cornacchie were conspicuous, particularly the one adjacent to the Franchetti hut.

The first reliable images of Calderone are dated 22 July 1871. In the same images one can see a well fed glacier, with a much developed accumulation area, still reaching the West Peak ridges (photo 9). The condition of the front, however, cannot be estimated.

*Photo 9: see page 19
Photo 10a, 10b, 10c: see page 21*



Another very important picture is dated Aug. 1887 (photo 10). The glacier is enclosed by the glacial cirque and there is no trace of the external tongue, but two interesting details are visible: the three outer snowfields are still glacierets; the right morainic rib of the outer-upper glacieret is scarcely visible and it does not stand out as in later photos or in the MARINELLI & RICCI map (1917). On this subject, one could argue that there must have been some buried ice in those days.

5.2 - First half of the 20th century

In the photographs of the early 20th century, the ablation basin appears thinning, with a more evident lower concavity. At the same time, even the highest portion of the glacier are shrinking, with a definite loss of thickness after 1892. In 1887 some glacier edges still reach the *Forchetta*, but in 1905 the vertical gap between the glacier and *Forchetta* is at least 15 m wide. Later images confirm that the positions of the 19th century are lost, in spite of the progression of 1915 and 1917. In 1916 Calderone's tongue still rests on the frontal moraine, but a nice moraine bar on the left, carved by the outlet channel, is documenting an expansion prior to 1887 (photos 2, 3). No trace of this moraine is left, nor the morphology of the laid moraine resembles the present layout. In the images by MARINELLI & RICCI, some glacial tables are apparent, as well as a water pond which would later turn into Lake Sophia. Other 1924 photos show a deeply crevassed glacier, with a still consistent thickness and a right margin well detached from the walls.

In the 30s', the glacier does not undergo significant changes, as snowy years, favourable to maintaining the glacial balance, follow very negative years (1935, 1937). Specifically, 1932-33 winter and the following spring mark quite a positive year for the Calderone: July 1933 images show a glacier still covered by a thick snow mantle, extending also to portions outside the glacial cirque and almost reaching 1871 levels.

However, the small size of the glacier makes it sensitive to annual or inter-annual climatic changes. Hence we observe that snowy winters may evolve into very negative years if followed by torrid summers, as it is often the case in the Mediterranean area: the plentiful 1933 snowfalls were wiped out in 1934, even more so in 1935, both dry and hot years. In 1935 deep crevasses cross the glacier, the ice flow direction is evidenced by a wide, elliptic shaped shading. Debris start to collapse on the hydrographic left, accumulating in the lower third of the glacier.

In the Forties, Calderone dramatically withdraws from the advanced positions of 1940, when minimum distances were recorded from the marks set by TONINI in 1934. In the 1945 (R.A.F) and 1946 (Tonini) images, a rocky window emerges from the left, which is simply the still hidden threshold edge of the upper cirque. In this phase, such upper edge, unprotected by rocks, withdraws faster than the right one. Between 1946 and 1954 it is submerged by debris and the median concavity becomes more and more evident and crevassed. In 1947 Calderone hosted a movie set. In a panoramic scene on the snow-free glacier, large crevasses can be seen on the hydrographic right at the slope change, while the left side reached a level similar to the future 1983 level. Lake Sophia appears well developed, surrounded by snow banks that prove a consistent frontal accumulation.

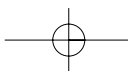
5.3 - Second Half of the 20th Century

The 50s' start with snowy winters (1950-51), but the following summers destroy the accumulations, especially between 1952 and 1956, when Calderone withdraws dramatically, settling into the inner cirque, becoming covered with debris and showing consistent debris-flow, particularly along the hydrographic left edge.

The hydrographic right side also withdraws, with a greater linear retreat than the left side. Exactly in this period, the glacier shifts its course from left to right (though in 1949 the shift is still minimal). Only the upper left and central basins have recovered some volume, reaching the same levels of 1934, but these are the last additions, as the whole glacial body is now deeply altered.

From 1962 to 1979 the surveys are carried out by G. ZANON, who runs measurements almost every year, gathering valuable and significant info. Such documents prove that in the early 60s' the glacier is substantially stable, till 1964, when it suddenly loses almost all the mass gained between 1958 and 1963, losing 16 m of thickness at signal N.6 (left side) in one year only (ZANON, 1964).

Nevertheless, the 60s' do not contribute significantly to the shrinking trend of Calderone, as the second half of this decennium brings some recovery: indeed, comparing 1960 - 1970 images, no changes are apparent, save for a 4-5 m withdrawal of the right upper side. A hard blow strikes the glacier in 1974, when the central body appears totally naked and depressed in the central area close to the rocky window, pointing to the future break up into two independent units (ZANON, 1974). On the sides, extended debris flows cover the lowest part of the glacier. During the 1979-1980 surveys, the whole ice body is fully covered by snowfields thick enough to match, on the left side, the levels of the early 50s', while right-side levels remain below those of 1960. ZANON (1979) records a 17 m thickness increase on the left side, based upon comparisons with 1964 (signal N.6); the gain has occurred in the last 5 years.



In 1981 the last withdrawal phase begins, interrupted only by few episodes of good snow accumulation (1984, 1986, 1991), not sufficient however to reverse the negative trend. From 1983 to 1994 the upper right side loses more than 10 m of ice, while the left side loses its characteristic striped and crevassed swelling. From 1983 onward, with the exception of the years mentioned above, Calderone is showing continuously decreasing snow cover. Thus, for about twenty years, the glacier is left without multiannual feeding; the upper basin shrinking more and more, getting covered with debris fallen from the surrounding walls, thus becoming a debris covered glacier (SMIRAGLIA, op. cit.). From 1987 to 1992 the accumulation area ends its function, figuring only as an ice mass with no interaction with the main body.

In 2001 Calderone splits into two units, having already lost the morphologic and dynamic factors of a glacier: it can now be called a glacieret, whose thickness diminishes about 1 m/year (SMIRAGLIA, op. cit.; PECCI et al. op. cit.).

The last crevasses, always in the mid-lower part, have been recorded in 1994 (PECCI); in this year the glacier appears deprived of any trace of residual snow and heavily covered by debris-flow. In the following years, the reduction of the former collector basin proceeds quickly, resulting in a lengthened ice mass incessantly covered by huge amount of debris of different size.

Photo 11a, 11b, 11c, 11d, 11e, and 11f: see page 23

Photo 12a, 12b, 12c: see page 24

Photo 13 and 14: see page 25

Photo 15: see page 26

5.4 - The New Century: from 2001 to the present

Starting from 2003, practically no trace remains of the upper sector of Calderone, while the lower part sinks into the debris, whose thickness ranges from 5 to 150 cm. Even the snowy 2003-2004 and 2004-2005 winters have not contributed positively to the glacieret. At the end of the 2004 season, the surface of the former glacier is almost entirely covered by morainic debris, while irregular heaps of recent snow are located in few sectors of the lower basin and below the Corno Grande peak. The ice surfaces in the lower centre part only. Still well visible is the sinkhole swallowing the stream, while the snowfield that each year builds up in the inner side of the front moraine often lasts till Autumn, in spite of its unfavourable southern exposure. The persistence of this snowfield proves that the ice accumulation in the moraine's inner core is still remarkable. Outside of Calderone basin, the snowfields, already glacierets in the 19th century, are no longer persistent, but simply seasonal, sometimes multiannual snowfields with no ice core, that grow up and disappear independently from the main glacier. Since 2003, the two Calderone cirques turn into ice-bearing sites, with a medium size ice core in the lower cirque and some extremely small ice remains in the upper cirque.

6 - CORRELATIONS BETWEEN GLACIAL OSCILLATIONS AND CLIMATE

Since the early reports, many authors have tried to explain the existence of Calderone through the analysis of the climatic characteristics of that area (TONINI, 1934, 1960; GELLATLY et al., 1994), but the difficulties in evaluating the data coming from near-by weather stations, all located at sites unfit for reliable comparisons, led to uncertain results. In his 1961 research, TONINI correlates Calderone variations with the current behaviour of the local climate, arriving at non exhaustive conclusions, due to many factors: firstly, all the surveys (by TONINI first, then by ZANON) were carried in August and September, which are still summer months for the Apennine ⁶.

Secondly, the absence of a meteorological station coherent with the glacier's climatic environment made it necessary to interpolate the data from adjacent stations. For this reason, the reliability of Tonini's climograms do not exceed 50 %. The stations examined by the Author and by other researchers have evidenced a low vertical thermal gradient between the sites of Gran Sasso (L'Aquila, Isola del Gran Sasso) and the highest sites (Campo Imperatore, Pietracamela). The reason is the closeness to the sea and the absence of an orographic barrier between Gran Sasso and the Adriatic sea capable of stabilising the turbulent air masses coming from the sea, coupled with the vertical shapes of the mountains, such as the great calcareous wall of the Corno Grande East Peak.

This feature has a particular effect in the summer season, when the general air circulation abates and local turbulence prevails, with scarcely differentiated air masses standing still both vertically and horizontally: in this way the snow-line has remained all the time above the elevation inferred by the average temperature of the

⁶ ablation period in the Apennines, at the glacier's level, generally ends in the first half of October and only this period provides reliable data for the annual balance of the glacier.

survey stations. At Pietracamela station, 1000 m a.s.l., the average yearly temperature is between 8,9 and 12,6 °C, corresponding to a 2500 to 3100 m snow-level if the mean gradient value were to be 0,6 °C/100 m.

Fig. 1: see page 27

In such a situation, the glacier extension would be much greater, even larger than the maximum size at the LIA climax. In our case, the low gradient has prevented any glacier development and the snow-line has reached Calderone mean height (2780 m in 1934) only when Pietracamela average temperature was below 8,9 °C, which occurred in few years only. Yet another interesting fact emerges when comparing Pietracamela and Campo Imperatore stations: the thermal gradient is not constant but varies greatly with the years.

This fact clarifies why rather warm years, such as 1978, could turn into a positive year for the glacier. Indeed the temperature difference between the two stations (1030 vs. 2130 m) varies between 5 and the 8,63 °C recorded in 1978 (values corresponding to 0,45 and 0,78 °C/100m respectively) and explaining the unusual snow coverage of 1978 at sites beyond the glacier as well.

Of course these data are not absolute and should be cross-compared with the precipitations and with other missing data, such as the wind regime during snowfalls. Unfortunately, the chimney effect of Corno Grande interferes with a reliable data collection: thus one is forced to use more or less accurate interpolations. Analysing fig. 4, it appears that Calderone underwent long periods of shrinking, interrupted by few consecutive positive years producing a real progress ⁷.

The longest and most effective expansion years of the 20th century were 1916-20, 1957-61, and 1975-80, while the worst regression years were 1942-49, 1981-2004.

Fig. 2: see page 28

In more detail, Calderone geographic position limits the amount of winter precipitations, as most of the Apennine rainfalls comes, in “normal” years, from the West, where it releases most of its humidity. Moreover Calderone cirques are open northward while the southern sides are shielded by hundred-meter high walls that prevent lee accumulation, very intense in the hyper-windy Apennine mountains. One is led therefore to think that accumulations are the result of eastern air streams, common over the Adriatic, but we must also remember that high altitude snowfalls (2600-2900 m) are not correlated to cold streams, particularly when the thermal gradient is as high as in this case. Indeed, in the presence of continental cold streams and a sea level average temperature of 3-5 °C, the temperature at Calderone level should be around - 10, - 12 °C (0,6 °C/100 m). In this situation, considering that Calderone is all the time swept by strong East winds, it is clear that the glacier gets but a limited help.

To support this hypothesis we may compare two snowy years with a different snow origin: 2002-03 and 2003-04. The first was characterised by a permanent flow of NE streams that caused heavy, continuous snowfalls on the Adriatic side of the Apennine and lack of snow on the Tyrrhenian/Central side, the second was rainy, with minor continental components and major West and NW maritime flows. In mid-May 2003, up to 8 m of old snow have been measured (PECCI), while in June 2004 the cover was judged to be 10 m thick. The photographic comparison between July 2004 and 2003 points out a residual snow 3-4 m thicker than that of 2003.

The N-NW cirque opening helps to capture the snow carried by the N-NW winds, as compared with E winds flowing over the glacier longitudinally after clashing with the high wall of the East Peak, which encloses the entire basin toward the North (photo 1).

A further evidence results from analysing the spring seasons of both years: they had a different behaviour, premature in 2003, “normal” in 2004. In the last years, following more or less snowy winters, we had spring “explosions” at the beginning of March, followed by one last snowfall episode in April, then by summer temperatures as high as 30 °C in the Central Italy plains by the end of month. In some years (1983, 1988, 2003), temperatures exceeded 30 °C for more than seven consecutive days. Such trend, together with the absence of night re-freezing, had important consequences on the seasonal snow. In the spring of 2004, snowfalls episodes were reported till late May at 2000 m a.s.l. Such a behaviour allowed the snow cover to last longer even at lower

⁷ over 74 years of direct and indirect observations (1921-2004), there were only 25 positive years, 36 negative years and 10 stationary ones. According to data revised by the writer, from 1929 to 1960, the same period examined by TONINI and GELLATLY et al. (1994, op. cit.), both the positive and negative years were 13. To these one must add 3 stationary years, that the writer believe should rather be added to the negative years. Thus, in the most favourable hypothesis, a 50-50 share of positive-negative years can be assumed, which is in conflicts with Tonini (op. cit.), i.e., shrinking occurs in one out of three years. Moreover, yearly balances should be analysed individually: generally the shrinking effect overwhelms the expansion effect. For instance, the more than 20 m of snow accumulated in the five year period 1975-80 (the last positive phase) were almost entirely melted in the following two disastrous years (1980-81, 1981-82), to the extent that in 1982 the glacier had the same aspect as in 1974.

altitudes. By mid-June, Mount Sirente (2349 m in mid-Abruzzo) exhibited a snow cover just a little smaller, both in thickness and extension, than the one recorded in the exceptional 1978 year. After 1980, such an event was recorded in 1984 and 1991 only. Nevertheless, *conditio sine qua non* for a positive Calderone mass balance is that summer seasons (the most important period for the life of the glacier) must have a regular trend, with few and short warm African winds and prevailing streams from the West. In few words, a stable Azores anticyclone, in its classic mid-Atlantic position with prevailing W or NW winds over Italy, is a favourable condition, while persistent, subtropical anticyclone domes represent unfavourable conditions, as has been the case over the last 20 years for Mediterranean and European summers.

On the contrary, the rainy summers caused by the Azores anticyclone entering Central Europe may be unfavourable, conveying cool, unstable air masses towards Central Mediterranean, as in 1995 and 1996. This circulation causes frequent perturbations on the eastern Italian shores, with occasional August snowfalls even on Gran Sasso and Majella. In these cases, the snow cover is melted by the abundant rains, which makes things worse as the prior winter is often plagued by scant snowfalls. In summary, the ideal for Calderone is an average trend: i.e. a winter rich in snowfalls with prevailing West components followed by a variable spring and an Azorean summer; the same apply to Alpine glaciers as well.

An analysis of the glacier balance in outstanding cold and long winters confirms this hypothesis: such were the winters of 1929, 1956, (part of) 1985, characterised by exceptional snowfalls and low temperatures in January and February, with frequent and persistent cold continental East winds and a consequent stau boom in the East side. Worth remembering are the exceptional snowfalls of February 1929 on the Apennine in Marche and Abruzzo, causing the death of two famous Roman alpinists Cambi and Cichetti on Gran Sasso. In spite of this, all three years were negative for the seasonal balance, due to the early springs followed by hot, dry summers. This phenomenon affected the whole of Europe, and Alpine surveys recorded negative balances for the glaciers

Fig. 3: see page 30

Let us now consider two typical years as far as glacier balance is concerned: 1973-74, 1939-40 (fig. 3 and 4). The first year was one of the worst, the second one of the best. Comparing the graphs of the climatic trends at the reference station, Pietracamela, closely correlated to Calderone, one can notice the difference between the two years: in the 1973-74 hydrological year, autumn falls were scarce and winter falls even more so, while April recorded 222 mm of precipitations, associated however with a 7,9 °C average temperature, hence a 0 °C altitude of 2400 m. The summer was dry and hot and by September Calderone was completely without snow and definitely shrinking. Year 1939-40 had a cool, humid autumn followed by a cold, snowy winter. Spring was cool and humid, 268 mm precipitations in April, hence more snow on the glacier⁸. The following summer was cool and dry, except June which recorded 280 mm of rain and occasional snowfalls at higher levels. July was the hottest month, with a mean temperature of 18,3 °C only, corresponding to approximately 9 °C at 2800 m, the glacier's accumulation area.

Fig. 4 and 5: see page 31

Thus, as far as falls are concerned, the key point is represented by the November to February period: this is the ideal period for the snow accumulation and transformation and for positive years to develop, even to the point of producing exceptional accumulations. Cool and rainy springs are also important, bringing plenty of snow above 2000-2200 m. In summary, positive years have been characterized by accumulation periods starting in October and ending in May, as shown in the 1919-1993 precipitations and semi-annual temperatures graphs (fig. 2). The very same considerations apply to the Alps.

In all cases, one should remember that high summer temperatures are most critical for this glacier, independently from precipitations.

The coldest winter semesters are correlated to negative balances (1929, 1956, 1985). Moreover, figures 1, and 2 show that a positive balance is not rigidly connected to the precipitation factor alone, as it appears that the most rainy years do not necessarily originate positive years for the glacier, though some correlation exists. Refer, to this purpose, to the big snow accumulations of 1933-34, 1938-39, 1939-40, 1958-59; on the opposite the worst years were 1928-29, 1951-52 with 1989-90 being the worst of them all.

The present trend of ever decreasing winter precipitations and slightly increasing temperatures can also be extrapolated. Nevertheless, data do not show the average value of each single precipitation, thus one cannot

⁸ photographs of March 1940 (LANDI VITTONI archive, CAI Rome) show a snow covered Vallone delle Cornacchie, with large spots uncovered or covered by a few centimetres of snow, such as the entire morainic apparatus beyond Calderone. Other photographs show a much thicker May snow coverage, with uniformly covered slopes and signs of recent April snowfalls.

distinguish if the number of rainy days has increased or the average intensity of each single event has increased.

7 - COMPARING CALDERONE VS. THE ALPS

The significant distance between Calderone and the Alps, with consequently different climatic characteristics between the two areas, might lead one to think that the dynamic phases of our glacier are independent from the Alpine ones. On the contrary, fig. 4 shows that Calderone trends are matching Alpine trends, both for positive and negative periods. Moreover palaeoclimatic researches confirm that a strict time-correlation exists between positive and negative cycles in the post-glacial era (GIRAUDI), although the two phases cannot be perfectly parallel, since the masses' inertia are definitely different. In particular, the progress with its maximum in 1940, defined by TONINI as "the year of minimum distance from signals since 1934", coincides with a transient progress of Western Alps glaciers, particularly for Mount Blanc. The 1958-60 progress also is a forerunner of the general progress that, in few years, will affect the great Alpine glaciers starting from the Western Alps, particularly from the Maritime Alps.

On the other hand, the time alignment between Calderone, the Alps and the climax phase of 19th century is only an hypothesis. The external morainic apparatus of the glacier could have been originated in the maximum expansion phase of the first half of the 19th century, while the left and median moraines, 100-120 m behind the maximum, as shown in the images of 1887 and 1916 (photos 2, 10), point to a second phase of progress occurred around 1860. Should a morphologic association of Calderone with other apparatuses be found, one might point to the glaciers of Maritime, Giulie, Dolomites (Marmarole, Pale di S.Martino) Alps, of esalpic sides in general and of Eastern Pyrenees, with whom Calderone shared the same feeding and dissolution modes, while no commonalities are shared with the cirque glaciers of other Alpine mountain groups, such as the avalanche glaciers of Orobic Alps. Nevertheless Calderone lacks the re-positioning phase of alpine cirque glaciers, or the attempt to prolong its survival by withdrawing from the sunny parts (particularly in the accumulation area) while preserving the shielded ones. Examples of these phenomena have been recorded in Orobic Alps (Cagamei), Brenta (Pra Fiori) and Dolomites (Cristallo, Tofane). On the contrary, as reported, Calderone tried to preserve until the very last its sunniest side, giving up the better shielded ones, fit for snow capture, thus leading to an early end of the accumulation area.

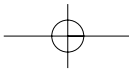
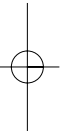
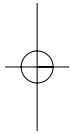
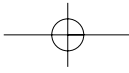
Fig. 6: see page 33

8 - CONCLUDING REMARKS

Generally, ice specialists tend to address the major glaciers to extract wide-scale information. Nevertheless Calderone Glacier represents an optimal research ground for glaciologists, thanks to its historical relationship with micro and macro-climate. The many studies carried out until now had not pointed out how this small cirque glacier could withstand a climate evolving more and more toward adverse conditions, incompatible with its survival.

Since the LIA ended, hundreds of equally small and medium-size glaciers, Alpine or not, have not survived, disappearing before the great 20th century deglaciation. Hence, the true reason for its survival rests on its geographical location, oriented toward the Adriatic sea and far from the Tyrrhenian. We draw a parallel to the similar situation of the former glaciers of Picos de Europa in Cantabrica Cordillera, where glacierets survive at relatively low (2100-2400 m) altitudes, though in the LIA climax the small stratum and cirque glaciers were no bigger in size than Calderone.

REFERENCES and ABSTRACTS *(see page 34)*



Alessandra Luzzaro (*), Marco Caccianiga (**), Simon Pierce (*), Bruno Cerabolini (*)

DINAMICA DI VEGETAZIONE IN AMBIENTE PROGLACIALE ALPINO: DUE STUDI CONDOTTI NELLE ALPI ITALIANE

1 - DINAMICA DI VEGETAZIONE E SUCCESSIONI PRIMARIE

Sin dagli albori dell'ecologia è noto come le comunità vegetali siano nel tempo soggette a cambiamenti (CLEMETS, 1916; COOPER, 1926). Le variazioni ambientali causano progressive sostituzioni floristiche e trasformazioni nella composizione delle comunità vegetali: quando si verificano cambiamenti permanenti, diverse vegetazioni si susseguono nello stesso ambiente e si ha la formazione di una successione dinamica. Un evento discreto nel tempo e nello spazio, in grado di alterare la struttura di una popolazione, di una comunità o di un ecosistema, viene genericamente definito disturbo (WALKER e DEL MORAL, 2003). Pertanto, una successione può essere definita come il processo di recupero della vegetazione che avviene in seguito ad un evento di disturbo (BAZZAZ, 1996). A seconda dell'intensità del disturbo è possibile distinguere fra successioni primarie e secondarie. Le prime si verificano su substrati dove un intenso disturbo ha cancellato ogni traccia di comunità animali, vegetali o microbiche preesistenti e possono impostarsi su depositi lavici, terreni liberati dai ghiacciai o altri substrati che risultino inizialmente privi di suolo e vegetazione. Le successioni secondarie sono invece causate da eventi di disturbo moderati (ma talvolta ricorrenti) che permettono la sopravvivenza delle principali attività biologiche; le nuove comunità sono quindi legate alle precedenti da una sorta di eredità biologica.

Le successioni vegetali sono state studiate usando due diversi approcci, uno olistico ed uno riduzionistico, e sono state viste alternativamente come processi lineari e direzionali, finalizzati al raggiungimento di uno stadio stabile chiamato *climax* (CLEMETS, 1916; ODUM, 1969), o come processi indeterminati ed imprevedibili, legati alle proprietà delle singole specie (GLEASON, 1926; WHITTAKER, 1974). Attualmente la maggior parte degli ecologi concorda nel ritenere che le successioni non siano sempre lineari e che raramente siano in grado di raggiungere un punto di equilibrio; esse non possono nemmeno essere considerate direzionali, dal momento che lo stesso disturbo che innesca una successione può ripetersi ed alterare la traiettoria della stessa, complicando l'insieme di meccanismi che regolano la successione di specie nella dinamica di vegetazione (WALKER e CHAPIN, 1987).

Dall'inizio del XX secolo sono stati identificati sei processi chiave per le successioni primarie (CLEMETS, 1916) (vedi tab. 1) che sono tuttora oggetto di studio da parte degli ecologi che si occupano di dinamica di vegetazione. Il primo di questi processi è denominato *nudation*, ed è responsabile della creazione di superfici sterili, prive di vita, sulle quali si imposta la successione. Simili substrati possono essere il prodotto di molteplici processi, quali ad esempio attività vulcaniche, movimenti di versante, deposizione di loess, eventi di piena, aridità prolungata e, particolarmente importante ai nostri fini, movimenti di avanzata e di ritiro dei ghiacciai che generano terreni privi di qualsiasi forma di vita superiore (comunità animali, vegetali) e sui quali lo sviluppo della vegetazione e del suolo può richiedere decine e decine di anni.

Una volta creati i substrati, la colonizzazione inizia tramite l'arrivo di specie pioniere (*migration*), che dipende sostanzialmente dalla distanza a cui si trovano i più vicini individui in grado di produrre semi vitali. La strategia di dispersione dei semi varia con la specie: quelle pioniere in genere sono dotate di semi leggeri a dispersione anemofila (basata sul vento) o sviluppano altri adattamenti più specifici per la dispersione (RYVARDEN, 1971, 1975; SPENCE, 1989).

(*) alessandra.luzzaro@uninsubria.it, DBSF, Sezione di Ecologia Vegetale e Fitogeografia - Università degli Studi dell'Insubria, via J.H. Dunant, 3 - 21100 Varese; (**) Dipartimento di Biologia, sezione di Botanica Sistemática e Geobotanica - Università degli Studi di Milano, via Celoria, 26 - 20135 Milano.

CLEMENTSIAN PROCESSES	MODERN ANALOGS
NUDATION	Allogenic disturbances, stochastic events
MIGRATION	Life history characteristics: dispersal
ECESIS	Life history characteristics: establishment, growth, longevity
REACTION	Site modification by organisms, facilitation
COMPETITION	Competition, inhibition, allelopathy
STABILIZATION	Development of <i>climax</i>

Tab. 1: i processi tradizionalmente considerati alla base di una successione (CLEMENTS, 1916) ed i corrispettivi moderni (da WALKER e DEL MORAL, 2003).

Tab. 1: the classical processes that drive succession (CLEMENTS, 1916) and modern analogs (from WALKER and DEL MORAL, 2003).

Alcune specie producono banche di semi costituite da semi dormienti (THOMPSON e GRIME, 1979) o banche di plantule il cui sviluppo è temporaneamente bloccato (MARKS, 1974); in entrambi i casi il ciclo biologico può riprendere solo in presenza di condizioni adatte. In questa fase della successione un ruolo chiave è giocato dai *safe-sites* (HARPER, 1977), dove i disseminuli in arrivo possono trovare condizioni più favorevoli rispetto all'habitat circostante: la protezione dall'essiccazione, temperature più miti, una ridotta azione del vento e una maggiore disponibilità di nutrienti sono infatti fra le proprietà caratteristiche dei *safe-sites*.

La capacità di una specie di completare il proprio ciclo vitale viene definita *ecesis*, e riguarda le fasi di germinazione, crescita e riproduzione (CLEMENTS, 1916). Spesso, quando la germinazione va a buon fine, le piante si trovano ad affrontare condizioni di scarsità d'acqua, temperature estreme e suoli poveri in nutrienti che limitano la produzione di biomassa, o condizioni di generale instabilità del substrato che possono determinare perdite della biomassa prodotta; le specie pioniere tipiche delle successioni primarie sono spesso caratterizzate da un basso tasso di accrescimento (WALKER et alii, 1986; OLFF et alii, 1993; CHAPIN et alii, 1994). La produzione di semi vitali può essere influenzata dalla disponibilità di insetti impollinatori adatti, che talora mancano nei primi stadi della successione, e forse per questo motivo la maggior parte delle specie pioniere sono impollinate dal vento (*anemogame*) (DEL MORAL e WOOD, 1993), o si basano su impollinatori generalisti quali ad esempio le mosche (KÖRNER, 1999). Spesso si trovano specie autogame (in grado cioè di autofecondarsi).

Quando le piante modificano l'ambiente nel quale vivono si ha un processo chiamato *reaction*: la copertura vegetale stabilizza il terreno e ne aumenta il contenuto di materia organica, accrescendo quindi la capacità del suolo di trattenere acqua e nutrienti inorganici; inoltre, il contenuto di azoto aumenta grazie agli organismi azoto-fissatori che vivono in simbiosi con le piante (RICHARD, 1973, 1975). Le zone vegetate possono anche agire come *safe-sites* e modificare le condizioni microclimatiche, attenuando la velocità del vento ed influenzando localmente la temperatura e l'umidità dell'aria. Quando una specie influenza positivamente la sopravvivenza di altre specie appartenenti a uno stadio successionale più complesso, il processo viene denominato *facilitation* (CONNELL e SLATYER, 1977). È un dato di fatto che *facilitation* e *inhibition* influenzino le successioni primarie (WALKER e CHAPIN, 1987; CALLAWAY e WALKER, 1997), anche se non se ne ha un'evidenza diretta.

In effetti, all'aumentare del numero di specie, le interazioni fra le piante si moltiplicano, ed inizia la competizione (*competition*); questo termine indica la "tendenza, nelle piante che vivono l'una accanto all'altra, ad utilizzare lo stesso quanto di luce, lo stesso ione di nutrienti minerali, le stesse molecole di acqua o lo stesso spazio fisico" (GRIME, 2001). Come spesso capita in ecologia, *inhibition* e *facilitation* sono gli estremi opposti di un continuo: quale di questi due processi avrà una maggior influenza sui cambiamenti floristici che avvengono nel corso di una successione?

I processi appena descritti tendono apparentemente ad una fase di stabilizzazione (*stabilization*): quando una o più specie diventano dominanti, impediscono l'arrivo di nuove specie pioniere e continuano ad inibire le specie subordinate già presenti. Se gli stadi iniziali e intermedi della successione sono caratterizzati da una durata relativamente breve, gli stadi più maturi sono costituiti da vegetazioni più stabili, nelle quali la composizione floristica rimane sostanzialmente invariata per decenni. Le successioni primarie sono state a lungo studiate, ma i meccanismi alla base dei cambiamenti vegetazionali in una successione rimangono ancora poco comprensibili.



Foto 1 e 2: clasti di grandi e piccole dimensioni possono avere funzione di safe-sites per l'insediamento delle specie pioniere come la linaiola alpina (Linaria alpina) e la sassifraga a foglie opposte (Saxifraga oppositifolia) (A. Luzzaro).

Photo 1 and 2: clasts of different sizes can act as "safe-sites" and facilitate the establishment of pioneer species like alpine toadflax (Linaria alpina) and purple saxifrage (Saxifraga oppositifolia) (A. Luzzaro).



2 - AMBIENTI PROGLACIALI

Le avanzate e i ritiri dei ghiacciai producono superfici praticamente prive di ogni tipo di attività biologica, dove i processi di colonizzazione seguono i meccanismi tipici delle successioni primarie. Il termine *ambiente proglaciale (glacier foreland)* si riferisce ad "aree liberate dal ghiaccio in epoca storica" (MATTHEWS, 1992), cioè a partire dalla Piccola Età Glaciale (P.E.G. o Little Ice Age, L.I.A.), e che devono essere distinte da altri ambienti liberati dal ghiaccio in periodi del Quaternario precedenti. Questi terreni sono stati studiati approfonditamente per comprendere le successioni primarie: ci sono infatti numerosi vantaggi nell'utilizzare gli ambienti di nuova formazione come *field laboratories* per lo studio delle successioni vegetali. In primo luogo è possibile un'osservazione diretta dei cambiamenti che avvengono nell'ambiente con il procedere del tempo: il punto di partenza della successione può infatti essere datato, fornendo così una stima del tempo necessario alla vegetazione per raggiungere i diversi stadi di sviluppo. Fin dal XIX secolo (COAZ, 1887) era noto che i terreni situati a diverse distanze dal ghiacciaio rappresentavano una *cronosequenza*, ovvero una rappresentazione nello spazio di una sequenza temporale (JENNY, 1941). Nelle cronosequenze tutti i fattori ambientali possono essere considerati invariati o ininfluenti, eccetto il tempo (MATTHEWS, 1992).

Negli ambienti proglaciali il tempo rappresenta il fattore limitante più importante per lo sviluppo del suolo e della vegetazione: sebbene la pedogenesi non abbia una relazione diretta con il

tempo, essa può essere interpretata come una “combinazione di fattori che intervengono nella formazione del suolo, tutti soggetti a variazioni dipendenti dal tempo” (STEPHENS, 1947).

Lo sviluppo del suolo è legato ai cambiamenti della vegetazione, come dimostrato dalle ricerche di CROCKER e MAJOR (1955) condotte a Glacier Bay (Alaska), dove la comparsa di una specie tipica degli stadi maturi della successione, l'abete di Sitka (*Picea sitchensis*), avviene dopo una serie di processi di acidificazione e di arricchimento in azoto del suolo dovuti all'ontano (*Alnus crispa*). Quindi i fattori ambientali in una successione primaria influenzano lo sviluppo del suolo e, di conseguenza, anche quello della vegetazione.

2.1 - IL PAESAGGIO FISICO

Le forze maggiormente coinvolte nel modellamento del paesaggio proglaciale sono senza dubbio l'*erosione* e la *deposizione di sedimenti* esercitate dai ghiacciai. Il termine erosione indica sia l'*abrasione* esercitata dai detriti presenti alla base del ghiacciaio sia lo *sradicamento* di blocchi di maggiori dimensioni dalla roccia madre; l'erosione glaciale comprende anche l'*erosione esercitata dalle acque di fusione subglaciali*. Le modifiche più sostanziali al paesaggio, quali l'ampliamento e l'approfondimento delle valli o l'escavazione di circhi glaciali, sono il risultato di tali processi. La superficie delle rocce sottoposte ad abrasione glaciale tende ad essere liscia e striata (come è evidente nelle *rocce montonate*) ed è poco adatta all'accoglienza di specie vegetali: studi condotti in Norvegia su emergenze rocciose di circa 250 anni di età non hanno rinvenuto alcuna traccia di vegetazione eccetto una copertura di licheni crostosi (HAINES-YOUNG, 1983). I depositi glaciali possono avere origine dall'erosione o da processi subaerei e possono essere trasportati sulla superficie del ghiacciaio, dove rimangono con tessitura grossolana e clasti angolosi, oppure possono essere soggetti ad erosione subglaciale, che produce una fine “farina di roccia” (< 0,06 mm) o una sabbia intermedia (< 0,6 mm) (BOULTON, 1978). I sedimenti glaciali possono essere depositati direttamente dalla massa glaciale (*till* glaciali) o possono essere soggetti a vari processi di risedimentazione (sedimenti fluvio-glaciali).

Quando i processi di erosione e deposizione cessano, l'instabilità del paesaggio è ancora elevata, soprattutto dove è presente del ghiaccio sepolto; il consolidamento e la stabilizzazione dei versanti possono quindi verificarsi in concomitanza con i processi di drenaggio.

Nonostante una simile stabilizzazione, i terreni periglaciali sono soggetti a numerosi disturbi connessi ai processi di gelo e disgelo del suolo, quali la disgregazione delle rocce (*crioclastismo*), il dislocamento del terreno dovuto alla formazione di lenti di ghiaccio (*pickraking*), i movimenti del suolo (*soliflusso*) o dei *rock glaciers*.

Questi processi si traducono in una persistente instabilità del substrato; gli ambienti proglaciali godono di particolari regimi climatici che condizionano pesantemente la presenza delle specie. Oscillazioni stagionali e diurne della temperatura, variazioni nella radiazione solare e nella lunghezza del giorno caratterizzano gli ecosistemi alpini (BILLINGS e MOONEY, 1968). I regimi meso- e microclimatici possono variare nel giro di poche decine di metri e dipendono dall'influenza che inclinazione, esposizione e topografia hanno sull'irraggiamento, sul bilancio idrico e sulla circolazione delle masse d'aria (GEIGER, 1969). Anche la presenza del ghiacciaio stesso può alterare localmente il clima, ad esempio generando correnti d'aria gelida che soffiano da monte a valle nei pressi della fronte (TOLLNER, 1931; GEIGER, 1971) o abbassando la temperatura dell'aria (ma questo effetto è massimo entro 50 m dalla fronte glaciale - LINDRÖTH, 1965). Negli ambienti proglaciali è possibile registrare microclimi differenti sui due versanti di una morena, in relazione alla distanza da un affioramento roccioso o a seconda del grado di copertura vegetale (LINDRÖTH, 1965).

Tutte queste variazioni fisiche portano alla conclusione che è difficile trovare situazioni e caratteristiche ricorrenti negli ambienti proglaciali, eccezion fatta per l'eterogeneità tipica degli ambienti stessi, che sicuramente influenza lo sviluppo della vegetazione e l'andamento della successione primaria.

2.2 - SVILUPPO DEL SUOLO

Dagli studi condotti su diversi ghiacciai è stato dedotto un quadro generale dei processi pedogenetici, ma differenze ambientali distinguono ciascun sito dall'altro e possono modificare il

tasso di sviluppo pedogenetico. Anche se il ruolo del tempo è di gran lunga il più importante nello sviluppo del suolo, si devono considerare anche altri fattori, quali il clima, la topografia, l'attività biologica e il tipo di roccia madre. La pedogenesi è influenzata dal clima, e in particolare dalla temperatura e dalla disponibilità idrica (umidità del suolo). Ad esempio, sulle coste dell'Alaska dove il clima è oceanico (con precipitazioni medie annue di 1900 mm e temperature medie annue di 5 °C) lo sviluppo di un *Podzol* può avvenire entro 150 anni (UGOLINI, 1966), mentre il clima continentale della regione del Klutlan Glacier (nello Yukon, con precipitazioni medie annue di 400 mm e temperature medie annue di - 8 °C) rallenta di circa 100-150 anni questo processo di pedogenesi (JACOBSON E BIRKS, 1980).

Gli studi sulla topografia (MESSER, 1988) mostrano gli effetti che l'esposizione ha sulle creste e sui fianchi delle morene e sulle depressioni intermoreniche: le prime possiedono i suoli più sottili, mentre i suoli meglio sviluppati sono stati rinvenuti nelle parti inferiori dei versanti; le depressioni intermoreniche sono invece caratterizzate da suoli tipici di valletta nivale o di torbiera evolutisi in condizioni di cattivo drenaggio, oppure da suoli simili a quelli trovati sui versanti adiacenti.

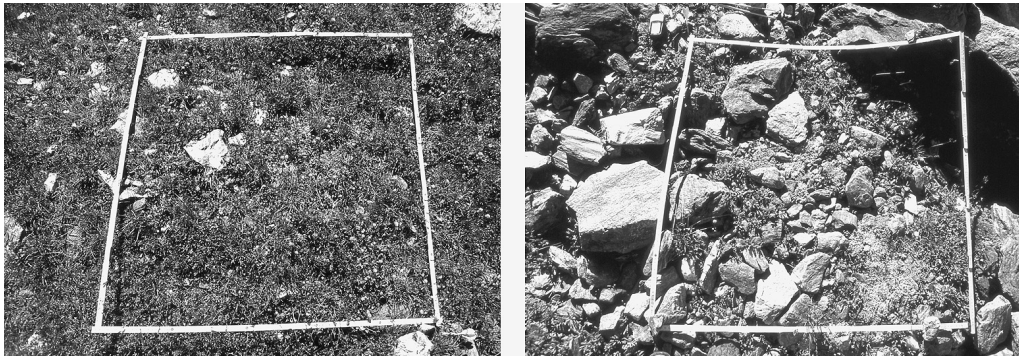


Foto 3 e 4: il versante (sinistra) e la cresta (destra) della morena della P.E.G. in Val Cedec: le differenze riguardanti stabilità, tessitura e grado di sviluppo del suolo si riflettono in un diverso sviluppo della copertura vegetale nei due ambienti (A. Luzzarò).

Photo 3 and 4: the slope (left) and the crest (right) of the LLA moraine at Val Cedec: differences in stability, texture and soil development result in a different development of vegetation and ground cover (A. Luzzarò).

Le piante e gli animali hanno una grande influenza sulla formazione del suolo: l'accumulo di materia organica è uno dei più importanti processi pedogenetici ed è stato analizzato in molti ambienti proglaciali di diverse regioni del globo (CROCKER e MAJOR, 1955; PERSSON, 1964; UGOLINI, 1966; BURGER e FRANZ, 1969; MELLOR, 1985; MAHANAY, 1990). L'accumulo di materia organica avviene solo negli stadi terminali della cronosequenza; una progressiva diminuzione del pH del suolo all'aumentare della distanza dal ghiacciaio sembra quindi essere una caratteristica costante negli ambienti proglaciali, anche in quelli caratterizzati da substrati a reazione basica (MATTHEWS, 1992). L'accumulo di azoto avviene tramite le piante che vivono in simbiosi con organismi azoto-fissatori, come registrato per l'ontano (*Alnus crispa*) a Glacier Bay (CROCKER e MAJOR, 1955) e per i trifogli (*Trifolium* spp.) o per altre *Fabaceae* al Ghiacciaio di Aletsch (RICHARD, 1973, 1975); queste piante compaiono nei primi stadi della successione ed il loro ruolo di "facilitatori" per le specie degli stadi successivi è largamente riconosciuto.

L'influenza della roccia madre è rilevante lungo l'intera successione in ambiente proglaciale, anche se l'effetto è sicuramente maggiore negli stadi pionieri. La tessitura del suolo può influenzare molto i processi pedogenetici: lo sviluppo del suolo risulta infatti più rapido sui depositi glaciali più fini che non sulle morene a tessitura più grossolana. Alcuni cambiamenti nella tessitura avvengono grazie al movimento delle particelle più fini dalla superficie verso gli strati più profondi del suolo (un processo denominato *pervection*), che aumenta la frazione dei limi (*silt*) negli strati a oltre 20 cm

di profondità. D'altra parte, la deposizione eolica (favorita dall'azione di intercettazione della copertura vegetale) ed i processi criogenici (LÜDI, 1945; FITTER e PARSONS, 1987) possono incrementare nel corso del tempo le frazioni delle argille e dei limi.

3 - COMUNITÀ VEGETALI IMPLICATE NELLE SUCCESSIONI PROGLACIALI

Le vegetazioni in ambiente proglaciale sono state studiate in Europa sin dagli inizi del XX secolo utilizzando l'approccio fitosociologico (LÜDI, 1921; BRAUN-BLANQUET e JENNY, 1926; FRIEDEL, 1938), basato cioè sulla composizione floristica delle comunità vegetali e sulla presenza/assenza di specie caratteristiche.

Nella fascia altitudinale Alpina, le vegetazioni comunemente rinvenute negli ambienti proglaciali a reazione acida sono caratterizzate da una copertura vegetale discontinua e colonizzano i terreni più giovani, liberati dal ghiaccio da poche decine di anni; le specie caratteristiche di questa vegetazione sono la cariofillata delle pietraie (*Geum reptans*, il cui vecchio nome era *Sieversia reptans*) e l'acetosa soldanella (*Oxyria digyna*), per cui l'associazione si chiama ***Sieversio-Oxyrietum digynae***. Le vegetazioni degli stadi intermedi della successione ricoprono le morene stabilizzate risalenti alla P.E.G. (deposte circa 150-180 anni fa): queste praterie sono dominate dalla fienarola delle Alpi (*Poa alpina*), hanno copertura quasi continua e sono caratterizzate dall'abbondante presenza di diverse specie di trifogli (*Trifolium badium*, *T. pallescens* e *T. thalii*). Dal punto di vista fitosociologico, esse appartengono a due associazioni, il ***Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae*** e l'***Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis*** (CACCIANIGA e ANDREIS, 2004). Gli stadi più maturi della successione sono costituiti da praterie dominate dalla carice ricurva (*Carex curvula*), perciò il nome dell'associazione corrispondente è ***Caricetum curvulae***.

Le vegetazioni implicate nella successione proglaciale sono state analizzate in due diversi siti: il ghiacciaio del Rutor (Alpi Graie - N 45°64', E 7°01'), e il Ghiacciaio di Cedec (Alpi Retiche - N 46°27', E 10°35'). L'analisi fitosociologica è stata condotta con l'obiettivo di individuare somiglianze e differenze fra le vegetazioni campionate nelle Alpi Occidentali e nelle Alpi Centrali e di descrivere in modo più esauriente le comunità vegetali degli stadi intermedi, delle quali erano già state osservate numerose varianti.

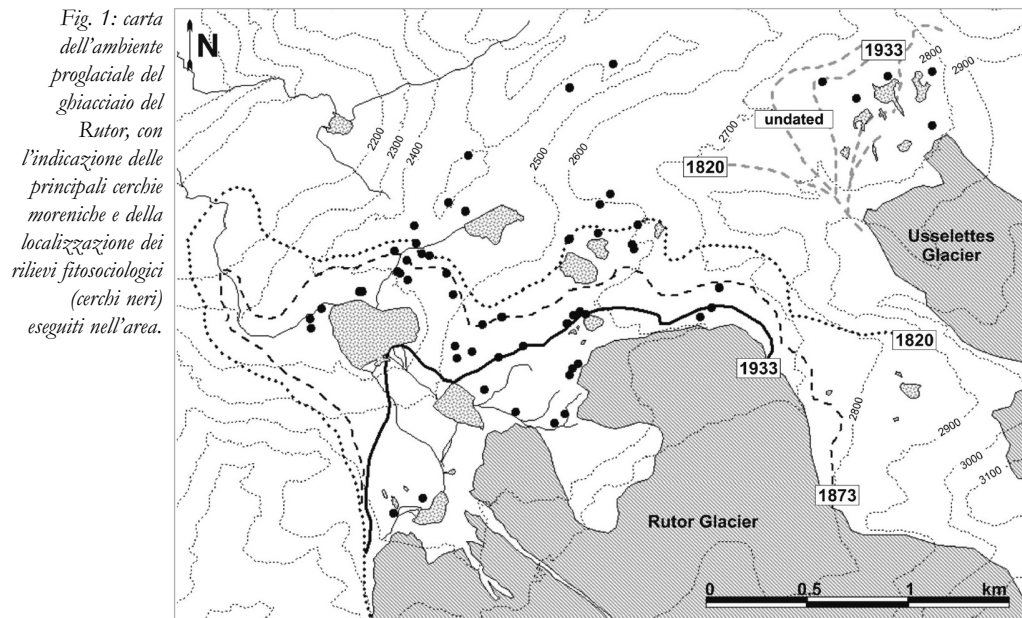


Fig. 1: the landscape of the Rutor glacier foreland, showing positions and ages of the main moraine ridges and sampling sites; black circles: phytosociological relevés performed in the forefield.

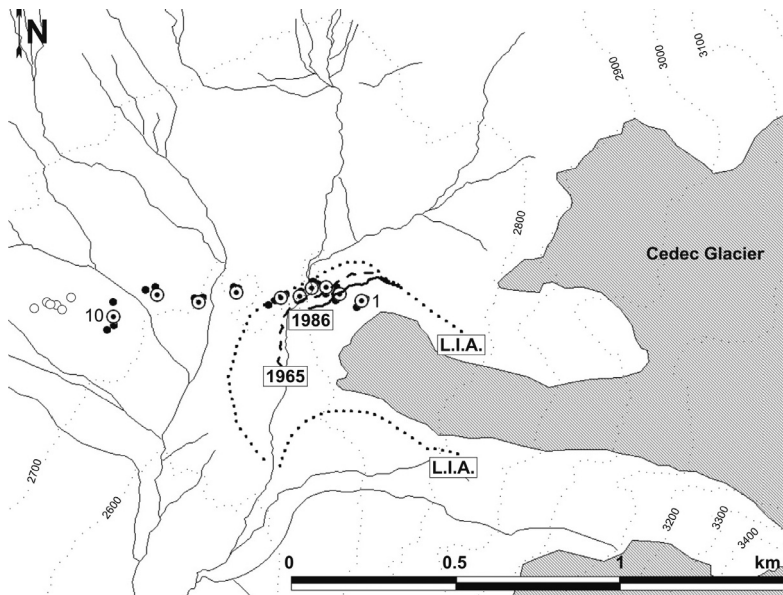
3.1 - AREA DI STUDIO

Il Ghiacciaio del Rutor (fig. 1) è un ghiacciaio di tipo alpino che copre un'area di circa 9,5 km² sul versante NW della Testa del Rutor (3486 m s.l.m.); la sua fronte termina in tre lobi, l'inferiore dei quali raggiunge i 2480 m s.l.m. (al di sotto cioè del limite degli alberi, che nella zona si attesta intorno ai 2540 m s.l.m.). Due cordoni morenici sono stati depositati a quota 2145 m in conseguenza del ritiro verificatosi dopo il massimo della P.E.G. (1820-1864); quindi la fronte si è ritirata rapidamente tra il 1873 ed il 1879, abbandonando depositi morenici nei pressi del Lago dei Seracchi (2400-2500 m). Durante i primi anni del XX secolo furono registrate alcune fluttuazioni minori, la più importante delle quali terminò nel 1933 (PARIGI et alii, 1999). Cordoni morenici più recenti si trovano nell'area immediatamente adiacente alla fronte attuale del ghiacciaio (ad una quota superiore ai 2500 m s.l.m.). La geologia dell'area è relativamente omogenea: sia la roccia madre sia i depositi morenici sono costituiti di rocce metamorfiche, quali scisti arenacei, o micascisti e scisti granatiferi.

Il Ghiacciaio di Cedec (fig. 2) è situato nel gruppo dell'Ortles-Cevedale e copre il versante occidentale del massiccio del Cevedale (3757 m s.l.m.) per circa 2,4 km². La sua fronte si divide in due grossi lobi, il più meridionale dei quali è denominato Vedretta del Pasquale e raggiunge i 2680 m s.l.m. di quota. Tre cordoni morenici principali sono stati depositi davanti a questo lobo in conseguenza delle avanzate oloceniche della P.E.G., del 1965 e del 1986; in alcuni punti la morena del 1965 risulta in contatto con quella della P.E.G. Le morene associate al lobo settentrionale del ghiacciaio non sono state considerate nel presente studio, in quanto più complicate da tracciare e da datare. La Val Cedec si trova in una situazione geologica peculiare: il versante sinistro è infatti costituito da rocce cristalline, mentre il lato destro è delimitato dal Gran Zebrù (3651 m s.l.m.), un massiccio dolomitico. L'area è quindi caratterizzata da suoli a reazione prevalentemente acida, ma sono localmente presenti suoli ricchi di basi, soprattutto nel versante in destra idrografica della valle.

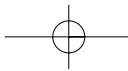
Fig. 2: carta dell'ambiente proglaciale del ghiacciaio di Cedec, con l'indicazione delle principali cerchie moreniche: i cerchi bianchi con punto nero indicano il transetto tracciato dalla fronte (nodo 1) ai terreni tardiglaciali (nodo 10); i cerchi più piccoli indicano la localizzazione dei rilievi fitosociologici all'interno (cerchi neri) ed all'esterno dell'area del transetto (cerchi bianchi).

Fig. 2: the landscape of the Cedec glacier foreland, showing positions and ages of the main moraine ridges and sampling sites. White dotted circles: nodes of the transect from recently deglaciated terrain (node 1) to Late Glacial substrata (node 10); small black or white circles: relevés performed along or outside the transect.



3.2 - CAMPIONAMENTO E ANALISI DEI DATI

I rilievi sono stati condotti secondo il metodo fitosociologico, utilizzando la scala di abbondanza di Braun-Blanquet modificata da PIGNATTI (1952); sono state analizzate le vegetazioni dei terreni liberati dal ghiaccio da meno di 100 anni, di quelli liberati a partire dalla P.E.G. e dei depositi non interessati dalle glaciazioni oloceniche (risalenti al Tardiglaciale).



I dati sono stati raccolti durante le estati degli anni 2001, 2004 e 2005. Al Ghiacciaio del Rutor la maggior parte dei rilievi è stata fatta entro le morene della P.E.G. (fig. 1). Al Ghiacciaio di Cedec è stato tracciato un transetto a partire dai terreni più vicini alla fronte fino ai terreni tardiglaciali e su di esso sono stati identificati 10 nodi, scelti sulla base di discontinuità vegetazionali o morfologiche; in ogni nodo sono stati poi eseguiti 3 rilievi fitosociologici (25 m² - fig. 2).

I dati sono stati organizzati in matrici specie x rilievi: la matrice per il ghiacciaio del Rutor comprendeva 131 specie x 77 rilievi, mentre quella del ghiacciaio di Cedec era costituita da 68 specie x 36 rilievi; le specie riscontrate solo una volta durante i rilievi non sono state incluse nell'analisi. Le matrici sono state sottoposte a *cluster analysis* usando il software Syn-Tax 5.01 (PODANI, 1994). La nomenclatura segue PIGNATTI (1982).

4 - RISULTATI

Sono stati individuati tre gruppi di rilievi fitosociologici, corrispondenti ai tre stadi principali della successione. Le aree liberate dal ghiaccio negli ultimi decenni, delimitate da morene deposte nel corso del XX secolo (nel 1933 al ghiacciaio del Rutor e nel 1965 al Ghiacciaio di Cedec), sono colonizzate da comunità pioniere discontinue; vegetazioni a copertura più elevata ricoprono le morene stabilizzate, deposte durante gli anni fra il 1873 ed il 1933 al ghiacciaio del Rutor e durante la P.E.G. al ghiacciaio di Cedec; le vegetazioni più mature caratterizzano i terreni più vecchi di 180 anni (esterni alle morene della P.E.G.) al Ghiacciaio del Rutor, mentre al Ghiacciaio di Cedec sono state riscontrate solo su substrati tardiglaciali. Sono state rilevate anche comunità tipiche di valletta nivale o di suoli ricchi in basi, ma non essendo legate alla successione, sono state analizzate separatamente.

4.1 - VEGETAZIONI DEGLI STADI PIONIERI

Le vegetazioni pioniere sono caratterizzate da bassi valori di copertura del suolo (una media del 22 e del 15% per i ghiacciai del Rutor e di Cedec, rispettivamente) e da una bassa diversità floristica, con una media di 13 specie per rilievo. Le piante risultano assai disperse, ma alcune specie si spingono molto vicino alla fronte glaciale (alcuni individui di *Linaria alpina* sono stati registrati a circa 50 m dalla fronte del ghiacciaio di Cedec).

Le specie più abbondanti sono la peverina dei ghiaioni (*Cerastium uniflorum*), la sassifraga gialla e quella a foglie opposte (*Saxifraga aizoides* e *Saxifraga oppositifolia*), ma altre specie tipiche di vegetazioni più evolute, quali *Poa alpina*, il trifoglio bruno (*Trifolium badium*), la sassifraga brioida (*Saxifraga bryoides*) ed i cappellini della silice (*Agrostis rupestris*) erano presenti occasionalmente.

Sono state identificate due comunità distinte: la prima era caratterizzata, in entrambi i siti, da *Saxifraga aizoides*, mentre *Oxyria digyna* e *Geum reptans* erano praticamente assenti. Considerando l'importanza e l'abbondanza di *Saxifraga aizoides*, è stata proposta l'istituzione di una nuova sub-associazione del *Sieversio-Oxyrietum digynae* denominata *saxifragetosum aizoidis*.

La seconda comunità era dominata da *Cerastium uniflorum*, con *Poa alpina* e la margherita alpina (*Leucanthemopsis alpina*) come specie co-dominanti. Sono state rilevate anche *Geum reptans* ed *Oxyria digyna*, per cui questa vegetazione corrisponde con il *Sieversio-Oxyrietum digynae*.

4.2 - VEGETAZIONI DEGLI STADI INTERMEDI

Le vegetazioni degli stadi intermedi della successione si distinguono dalle comunità pioniere per una copertura del suolo molto maggiore (una media dell'80 e del 63% per i ghiacciai del Rutor e di Cedec, rispettivamente) e da un elevato numero medio di specie per rilievo (23). Anche la struttura di queste vegetazioni, dominata dalle graminoidi, è differente: le specie caratteristiche dello stadio precedente (*Geum reptans*, *Oxyria digyna*, *Saxifraga aizoides* o *Cerastium uniflorum*) scompaiono quasi del tutto, mentre altre specie come la fienarola delle Alpi (*Poa alpina*), il trifoglio pallescente (*Trifolium pallescens*), il millefoglio del granito (*Achillea moschata*) e il trifoglio bruno (*Trifolium badium*) diventano progressivamente più importanti.

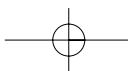




Foto 5, 6 e 7: specie tipiche delle vegetazioni pioniere: la cariofillata dei ghiaioni (*Geum reptans*) e l'acetosa soldanella (*Oxyria digyna*) sono specie caratteristiche di *Sieversio-Oxyrietum digynae*, ma in alcuni casi sono superate in frequenza ed abbondanza dalla sassifraga gialla (*Saxifraga aizoides*) (A. Luzzaro).

Photo 5, 6 and 7: typical early successional species: creeping avens (*Geum reptans*) and mountain sorrel (*Oxyria digyna*) are character species of *Sieversio-Oxyrietum digynae*, but can locally be less frequent and abundant than yellow mountain saxifrage, *Saxifraga aizoides* (A. Luzzaro).

Al Ghiacciaio del Rutor è possibile individuare due comunità intermedie differenti fra loro, entrambi riconducibili all'*Agrostio rupestris-Trifolietum pallescens*. La prima vegetazione è caratterizzata dalla dominanza di *Poa alpina*, *Agrostis rupestris*, *Trifolium pallescens* e *T. badium*; quest'ultimo ha indici di copertura elevati, ma risulta meno frequente di *T. pallescens*. La presenza di alcune specie tipiche di valletta nivale, quali la sibaldia (*Sibaldia procumbens*), la canapicchia glaciale (*Gnaphalium supinum*), il salice erbaceo (*Salix herbacea*) e la carice puzzolente (*Carex foetida*), indica che queste vegetazioni sono moderatamente igrofile e probabilmente soggette ad una prolungata permanenza del manto nevoso.

La seconda vegetazione è caratterizzata da una co-dominanza di *Poa alpina* con il paleo delle Alpi (*Anthoxanthum alpinum*) e la festuca di Haller (*Festuca halleri*) e da una rilevante presenza di specie litofile e termofile, quali lo sparviere glaciale (*Hieracium glaciale*), il semprevivo montano (*Sempervivum montanum*) e la veronica fruticosa (*Veronica fruticans*).

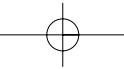
Al Ghiacciaio di Cedec la specie in assoluto più abbondante nelle vegetazioni degli stadi intermedi è *Poa alpina*, insieme al millefoglio nano (*Achillea nana*), a *Trifolium badium*, *T. thalii* e *Saxifraga bryoides*. Queste ultime due specie sono caratteristiche dell'associazione *Saxifraga bryoides-Poetum alpinae*. Una particolarità delle vegetazioni rilevate in val Cedec è la totale assenza di *Trifolium pallescens*, sostituito da *T. thalii*, una specie tipica di suoli ricchi di basi.



Foto 8, 9 e 10: gli stadi intermedi della successione sono costituiti da praterie (sinistra) dominate da *Agrostis rupestris* (centro) e trifogli (*Trifolium badium*, a destra, e *T. pallescens*) (A. Luzzaro).

Photo 8, 9 and 10: mid successional stages are represented by prairies (left) dominated by the alpine meadow-grass (*Agrostis rupestris*, center) and clovers (*Trifolium badium*, right, and *T. pallescens*) (A. Luzzaro).





4.3 - VEGETAZIONI DEGLI STADI TERMINALI

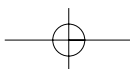
Le vegetazioni degli stadi terminali hanno una copertura del suolo media del 93 e dell'85% per i ghiacciai del Rutor e di Cedec, rispettivamente; al Rutor sono state rilevate in media 29 specie, mentre in val Cedec sono state rinvenute in media solo 20 specie differenti per rilievo.

Le vegetazioni mature del ghiacciaio del Rutor sono caratterizzate dall'abbondante presenza di specie di pascolo, quali il cervino (*Nardus stricta*, dominante), la cariofillata montana (*Geum montanum*) e il trifoglio alpino (*Trifolium alpinum*); la presenza di specie subalpine, quali i mirtilli (*Vaccinium myrtillus*, *V. gaultherioides*) e *Avenella flexuosa*, indica che il limite degli alberi in questa zona può potenzialmente raggiungere il luogo dei campionamenti. Dove nel corso degli anni la pressione del pascolo è stata minore, la vegetazione è caratterizzata da carice sempreverde (*Carex sempervirens*) e *Trifolium alpinum*; sono state rilevate anche alcune specie termofile, quali il ginepro nano (*Juniperus nana*), il semprevivo ragnateloso ed il semprevivo montano (*Sempervivum arachnoideum* e *S. montanum*); *Carex curvula* era occasionalmente presente, anche se non abbondante.



Foto 11 e 12: gli stadi terminali della successione in ambiente alpino sono costituiti da praterie naturali (sinistra) dominate dalla carice ricurva (*Carex curvula*, a destra), mentre dove la pressione di pascolo è maggiore la specie più abbondante è il cervino (*Nardus stricta*) (A. Luzzaro).

Photo 11 and 12: late successional stages of alpine environments are represented by prairies (left) dominated by alpine sedge (*Carex curvula*, right), while mat-grass (*Nardus stricta*) is the most abundant species where grazing pressure is higher (A. Luzzaro).



Una pressione di pascolo maggiore è indicata in alcuni siti da un incremento nella presenza di specie quali *Geum montanum*, *Anthoxanthum alpinum* e da una maggiore copertura di *Nardus striata*. Entro queste comunità vegetali è anche possibile registrare una presenza discontinua di specie tipiche di habitat con grande disponibilità d'acqua (quali *Carex foetida*) o con prolungata permanenza della neve (specie di *Salicetea herbaceae*, quali *Alchemilla pentaphyllea*, *Gnaphalium supinum*, *Sibbaldia procumbens*), in contrasto con la presenza, nelle comunità precedentemente descritte, di specie termofile.

Le vegetazioni mature del ghiacciaio di Cedec sono dominate da *Carex curvula* e dalla ventaglia a cinque foglie (*Alchemilla pentaphyllea*), e sono quindi inquadrabili nell'*Hygrocaricetum curvulae*, un'associazione tipicamente ricca di specie di valletta nivale; la specie caratteristica per questa associazione è la primula vischiosa (*Primula glutinosa*), mentre la canapicchia glaciale (*Gnaphalium supinum*), la mutellina (*Ligusticum mutellina*), la soldanella piccola (*Soldanella pusilla*) e *Sibbaldia procumbens* sono specie differenziali. Nella vegetazione sono inoltre presenti altre specie tipiche di *Caricetum curvulae*, quali la sesleria dei graniti (*Oreochloa disticha*), la pedicolare di Kerner (*Pedicularis kernerii*) e la veronica con le foglie di margherita (*Veronica bellidioides*).

4.4 - VEGETAZIONI DI VALLETTA NIVALE

Vegetazioni tipiche di zone con prolungata permanenza della neve sono state rinvenute al ghiacciaio del Rutor sia su substrati tardiglaciali sia sui terreni più vicini al ghiacciaio; queste comunità hanno una copertura media del suolo del 78% ed una media di 20 specie per rilievo. Le specie dominanti sono il salice erbaceo (*Salix herbacea*) e il dente di leone dei graniti (*Leontodon helveticus*); *Carex curvula* è localmente abbondante, insieme ad altre specie tipiche di valletta nivale come *Sibbaldia procumbens*, *Gnaphalium supinum* e *Carex foetida*.



Foto 13 e 14: *Salix herbacea*, specie caratteristica di valletta nivale e *Dianthus glacialis* (pagina a fronte), che cresce tipicamente sui dossi ventosi con suoli ricchi in basi (A. Luzzaro).

Photo 13 and 14: the dwarf willow (*Salix herbacea*, left), character species of snow patches and the glacial pink (*Dianthus glacialis*, front page), typically growing on wind-exposed and base-rich substrata (A. Luzzaro).

4.5 - VEGETAZIONI DI SUOLI RICCHI IN BASI

I rilievi effettuati in corrispondenza del nodo 8 al ghiacciaio di Cedec sono costituiti e dominati da specie basifile, tra cui la più abbondante è *Elyna myosuroides*; la composizione floristica di questi rilievi risulta diversa da quella di tutti gli altri rilievi e 11 specie su un totale di 85 presenti nell'intera area di studio (ovvero 13%) sono state rilevate solo in questa vegetazione. Tra queste, il farfaraccio (*Tussilago farfara*) e il cardo spinosissimo (*Cirsium spinosissimum*) sono specie tipiche di versanti occasionalmente umidi e disturbati e sottolineano l'elevata frequenza di disturbo che incide su questa porzione dell'area di studio; *Phleum alpinum* e *Botrichium lunaria* sono specie associate ad ambienti con elevata disponibilità di nutrienti; l'arenaria cigliata (*Arenaria ciliata*), il garofano glaciale (*Dianthus glacialis*) e la campanula dei ghiaioni (*Campanula cochleariifolia*) sono invece specie tipiche di substrati ventosi e ricchi in calcio.



Foto 14

5 - CONCLUSIONI

In entrambi i siti indagati sono stati riconosciuti tre stadi della successione, confermando l'esistenza di tre vegetazioni distinte che ricoprono rispettivamente i terreni più recenti, le morene stabilizzate della P.E.G. ed i substrati tardiglaciali non interessati dalle fluttuazioni oloceniche delle masse glaciali (CACCIANIGA et alii, 2001; CACCIANIGA e ANDREIS, 2004).

Le comunità pioniere dei ghiacciaio del Rutor e di Cedec possono essere considerate varianti del *Sieversio-Oxyrietum digynae* tipico: queste vegetazioni sono infatti caratterizzate dalla dominanza di *Saxifraga aizoides*, accompagnata da specie co-dominanti localmente diverse (*Epilobium fleischeri* e *Tussilago farfara* al Rutor, *Cerastium uniflorum* e *Sagina saginoides* al ghiacciaio di Cedec). Come sottolineato da CACCIANIGA e ANDREIS (2004), l'esistenza di comunità pioniere dominate da *Saxifraga aizoides* è largamente documentata per molti ambienti proglaciali alpini; in queste vegetazioni le specie tipiche di *Sieversio-Oxyrietum* sono meno abbondanti (*O. digyna*) o addirittura assenti (*G. reptans*). È quindi possibile attribuire tali vegetazioni ad una nuova sub-associazione denominata *Sieversio-Oxyrietum digynae saxifragetosum aizoidis* subass. nov. In effetti al ghiacciaio del Rutor sono presenti due diverse vegetazioni pioniere in habitat distinti: l'*Oxyrietum typicum* è stato rilevato a quote più elevate (circa 2700 m s.l.m.), mentre le cenosi dominate da *Saxifraga aizoides* colonizzano i terreni più prossimi alla fronte glaciale, che raggiunge una quota di 2480 m s.l.m. La presenza di *Epilobium fleischeri* o di *Tussilago farfara* è riconducibile ad uno spostamento in quota delle specie della fascia altitudinale subalpina: tali specie sono infatti frequenti al ghiacciaio del Rutor (dove il limite degli alberi locale raggiunge i 2540 m s.l.m.), ma assenti dalle vegetazioni pioniere del ghiacciaio di Cedec (alcuni isolati esemplari di *T. farfara* sono stati rinvenuti nei dintorni del nodo 8, esternamente alle morene della P.E.G.).

L'analisi condotta sugli stadi intermedi della successione ha confermato che tali vegetazioni sono differenti da quelle del *Sieversio-Oxyrietum digynae* e possiedono una complessa struttura, strettamente correlata alle condizioni micro-climatiche. Queste vegetazioni, largamente diffuse sull'intero arco alpino, sono state descritte per la prima volta da PIROLA (1959) come varianti nitrofile dell'*Oxyrietum digynae*, dovute allo stazionamento dei camosci (*Rupicapra rupicapra*). Due associazioni sono state individuate durante questa ricerca: l'*Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis* ed il *Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae*. La prima associazione domina sulle morene stabilizzate del

ghiacciaio del Rutor e presenta molte varianti, dovute essenzialmente a differenze locali nella disponibilità d'acqua e nell'intensità del pascolo. La seconda associazione è stata rinvenuta al ghiacciaio di Cedec, dove l'area occupata dalle morene stabilizzate e dai terreni della P.E.G. è minore rispetto al ghiacciaio del Rutor. La sopraccitata presenza di *Trifolium thalii* in sostituzione di *T. pallescens* ha un significato ecologico: *T. pallescens* è meglio adattato ai suoli silicei, mentre *T. thalii* è una specie basifila, e quindi meglio adattata ai terreni localmente arricchiti in basi presenti nell'ambiente proglaciale del ghiacciaio di Cedec.

Le vegetazioni mature sono principalmente rappresentate da praterie dominate da *Carex curvula* (inquadrate nel *Caricetum curvulae*), ma anche in questo caso è possibile distinguere alcune varianti locali: al ghiacciaio del Rutor il *Caricetum* è caratterizzato dalla presenza di specie di *Nardion strictae*, conseguenza dell'elevata pressione di pascolo che gravava sull'area nel secolo scorso; al ghiacciaio di Cedec invece è la prolungata permanenza della neve a condizionare la composizione floristica delle comunità degli ultimi stadi della successione, che si arricchiscono di specie di *Salicetea herbaceae*, la vegetazione tipica delle vallette nivali.

In conclusione, non sono state riscontrate sostanziali differenze fra le vegetazioni che costituiscono la successione primaria in questi due siti alpini, sebbene localizzati in differenti settori biogeografici (rispettivamente Occidentale e Centrale): tre stadi sono stati infatti identificati in entrambi i siti, e l'analisi fitosociologica ha evidenziato numerose somiglianze fra le vegetazioni degli stadi corrispondenti. Inoltre, in ogni sito è stata riscontrata anche una considerevole variabilità all'interno dello stesso raggruppamento sintassonomico, soprattutto al ghiacciaio del Rutor, dove l'ampio complesso morenico può dare adito allo sviluppo di comunità vegetali particolari, adattate ai singoli microhabitat. Il fatto che comunità vegetali simili ma distinte possano costituire gli stadi intermedi della successione supporta inoltre l'esistenza dell'*Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis* e del *Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae* (CACCIANIGA e ANDREIS 2004) come unità sintassonomiche indipendenti.

6 - SCHEMA SINTASSONOMICO

CLASSE THLASPIETEA ROTUNDIFOLII BR.-BL. 1948:

COMUNITÀ DEI GHIAIONI, DELLE FRANE E DEI GRETI

ORDINE ANDROSACETALIA ALPINAЕ BR.-BL. IN BR.-BL. ET JENNY 1926:

comunità dei ghiaioni e dei greti silicei

alleanza *Androsacion alpinae* BR.-BL. IN BR.-BL. ET JENNY 1926:

comunità dei ghiaioni silicei e delle morene dell'orizzonte alpino

associazione *Sieversio-Oxyrietum digynae* Friedel 1956 em. Englisch et al. 1993:

comunità pioniere dei ghiaioni silicei e delle morene recenti dell'orizzonte alpino

associazione *Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae* Caccianiga e Andreis 2004:

comunità intermedie delle morene stabilizzate dell'orizzonte alpino

associazione *Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis* Caccianiga e Andreis 2004:

comunità intermedie delle morene stabilizzate e pianeggianti dell'orizzonte alpino

CLASSE CARICETEA CURVULAE BR.-BL. 1948:

COMUNITÀ DEI PASCOLI E DELLE PRATERIE SU SUOLI ACIDI

ORDINE CARICETALIA CURVULAE BR.-BL. IN BR.-BL. ET JENNY 1926:

alleanza *Caricion curvulae* BR.-BL. IN BR.-BL. ET JENNY 1926:

comunità delle praterie su suoli acidi dell'orizzonte alpino

associazione *Caricetum curvulae* Rüb. 1911:

comunità delle praterie su suoli acidi dell'orizzonte alpino

associazione *Hygrocaricetum curvulae* Braun 1913:

comunità delle praterie umide su suoli acidi dell'orizzonte alpino

associazione *Carici curvulae-Nardetum* Oberd. 1959:

comunità delle praterie pascolate dell'orizzonte alpino

CLASSE SALICETEA HERBACEAE BR.-BL. 1948:

COMUNITÀ DELLE VALLETTE NIVALI ALPINE

ORDINE SALICETALIA HERBACEAE BR.-BL. IN BR.-BL. ET JENNY 1926:

comunità delle vallette nivali alpine su suoli acidi

alleanza *Salicion herbaceae* BR.-BL. IN BR.-BL. ET JENNY 1926

BIBLIOGRAFIA

- BAZZAZ, F.A. (1996) - *Plants in Changing Environments Linking Physiological, Population, and Community Ecology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- BILLINGS, W.D. AND MOONEY, H.A. (1968) - *The ecology of arctic and alpine plants*. Biol. Rev., 43: 481-529.
- BOULTON, G.S. (1978) - *Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis*. Sedimentology, 25: 773-799.
- BRAUN-BLANQUET, J. AND JENNY, H. (1926) - *Vegetationsentwicklung und Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralpen*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., 63: 183-344.
- BURGER, R. AND FRANZ, H. (1969) - *Die Bodenbildung in der Pasterzenlandschaft*. Wissenschaftliche Alpenvereinscheft (München), 21: 253-264.
- CACCIANIGA, M. AND ANDREIS, C. (2004) - *Pioneer herbaceous vegetation on glacier forelands in the Italian Alps*. Phytocoen., 34 (1): 55-89.
- CACCIANIGA, M., ANDREIS, C. AND CERABOLINI, B. (2001) - *Vegetation and environmental factors during primary succession on glacier forelands: some outlines from the Italian Alps*. Plant Biosystems, 135 (3): 295-310.
- CALLAWAY, R.M. AND WALKER, L.R. (1997) - *Competition and facilitation: A synthetic approach to interactions in plant communities*. Ecology, 78: 1958-1965.
- CHAPIN, F.S. III, WALKER, L.R., FASTIE, C. AND SHARMAN, L. (1994) - *Mechanisms of post-glacial primary succession at Glacier Bay, Alaska*. Ecol. Monogr., 64: 149-175.
- CLEMENTS, F.E. (1916) - *Plant Succession: An Analysis of the Development of Vegetation*. Carnegie Inst. Wash. Publ. 242.
- COAZ, J. (1887). *Erste Ansiedelung phanerog. Pflanzen auf von Gletschern verlassenen Boden*. Mitt. Naturf. Ges. Bern (1886): 1143-68.
- CONNELL, J.H. AND SLATYER, R.O. (1977) - *Mechanisms of succession in natural communities and their role in community stability and organization*. Am. Nat., 111: 1119-1144.
- COOPER, W.S. (1926). *The fundamentals of vegetation change*. Ecology, 7: 391-413.
- CROCKER, R.L. AND MAJOR, J. (1955) - *Soil development in relation to the vegetation and surface age at Glacier Bay, Alaska*. J. Ecol., 43 (2): 427-448.
- DEL MORAL, R. AND WOOD, D.M. (1993) - *Early primary succession on the volcano Mount St. Helens*. J. Veg. Sci., 4: 223-234.
- FITTER, A.H. AND PARSONS, W.F.J. (1987) - *Changes in phosphorus and nitrogen availability on recessional moraines of the Athabasca Glacier, Alberta*. Can. J. Bot., 65: 210-213.
- FRIEDEL, H. (1938) - *Boden und Vegetationsentwicklung im Vorfelde des Rhonegletschers*. Ber. Geobot. Inst. Rübel Zürich: 65-76.
- GEIGER, R. (1969) - *Topoclimates*. In Flohnn, H. (ed.) *World Survey of Climatology - Volume 2*, 105-138. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- GEIGER, R. (1971) - *The Climate Near the Ground*. Harvard University Press, Cambridge, MA, USA.
- GLEASON, H.A. (1926) - *The individualistic concept of the plant association*. Bull. Torrey Bot. Club, 53: 7-26.
- GRIME, J.P. (2001) - *Plant Strategies, Vegetation Processes and Ecosystem Properties*. Wiley, Chichester, UK.
- HAINES-YOUNG, R.H. (1983) - *Size variations of Rbizoarpon on moraine slopes in southern Norway*. Arct. Alp. Res., 15(3): 295-305.
- HARPER, J.L. (1977) - *The Population Biology of Plants*. Academic Press, London, UK.
- JACOBSON, G.L. JR AND BIRKS, H.J.B. (1980) - *Soil development on recent end moraines of the Klutlan Glacier, Yukon Territory, Canada*. Quat. Res., 14: 87-100.
- JENNY, H. (1941) - *Factors of Soil Formation, a System of Quantitative Pedology*. McGraw Hill, New York, NY, USA.
- KÖRNER, CH. (1999) - *Alpine Plant Life. Functional Plant Ecology of High Mountain Ecosystems*. Springer, Berlin, Germany.
- LINDRÖTH, C.H. (1965) - *Skaftafell, Iceland, a living glacier refugium*. Oikos. suppl., 6.
- LÜDI, W. (1921) - *Die Pflanzengesellschaften des Lauterbrunnentales un ihre Sukzession*. Beitr. Geobot. Landesaufn. Schweiz, 9: 1-364.
- LÜDI, W. (1945) - *Besiedlung und Vegetationsentwicklung für den jungen Seitenmorenen des Grossen Aletschgletschers*. Ber. Geobot. Forschungsinst. Rubel in Zurich, 1945, pp. 35-112.
- MAHANAY, W.C. (1990) - *Ice on the Equator: Quaternary Geology of Mount Kenya*. W. Caxton Ltd., Sister Bay.
- MARKS, P.L. (1974) - *The role of pin cherry (Prunus pensylvanica L.) in the maintenance of stability in northern hardwood ecosystems*. Ecol. Monogr., 44: 73-88.
- MATTHEWS, J.A. (1992) - *The Ecology of Recently-deglaciated Terrain: A Geocological Approach to Glacier Forelands and Primary Succession*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- MELLOR, A. (1985) - *Soil chronosequences on neoglacial moraine ridges, Jostedalbreen and Jotunheimen, Southern Norway: a quantitative pedogenic approach*. In Richards, K.S., Arnett, R.R. and Ellis, S. (eds.) *Geomorphology and Soils*, 289-308. George Allen and Unwin, London, UK.
- MESSER, A.C. (1988) - *Regional variations in rates of pedogenesis and the influence of climatic factors on moraine chronosequences, southern Norway*. *Arct. Alp. Res.*, 20: 31-39.
- ODUM, E.P. (1969) - *The strategy of ecosystem development*. *Science*, 164: 262-270.
- OLFF, H., HUISMAN, J. AND VAN TOOREN, B.F. (1993) - *Species dynamics and nutrient accumulation during early primary succession in coastal sand dunes*. *J. Ecol.*, 81: 693-706.
- PARIGI, A., MAGGI, W. AND OROMBELLI, G. (1999) - *Variazioni frontali del Ghiacciaio del Rutor dal 1820 al 1998*. Abstracts of the 8th Italian Glaciology Congress, Bormio 9-12 Settembre.
- PERSSON, Å. (1964) - *The vegetation at the receding glacier Skaftafellsjökull, southeastern Iceland*. *Bot. Notis.*, 117: 323-354.
- PIGNATTI, S. (1982) - *Flora d'Italia - Vol. 1-3*. Edagricole, Bologna, Italy.
- PIROLA, A. (1959) - *Flora e vegetazione periglaciale sul versante meridionale del Bernina*. *Flora et Vegetatio Italica*, mem. 1. Gianasso Ed., Sondrio, Italy.
- PODANI, J. (1994) - *Multivariate Data Analysis in Ecology and Systematics. Ecological Computations Series - Volume 6*. SPD Academic Publishing, The Hague.
- RICHARD, J.L. (1973) - *Dynamique de la végétation au bord du grand glacier d'Aletsch (Alpes suisses)*. *Ber. Schweiz. Bot. Ges.*, 83 (3): 159-174.
- RICHARD, J.L. (1975) - *Dynamique de la végétation au bord du grand glacier d'Aletsch (Alpes Suisses)*. In: Schmidt W. (ed.), *Sukzessionsforschung*, 189-209. Cramer, Vaduz, Liechtenstein.
- RYVARDEN, L. (1971) - *Studies in seed dispersal. I - Trapping of diaspores in the alpine zone at Finse, Norway*. *Norw. J. Bot.*, 18: 215-226.
- RYVARDEN, L. (1975) - *Studies in seed dispersal. II - Winter-dispersed species at Finse, Norway*. *Norw. J. Bot.*, 22: 21-24.
- SPENCE, J.R. (1989) - *Plant succession on glacial deposits of Mount Kenya, East Africa*. In: Mahaney, H.C. (ed.) *Quaternary and Environmental Research on East African Mountains*, pp. 279-290. Balkema, Rotterdam, Germany.
- STEPHENS, C.G. (1947) - *Functional synthesis in pedogenesis*. *Trans. Roy. Soc. S. Aus.*, 71: 168-181.
- THOMPSON, K. AND GRIME, J.P. (1979) - *Seasonal variation in the seed banks of herbaceous species in ten contrasting habitats*. *J. Ecol.*, 67: 893-921.
- TOLLNER, H. (1931) - *Gletschervinde in den Ostalpen*. *Meteorol. Zeitsch.*, 48: 414-421.
- UGOLINI, F.C. (1966) - *Soil development and ecological succession in a deglaciated area of Muir inlet, southeast Alaska*. In: Mirsky, A. (ed.) *Soils - Institute of Polar Studies Report*, 20: 29-72. Ohio State University, Columbus, OH, USA.
- WALKER, L.R., ZASADA, J.C. AND CHAPIN, F.S. III (1986) - *The role of life history processes in primary succession on an Alaskan floodplain*. *Ecology*, 67: 1243-1253.
- WALKER, L.R. AND CHAPIN, F.S. III (1987) - *Interactions among processes controlling successional change*. *Oikos*, 50: 131-135.
- WALKER, L.R. AND DEL MORAL, R. (2003) - *Primary Succession and Ecosystem Rehabilitation*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- WHITTAKER, R.H. (1974) - *Climax concepts and recognition*. In: Knapp R. (ed.), *Handbook of Vegetation Science*, 8: 138-154. Junk, The Hague, The Netherlands.

ABSTRACT

L'azione dei ghiacciai rientra tra gli agenti di disturbo estremi, che cancellano ogni tipo di attività biologica dal terreno su cui agiscono. Negli ambienti interessati da questo tipo di disturbo la colonizzazione avviene ad opera di comunità vegetali che partono da terreni praticamente sterili e le diverse vegetazioni che si susseguono costituiscono una successione primaria. Gli ambienti proglaciali rappresentano un luogo privilegiato per lo studio della dinamica di vegetazione: la presenza di depositi morenici databili permette infatti di quantificare il tempo necessario alla vegetazione per raggiungere i vari stadi di sviluppo. Le comunità vegetali delle successioni primarie in ambiente proglaciale sono state a lungo studiate con un approccio fitosociologico e sono state individuate tre vegetazioni distinte che si insediano su substrati di età diverse. I terreni più giovani sono colonizzati da comunità discontinue attribuiti all'associazione *Sieversio-Oxyrietum digynae*; gli stadi intermedi della successione sono costituiti da vegetazioni dominate da *Poa alpina*, con elevati valori di copertura e di diversità floristica; le comunità vegetali degli stadi terminali sono generalmente praterie alpine continue dominate da *Carex curvula*. Le stesse tipologie di vegetazione sono state riscontrate a seguito di uno studio fitosociologico condotto in due siti delle Alpi italiane: il ghiacciaio del Rutor (Alpi Graie) ed il ghiacciaio di Cedec (Alpi Retiche): le specie caratteristiche e la struttura di ogni stadio sono state confrontate per mettere in luce somiglianze e differenze.

Parole chiave: *successione primaria; ambiente proglaciale; fitosociologia; vegetazioni pioniere; Poa alpina; Carex curvula.*

Advancing and retreating glaciers are extreme disturbance agents, producing terrain devoid of plant life where colonization starts from an unfertile substratum: the different plant communities that develop over time in the same habitat constitute a primary succession. Glacier forelands are ideal natural laboratories for the study of vegetation dynamics: the presence of moraine ridges allows a quantification of the time required for vegetation development. In the present study, the plant communities of these habitats were studied using a phytosociological approach, and three successional stages were identified, typical of substrata of different ages. Recently deglaciated terrain is colonized by pioneer communities conforming to *Sieversio-Oxyrietum digynae*; mid successional vegetation, characterized by extensive ground cover and high floristic diversity, are dominated by *Poa alpina*; the terminal stage of the succession is represented by *Carex curvula*-dominated prairies. Phytosociological surveys were performed at two distinct sites within the Italian Alps: the Rutor glacier (Graian Alps) and the Cedec glacier (Rhaetian Alps), and the same vegetation types were detected at both sites: character species and structure of these communities were compared to highlight similarities and differences.

Key words: *primary succession; glacier forelands; phytosociology; pioneer vegetation; Poa alpina; Carex curvula.*

L'action des glaciers représente un fort agent de perturbation, qui efface toutes activités biologiques sur le terrain où les glaciers agissent. Dans les milieux qui présentent ce type de trouble, la colonisation se réalise grâce à des communautés végétales, qui vivent dans des terrains presque totalement stériles: les végétations qui se succèdent représentent une succession primaire. Les milieux proglaciaires représentent un milieu privilégié pour l'étude de la dynamique de la végétation. Car on peut dater les moraines, on peut même savoir le temps nécessaire à la végétation pour se développer. Les communautés végétales des successions primaires dans un milieu proglaciaire ont été étudiées au niveau phytosociologique et on a déterminé trois végétations différentes qui vivent sur des substrats qui ont des âges différents. Dans les terrains les plus jeunes vivent des communautés discontinues qui se réfèrent à l'association *Sieversio-Oxyrietum digynae*; dans les stades moyennes de la succession vivent des végétations où *Poa alpina* est dominante, avec une bonne couverture et une flore diversifiée; les communautés végétales des stades terminales sont généralement des prairies alpines continues où on retrouve surtout *Carex curvula*. Ces typologies de végétation ont été analysées dans une étude phytosociologique chez deux glaciers des Alpes Italiennes: le glacier du Rutor (Alpes Graies) et le glacier de Cedec (Alpes Rhétiques): on a comparé les espèces caractéristiques et la structure de chaque stade pour mettre en évidence les ressemblances et les différences.

Mots clés: *succession primaire; milieu proglaciaire; fitosociologie; végétations pionnières; Poa alpina; Carex curvula*

Alessandra Luzzaro (*), Marco Caccianiga (**), Simon Pierce (*), Bruno Cerabolini (*)

VEGETATION DYNAMICS ON ALPINE GLACIER FORELANDS: TWO CASE STUDIES IN THE ITALIAN ALPS

1 - VEGETATION DYNAMICS AND PRIMARY SUCCESSION

Since the work of the first ecologists, plant communities are known to be subjected to temporal changes in species composition (CLEMETS, 1916; COOPER, 1926). Environmental variations are followed by progressive changes in species composition and vegetation structure: when permanent changes occur, different plant communities succeed in the same habitat and a dynamic succession is initiated. Any event, discrete in time and space, that may alter population, community or ecosystem structure is broadly defined as disturbance (WALKER and DEL MORAL, 2003). Succession can thus be defined as the recovery process of vegetation following any disturbance (BAZZAZ, 1996). Depending on the intensity of disturbance it is possible to distinguish between primary and secondary successions. The former occur on substrata where an intense disturbance has removed any trace of pre-existing plants, animals or soil microbe communities. Primary succession can be initiated on lava deposits, deglaciated terrain or other substrata initially lacking in soil and vegetation. Secondary successions follow events of moderate (but sometimes recurrent) disturbance that allow the survival of some biological activity and new communities have a biological legacy with previous communities.

Plant successions have been studied using both holistic and reductionistic approaches and have been viewed alternatively as linear and directional processes ending in a final, predictable endpoint called *climax* (CLEMETS, 1916; ODUM, 1969), or as indeterminate and unpredictable processes depending on single species properties (GLEASON, 1926; WHITTAKER, 1974). The current consensus is that successions are not always linear and rarely reach equilibrium; they cannot even be considered directional, since disturbance events that initiate succession may recur and alter successional trajectories, complicating the multiple mechanism that drives species change in dynamic vegetation (WALKER and CHAPIN, 1987).

Six processes that drive primary successions and are still investigated by modern ecologists to understand vegetation dynamics have been identified (CLEMETS, 1916 - Table 1). *Nudation* creates the barren surfaces on which succession can be initiated. Several processes can create bare substrata: volcanic activity, landslides, loess deposition, overabundance of water, extended drought and, last but not least, advancing and retreating glaciers, producing terrain devoid of higher life and lacking the original microbial flora where vegetation and soil take several years to develop.

Once substrata have been exposed, colonization starts with plant *migration*, i.e. with the arrival of colonizers. Migration depends mainly on the vicinity of mature individuals able to produce viable seeds; dispersal syndromes differ between species and pioneer colonizers commonly have light, wind-dispersed (anemochorous) seeds, or possess specific adaptations for dispersal (RYVARDEN, 1971, 1975; SPENCE, 1989).

Tab. 1: see page 48

Some plants can produce seed- or seedling-banks, composed of dormant seeds (THOMPSON and GRIME, 1979) or developmentally arrested plantlets (MARKS, 1974) that resume development when conditions allow. In this phase of succession a key role is played by *safe-sites* (HARPER, 1977), where arriving diaspores can find more favourable conditions than in the surrounding habitat, such as relief from drought, moderate temperature, reduced wind action and sufficient nutrients.

Eccesis is the ability of a species to complete its life cycle, and is thus concerned with germination, growth and reproduction (CLEMETS, 1916). If germination succeeds, plant species must often cope with drought, extreme temperatures and infertile soil limiting biomass production or with a general instability of the substratum triggering the loss of biomass. Thus, pioneer plants in primary succession are often characterized by slow growth (WALKER et alii, 1986; OLFF et alii, 1993; CHAPIN et alii, 1994). The production of viable seed can be influenced by the presence of pollinators, that may be lacking in early successional stages. Perhaps for this reason most of pioneers are wind- or self-pollinated plants (DEL MORAL and WOOD, 1993), or rely on generalist pollinators such as flies (KÖRNER, 1999). Often, autogamous species (self-fertilizing) are also present.

(*) alessandra.luzzaro@uninsubria.it, (*) DBSF, Sezione di Ecologia Vegetale e Fitogeografia - Università degli Studi dell'Insubria, via J.H. Dunant, 3 - 21100 Varese; (**) Dipartimento di Biologia, sezione di Botanica Sistemática e Geobotanica - Università degli Studi di Milano, via Celoria, 26 - 20135 Milano.

Reaction occurs when plants modify the habitat in which they live. Vegetation cover stabilizes land surfaces, increases soil organic matter content and thus soil capability to retain moisture and inorganic nutrients, and nitrogen concentrations are raised by the presence on N-fixing symbionts (RICHARD, 1973, 1975). Vegetation patches can also act as safe-sites, modifying microclimatic conditions by reducing wind speed and influencing local humidity and temperature. If one species positively affects the ecesis of later successional species, the process is termed facilitation (CONNELL and SLATYER, 1977). It is generally accepted that facilitation influences primary succession together with inhibition (WALKER and CHAPIN, 1987; CALLAWAY and WALKER, 1997), even if there is no direct evidence (MATTHEWS, 1992).

Indeed, as species number increases, interactions among plants are multiplied, and *competition* arises. This term indicates 'the tendency of neighbouring plants to utilise the same quantum of light, ion of mineral nutrient, molecule of water or volume of space' (GRIME, 2001). As often happens in ecology, inhibition and facilitation are opposite endpoints of a continuum: which of these two processes causes changes in species composition along the succession?

The above processes apparently lead successions toward a relative *stabilization* phase; when one or more species become dominant they prevent the arrival of new colonizers while continuing to inhibit subordinates that are already present. Despite the relative short duration of early- and mid-successional stages, older terrain is occupied by more persistent communities, in which species composition can remain unchanged for decades.

Primary successions have been intensively investigated, but the mechanisms underpinning vegetation changes through time remain poorly understood.

Photo 1 and 2: see page 49

2 - GLACIER FORELANDS

Glacier advances and retreats produce deglaciated surfaces almost devoid of any kind of biological activity, where colonization processes follow primary succession mechanisms. The term *glacier foreland* refers to 'an area exposed in historical times, since the glacier maximum of the Little Ice Age (LIA)' (MATTHEWS, 1992); this recently-deglaciated zone should be distinguished from other landscapes exposed earlier in the Quaternary.

These terrains have been extensively studied to understand primary succession mechanisms: indeed, there are several advantages using newly-formed landscapes as field laboratories for the study of plant successions. Above all, direct observation of vegetation temporal changes may be possible, starting from a *zero level* that can usually be dated, allowing an estimation of the time that vegetation requires to attain different stages of development. Since 19th century (COAZ, 1887) it was evident that terrains at various distances from the glacier snout could represent a *chronosequence*, i.e. a spatial representation of a temporal sequence (JENNY, 1941). In chronosequences all the environmental factors except time are considered invariant or ineffective (MATTHEWS, 1992), and especially on deglaciated terrains time is the most important limiting factor for vegetation and soil development: even though pedogenesis is not directly influenced by time, it can be interpreted as 'an integral of soil-forming factors, all of which change along time' (STEPHENS, 1947).

Soil development is linked to vegetation changes, as demonstrated by the research of CROCKER and MAJOR (1955) at Glacier Bay, Alaska, where the appearance of the late successional Sitka spruce (*Picea sitchensis*) comes after a reaction process of soil acidification and N accumulation performed by Sitka alder (*Alnus crispa*). Thus, environmental factors influence soil development and, consequently, vegetation dynamics along a primary succession.

2.1 - PHYSICAL LANDSCAPE

The main environmental forces involved in shaping glacier forelands are undoubtedly *glacial erosion* and *deposition*. The term erosion indicates the *abrasion* performed by debris present on the basal surface of the glacier and the *plucking* of larger blocks from bedrock; glacial erosion comprises also *subglacial meltwater erosion*. Major landscape modifications, such as local scouring, valley widening and deepening, rock basins excavation, are the result of these processes. Glacially-abraded surfaces tend to be striated and smooth (such as *roches moutonnées*) and are not favourable to plant establishment: studies conducted in Norway on 250 year old rock outcrops could not find traces of vegetation except a cover of crustose lichens (HAINES-YOUNG, 1983). Glacial debris can originate from erosion or from subaerial processes and can be transported on the surface of the glacier, where it remains coarse in texture with angular clasts, or it can be subjected to subglacial erosion that produces fine 'rock flour' (< 0,06 mm) or medium sand (< 0,6 mm) (BOULTON, 1978). *Glacial sediments* can be deposited directly from glacier ice (*glacial tills*) or can be subjected to various resedimentation processes (flow-tills, glacio-fluvial sediments).

When erosion and deposition processes cease, the instability of the landscape is still high, especially where buried ice is present; *consolidation* and *slope stabilization* can then occur as long as drainage proceeds. Notwithstanding stabilization processes, glacier foreland terrain suffers several disturbances connected with the freezing and thawing of the ground, such as the breakdown of rocks by freeze-thaw action (*frost weathering*), the displacement of the ground by ice lens formation (*frost-heave* and *pipkeraking*), the movement of soil (*solifluction*) or *rock glaciers*. These processes result in a continuous loss of stability of the landscape; moreover, glacier forelands are affected by particular *climatic conditions* that strongly influence the presence of plant species. Alpine ecosystems experience seasonal and diurnal variations in temperature, solar radiation and day length (BILLINGS and MOONEY, 1968). Moreover, different meso-climatic patterns are found from site to site, depending on the influence on heat, water balance and secondary wind circulation of slope, aspect and relief (GEIGER, 1969). Also the presence of the glacier itself can locally alter the climate, for example generating cold firm winds that blow down-valley near the glacier snout (TOLLNER, 1931; GEIGER, 1971) or depressing air temperature (but this effect is maximal within 50 m from the snout - LINDRÖTH, 1965). Microclimatic differences in glacier forelands can be experienced by the two slopes of a moraine, depending on the distance from rock outcrops or according to different vegetation cover (LINDRÖTH, 1965).

All these physical variations lead to the conclusion that it is difficult to generalize the characteristics of glacier forelands, except from spatial heterogeneity, which is a constant trait and which certainly influences vegetation development and plant succession in recently deglaciated environments.

2.2 - SOIL DEVELOPMENT

From the studies conducted at several glacier forelands, a general pattern of pedogenetic processes has been inferred, but environmental differences occur from site to site and can modify the nature and rate of soil development. Even though time exerts the most important influence on soil development, other factors such as climate, topography, biological activity and parent material must be considered.

Pedogenesis is influenced by *climate* and specifically by temperature and water availability (soil moisture). For example, the oceanic climate of coastal Alaska (with mean annual precipitation of 1900 mm and mean annual temperature of 5 °C) allows the development of a *Podzol* in 150 years (UGOLINI, 1966); while the continental climate at Klutlan Glacier (Yukon Territory, mean annual precipitation of 400 mm and mean annual temperature of - 8 °C) slows pedogenesis by about 100-150 years (JACOBSON AND BIRKS, 1980).

Studies on *topography* (MESSER, 1988) demonstrate the effect of site exposure for moraine depressions, slopes and crests: the latter show the thinnest soil, while the best developed soils were detected in the lower parts of moraine slopes. Intermoraine depressions exhibit alternatively snowbed or peaty soils developed in poor drainage conditions and soils similar to the ones observed on slopes.

Photo 3 and 4: see page 51

Plant and animal have a great influence on soil formation: *organic matter accumulation* is one of the most important processes in soil development and has been measured in glacier forelands all over the world (CROCKER and MAJOR, 1955; PERSSON, 1964; UGOLINI, 1966; BURGER and FRANZ, 1969; MELLOR, 1985; MAHANEY, 1990). Organic matter appears to accumulate towards the end of chronosequence; subsequently, a *decrease in soil pH* appears to be a constant in glacier foreland chronosequences, even in areas characterized by calcareous bedrock (MATTHEWS, 1992). *Nitrogen accumulation* in the soil is enhanced by N-fixing symbiotic plants, as recorded for alder (*Alnus crispa*) at Glacier Bay (CROCKER and MAJOR, 1955) and for clovers (*Trifolium* spp.) or other *Fabaceae* at Aletsch Glacier (RICHARD, 1973, 1975); these plants appear in the early stages of the succession, and their facilitative role is well recognized.

Parent material influence is relevant along the whole succession in glacier forelands, even if the effect is greatest in the early successional stages. Soil texture can highly affect pedogenetic processes: soil development is faster on finely textured till deposits than on blocky and coarse moraines. Changes in soil texture can occur by *pervection* (the movement of fine particles from surface to deeper ground layers), which enhances silt fraction in lower ground layers (more than 20 cm deep). On the other hand, aeolian deposition (combined with plant cover interception) and cryogenic processes (LÜDI, 1945; FITTER and PARSONS, 1987) can increase both clay and silt levels through time.

3 - PLANT COMMUNITIES INVOLVED IN PRIMARY SUCCESSION

Vegetation on recently deglaciated terrain has been studied in Europe since the early 20th century (LÜDI, 1921; BRAUN-BLANQUET and JENNY, 1926; FRIEDEL, 1938) with a phytosociological approach, based on the floristic composition of plant communities and on the appearance/disappearance of character species.

In the Alpine altitudinal belt, the plant community commonly detected on siliceous alpine glacier forelands is a discontinuous vegetation that sparsely colonizes recently deglaciated terrains; character species of this

association are the creeping avens (*Geum reptans*, once termed *Sieversia reptans*) and mountain sorrel (*Oxyria digyna*) and the plant community is thus termed *Sieversio-Oxyrietum digynae*. Stabilized moraines ridges of the Little Ice Age (approximately 150-180 years old) are covered by mid-successional communities: these nearly-continuous grasslands are dominated by meadow-grass (*Poa alpina*), characterized by different species of clovers (*Trifolium badium*, *T. pallescens* and *T. thalii*) and were ascribed to two associations: *Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae* and to *Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis* (CACCIANIGA and ANDREIS, 2004). The mature stage of the succession is represented by continuous prairies dominated by alpine sedge (*Carex curvula*), thus the name of the corresponding association is *Caricetum curvulae*.

Plant communities along a primary succession were investigated at two sites: Rutor glacier (Graian Alps - N 45°64', E 7°01'), and Cedec glacier (Rhaetian Alps - N 46°27', E 10°35'). The phytosociological analysis was conducted in order to find similar patterns and/or differences within vegetation types sampled in the Central and Western Italian Alps and to better describe mid-successional communities, which were already observed to have numerous variants.

Figure 1: see page 52

3.1 - STUDY SITES

Rutor (fig. 1) is an Alpine glacier covering an area of ~ 9.5 km² on the north-western slope of the Rutor massif (3486 m a.s.l.); its terminus ends in three lobes, the lower of which reaches 2480 m a.s.l. (i.e. below the local tree limit, which is recorded at 2540 m a.s.l.). Two moraine ridges were deposited at 2145 m a.s.l. during a retreat following the Little Ice Age (LIA) maximum (1820-1864), then the terminus rapidly retreated between 1873 and 1879 and left moraines near lake Seracchi (2400-2500 m a.s.l.). Smaller fluctuations occurred during the 20th century, the most important of which ended in 1933 (PARIGI et alii, 1999). Recent moraine ridges can be found near the area abutting the present terminus (>2500 m a.s.l.). The geology of the area is relatively homogeneous; both bedrock and moraine deposits consist of metamorphic rocks, such as arenaceous schists, or mica and garnet schists.

Cedec glacier (fig. 2) is an Alpine glacier located in the Ortles-Cevedale group, covering the western slope of Mount Cevedale (3757 m a.s.l.) for ~ 2.4 km². Its terminus is divided into two large lobes, the southernmost of which is named Vedretta del Pasquale and reaches an altitude of 2680 m a.s.l. Three main moraines were deposited in front of the southern lobe, following Holocene advances: during the LIA, in 1965 and in 1986; at a few sites, the 1965 moraine has been deposited close to that of the LIA. Moraine ridges associated with the northern lobe of the Cedec glacier were not investigated in the present study, as their dating and delimitation are more difficult. Cedec valley is located in a peculiar geological position: the left slope of the valley is constituted by crystalline bedrock, while the dolomitic massif of Mount Gran Zebrù (3651 m a.s.l.) delimits the right side the valley. The area is thus characterized by mainly acidic soils, but base-rich soils can locally occur, especially on the hydrographic right slope of the valley.

Figure 2: see page 53

3.2 - DATA COLLECTION AND ANALYSES

Relevés were performed according to the phytosociological method, using the BRAUN-BLANQUET scale modified by PIGNATTI (1952); substrata cleared by ice during the last 100 years, terrains deglaciated since the LIA and Late Glacial deposits were investigated. Data were gathered during the summers of 2001, 2004 and 2005.

At the Rutor glacier foreland, relevés were performed mainly inside the LIA moraine ridges (the moraine complex is illustrated in fig. 1). At the Cedec Glacier foreland ten nodes were marked along a transect from the glacial front to Late Glacial substrata; nodes were chosen according to qualitative observation of vegetation changes, and three phytosociological relevés (25 m²) were carried out in correspondence of each node (fig. 2).

Data were then arranged in species X relevés matrices: the Rutor glacier foreland matrix was constituted by 131 species X 77 relevés, the Cedec glacier foreland matrix was constituted by 68 species X 36 relevés. Species detected only once during phytosociological surveys were not included in the analysis. Matrices were elaborated by cluster analysis, performed with the Syn-Tax 5.01 software package (PODANI, 1994). Nomenclature of taxa follows PIGNATTI (1982).

4 - RESULTS

Three groups of relevés were identified, corresponding with the three typical successional stages.

Pioneer communities colonized recently deglaciated areas, delimited from moraine ridges deposited during the 20th century (in 1933 at Rutor and in 1965 at Cedec glacier); high-cover vegetations occurred on stabilized moraine that were deposited between 1873 and 1933 at Rutor glacier, and during the LIA at Cedec; late-successional grasslands were detected on terrain more than 180 years old (external to the LIA moraines) at

Rutor glacier, while at Cedec were recorded only on Late Glacial substrata uncovered by Holocene glacier advances. Communities typically colonizing snow-patches or base-rich soils (which were not conforming to the succession) were identified and examined as separate groups.

4.1 - PIONEER COMMUNITIES

Pioneer communities were characterized by low ground cover values (a mean of 22 and 15% at Rutor and Cedec glacier, respectively) and low floristic diversity, with a mean of 13 species per relevé. Plants were highly scattered, but some species were found very close to the glacier front: individuals of alpine toadflax (*Linaria alpina*) were recorded at 50 m from the snout of Cedec glacier).

The most abundant species were one-flowered mouse-ear (*Cerastium uniflorum*), yellow mountain and purple saxifrage (*Saxifraga aizoides* and *S. oppositifolia*), but other species typical of more mature vegetation types were occasionally present, such as *Poa alpina*, brown clover (*Trifolium badium*), moss saxifrage (*Saxifraga bryoides*) and rock bent (*Agrostis rupestris*).

Two different vegetation types were identified; the first plant community was characterised at both sites by *Saxifraga aizoides*, while *Oxyria digyna* and *Geum reptans* were almost lacking. Considering the importance and the abundance of *Saxifraga aizoides*, we hypothesized the attribution of this vegetation to a new sub-association of the *Sieversio-Oxyrietum digynae* termed *saxifragetosum aizoidis*.

The second community was dominated by *Cerastium uniflorum*, with *Poa alpina* and alpine marguerite (*Leucanthemopsis alpina*) as co-dominant species. *Geum reptans* and *Oxyria digyna* were also recorded, and this vegetation corresponds with the typical *Sieversio-Oxyrietum digynae*.

4.2 - MID-SUCCESSIONAL COMMUNITIES

Mid-successional communities were differentiated from pioneer communities by higher vegetation cover (a mean of 80 and 63% at Rutor and Cedec glacier, respectively) and by a higher mean number of species per relevé (23). Also the structure of this vegetation was different: graminoids were dominant, pioneer species dominating in the previous stage (*Geum reptans*, *Oxyria digyna*, *Saxifraga aizoides* or *Cerastium uniflorum*) disappeared, while other species, such as *Poa alpina*, *Trifolium pallescens*, musk yarrow (*Achillea moschata*) and *Trifolium badium* became increasingly important.

Photo 5, 6 and 7: see page 55

Two main vegetation types could be identified at Rutor glacier, both corresponding to the association *Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis*. The first was characterised by the dominance of *Poa alpina*, *Agrostis rupestris*, *Trifolium badium* and *T. pallescens*. *Trifolium badium* had high cover values, but was less frequent than *T. pallescens*. Species of snow-patch communities, such as *Sibbaldia procumbens*, dwarf cudweed (*Gnaphalium supinum*), dwarf willow (*Salix herbacea*) and *Carex foetida*, suggested that these communities were hygrophilous and subjected to long-lasting snow cover. In the second vegetation *Poa alpina* was co-dominant with *Anthoxanthum alpinum* and Haller's fescue (*Festuca halleri*); the observed communities were rich of lithophilous and thermophilous species such as glacial hawkweed (*Hieracium glaciale*), mountain houseleek (*Sempervivum montanum*) and rock speedwell (*Veronica fruticans*).

At the Cedec glacier foreland the most abundant species of mid-successional communities was *Poa alpina*, together with brown and Thal's clovers (*Trifolium badium* and *T. thalii*), *Saxifraga bryoides* and dwarf yarrow (*Achillea nana*). The latter are character species of the association *Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae*. A peculiar characteristic of these vegetation types is the complete absence of *Trifolium pallescens*, which is substituted by *T. thalii*, a species typical of calciferous soils.

Photo 8, 9 and 10: see page 56

4.3 - LATE-SUCCESSIONAL COMMUNITIES

Mature plant communities had a mean vegetation cover of 93 and 85% at Rutor and Cedec glacier, respectively; a mean of 29 species were recorded at Rutor glacier, while at Cedec only 20 different species were on average detected per relevé.

Late successional stages at the Rutor glacier foreland were all characterised by abundant pasture species, such as mat-grass (*Nardus stricta*, dominant), alpine avens (*Geum montanum*) and alpine clover (*Trifolium alpinum*); the presence of subalpine species, such as blueberry (*Vaccinium myrtillus*), alpine bilberry (*V. gaultherioides*) and *Avenella flexuosa*, indicated that the local tree-limit can potentially reach the study site. Where grazing pressure had been lower, vegetation was characterised by evergreen sedge (*Carex sempervirens*) and *Trifolium alpinum*; thermophilous species such as dwarf juniper (*Juniperus nana*), cobwebby and mountain houseleeks (*Sempervivum arachnoideum* and *S. montanum*) were recorded and alpine sedge (*Carex curvula*) was present but not abundant.

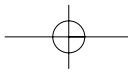


Photo 11 and 12: see page 57

A higher grazing pressure at some site was indicated by the greater presence of pasture species (e.g. *Geum montanum*, *Anthoxanthum alpinum*) and higher coverage of *Nardus stricta*; these plant communities were also characterised by the scattered presence of species typical of habitats with great water availability (such as *Carex foetida*) or with long-lasting snow cover (species of *Salicetea herbaceae*, such as *Alchemilla pentaphyllea*, *Gnaphalium supinum*, *Sibbaldia procumbens*), contrasting with the occurrence in the previous group of thermophilous species.

At the Cedec glacier foreland *Carex curvula* and five-fingered lady's mantle (*Alchemilla pentaphyllea*) dominated late-successional vegetation. The vegetation corresponded to the *Hygrocaricetum curvulae*, which is typically rich of species colonizing snow-patches (such as *Alchemilla pentaphyllea*, *Salix herbacea*, *Gnaphalium supinum*); the character species for this association is glutinous primrose (*Primula glutinosa*) and differential species are alpine lovage (*Ligusticum mutellina*), dwarf snowbell (*Soldanella pusilla*), *Gnaphalium supinum* and *Sibbaldia procumbens*. Other species typical of *Caricetum curvulae* are present in the vegetation, such as *Oreochloa disticha*, Kerner's lousewort (*Pedicularis kernerii*) and daisy-leaved speedwell (*Veronica bellidioides*).

4.4 - SNOW-PATCH COMMUNITIES

These plant communities, typical of sites with long-lasting snow cover and occurring both on Late Glacial deposits and on recently deglaciated terrain at the Rutor glacier foreland, had a mean ground cover of 78% and a mean of 20 species per relevé. The dominant species were *Salix herbacea* and swiss hawkbit (*Leontodon helveticus*); *Carex curvula* was locally abundant, together with other species typical of snow-patches vegetation (e.g. *Sibbaldia procumbens*, *Gnaphalium supinum* and *Carex foetida*).

Photo 13: see page 58

4.5 - COMMUNITIES OF BASE-RICH SOILS

Relevés performed at node 8 at the Cedec glacier foreland were composed of, and dominated by, more basophilic species (such as mouse-tail like elyna, *Elyna myosuroides*); the floristic composition of these relevés was dissimilar from all the others, and 11 species out of 85 present on the entire glacier foreland (i.e. 13%) were recorded only in this vegetation. Amongst these, coltsfoot (*Tussilago farfara*) and thorny thistle (*Cirsium spinosissimum*) are typical of intermittently humid and disturbed screes, and emphasize the high disturbance level affecting this portion of the study site; alpine timothy (*Pbleum alpinum*) and moonwort (*Botrichium lunaria*) are species associated with high nutrient availability; fringed sandwort (*Arenaria ciliata*), glacial pink (*Dianthus glacialis*) and small bellflower (*Campanula cochleariifolia*) are commonly found on wind exposed and stony soils containing calcium.

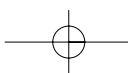
Photo 14: see page 59

5 - CONCLUSION

Three main successional stages were identified at both glacier forelands, confirming the existence of three distinct vegetation types colonizing recently deglaciated terrain, stabilized moraine of the LIA and Late Glacial deposits not disturbed by Holocene glacier fluctuations (CACCIANIGA et alii, 2001; CACCIANIGA and ANDREIS, 2004).

Pioneer plant communities of Rutor and Cedec can be ascribed to a peculiar variant of *Sieversio-Oxyrietum digynae*: this vegetation is characterized by the dominance of *Saxifraga aizoides*, with locally different co-dominant species (*Epilobium fleischeri* and *Tussilago farfara* at Rutor, *Cerastium uniflorum* and *Sagina saginoides* at Cedec). As discussed by CACCIANIGA and ANDREIS (2004) and references therein, the existence of *Saxifraga aizoides*-dominated communities is widely reported for many Alpine glacier foreland; in these vegetation types typical *Sieversio-Oxyrietum* species are fewer (*O. digyna*) or almost completely lacking (*G. reptans*). It is thus possible to attribute this vegetation type to a new syntaxonomic sub-association termed *Sieversio-Oxyrietum digynae saxifragetosum aizoidis* subass. nov. At the Rutor glacier foreland two pioneer plant communities were in fact present in distinct habitats: the *Oxyrietum typicum* was recorded at higher altitude (approximately 2700 m a.s.l.), while the coenosis dominated by *Saxifraga aizoides* colonized terrain adjacent to the glacier snout, which reaches an altitude of 2480 m a.s.l. The presence of species such as *Epilobium fleischeri* or *Tussilago farfara* can be linked to an upward shift of species belonging to the subalpine altitudinal belt: they were in fact detected at the Rutor glacier where the local tree limit was observed to attain 2540 m a.s.l., but were lacking from pioneer vegetation at the Cedec glacier foreland (scattered individuals of *T. farfara* were recorded at node 8, outside the moraine ridge of the LIA).

Mid-successional vegetation types were confirmed as different from *Sieversio-Oxyrietum* communities and showed a complex structure, strictly dependent on micro-scale conditions. These plant communities, widespread throughout the Italian Alps, were firstly described by PIROLA (1959) as a nitrophilic variant of the



Oxyrietum digynae, due to the long-term presence of chamois (*Rupicapra rupicapra*). Two associations were identified in this survey: *Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis* and *Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae*. The first association was dominant on stabilized moraines at Rutor glacier foreland, but many different variants were present within this association, mainly due to local differences in water availability and grazing pressure. The second was detected at the Cedec glacier foreland, where the extension of LIA terrain and stabilized moraines was smaller than at Rutor glacier foreland. The previously discussed occurrence of *Trifolium thalii* instead of *T. pallescens* has ecological significance: *T. pallescens* is better adapted to siliceous soils, while *T. thalii* is a basiphilous species, thus better adapted to the locally base-rich substrata of the Cedec glacier foreland.

Late-successional vegetation are mainly classified as *Carex curvula*-dominated communities (*Caricetum curvulae*), but again it is possible to find locally different plant communities: as a result of past grazing pressure at the Rutor glacier foreland, the *Caricetum* is affected by the presence of *Nardion strictae* species; at the Cedec glacier foreland long-lasting snow cover influences the floristic composition of late-successional communities, which are enriched with species of *Salicetea herbaceae*, the vegetation typical of snow patches.

In conclusion, no substantial difference was detected between vegetation characterising primary succession at two sites located in the Western and Central Italian Alps: three stages were identified at both sites, and the phytosociological analysis highlighted many similarities between correspondent successional stages. Moreover, for each single site variability amongst the same syntaxonomic unit was detected, especially at the Rutor glacier, where the broad and ecologically complex foreland can support the development of peculiar plant communities adapted to local micro-habitats. The occurrence of different variants of mid-successional communities supports the evidence of the existence of *Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis* and *Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae* (CACCIANIGA and ANDREIS, 2004) as independent syntaxonomic units.

6 - SYNTAXONOMIC SCHEME

CLASS THLASPIETEA ROTUNDIFOLII BR.-BL. 1948:

COMMUNITIES OF MOBILE SCREE AND TALUS

ORDER ANDROSACETALIA ALPINAЕ BR.-BL. in BRAUN-BLANQUET ET JENNY 1926:

communities of mobile siliceous screes

alliance *Androsacion alpinae* Br.-Bl. in BRAUN-BLANQUET ET JENNY 1926:

communities of mobile siliceous screes and moraines of alpine altitudinal belt

association *Sieverson-Oxyrietum digynae* FRIEDEL 1956 EM. ENGLISH ET AL. 1993:

communities of mobile siliceous screes and recent moraines of alpine altitudinal belt

association *Saxifrago bryoidis-Poetum alpinae* CACCIANIGA E ANDREIS 2004:

mid-successional communities of stabilized moraines of alpine altitudinal belt

association *Agrostio rupestris-Trifolietum pallescentis* CACCIANIGA E ANDREIS 2004:

mid-successional communities of stabilized, level moraines of alpine altitudinal belt

CLASS CARICETEA CURVULAE BR.-BL. 1948:

COMMUNITIES OF ALPINE PASTURES AND SILICEOUS GRASSLANDS

ORDER CARICETALIA CURVULAE BR.-BL. IN BR.-BL. ET JENNY 1926:

alliance *Caricion curvulae* Br.-Bl. in BRAUN-BLANQUET ET JENNY 1926:

communities of alpine siliceous grasslands

association *Caricetum curvulae* RÜBEL 1911:

communities of alpine siliceous grasslands (alpine sedge grasslands)

association *Hydrocaricetum curvulae* BRAUN 1913:

communities of alpine hygrophilous grasslands on siliceous soils

association *Carici curvulae-Nardetum* OBERD. 1959:

communities of alpine siliceous pastures

CLASS SALICETEA HERBACEAE BR.-BL. 1948:

COMMUNITIES OF ALPINE SNOW-PATCHES

ORDER SALICETALIA HERBACEAE BR.-BL. IN BRAUN-BLANQUET ET JENNY 1926:

communities of siliceous alpine snow-patches

alliance *Salicion herbaceae* Br.-Bl. in Br.-Bl. et Jenny 1926

REFERENCES and ABSTRACTS (see pages 61-63)

Carlo D'Agata (*), Claudio Smiraglia (*) & Antonio Zanutta (**)

IL GHIACCIAIO DELLA BRENVA (GRUPPO DEL MONTE BIANCO). IL CONTRIBUTO DELLA FOTOGRAMMETRIA E DELLA CARTOGRAFIA STORICA NELLO STUDIO DELL'EVOLUZIONE RECENTE DI UN *DEBRIS COVERED GLACIER*

1 - INTRODUZIONE

La denominazione “ghiacciaio nero”, o meglio a livello scientifico *debris-covered glacier* (DCG) o anche *debris mantled glacier*, è attribuita a quegli apparati in cui gran parte del bacino di ablazione è ricoperto da morenico superficiale. Questo deposito deriva dai processi di degradazione delle pareti rocciose dei circhi (in particolare dal crioclastismo), dai processi di trasferimento (in gran parte gravitativi) sulla superficie del ghiacciaio e dai successivi processi di trasporto glaciale che ridistribuiscono a vari livelli i sedimenti (BENN & EVANS, 1998). Questo tipo di apparato glaciale è molto comune sulle catene montuose extraeuropee, in particolare asiatiche (Tien Shan, Pamir, Karakorum, Himalaya), dove può raggiungere lunghezze di molte decine di chilometri, come il Baltoro, il Siachen, il Biafo, lo Ngozumpa (MORIBAYASHI e HIGUCHI, 1977; SMIRAGLIA, 1998). Sono anche diffusi in Nuova Zelanda (KIRKBRIDE & WARREN, 1999), nelle Ande e in Alaska. Nonostante la loro diffusione e nonostante le ricerche si stiano moltiplicando, la comprensione della dinamica dei DCG non è ancora completa (NAKAWO et alii, 2000).

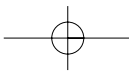
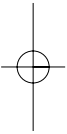
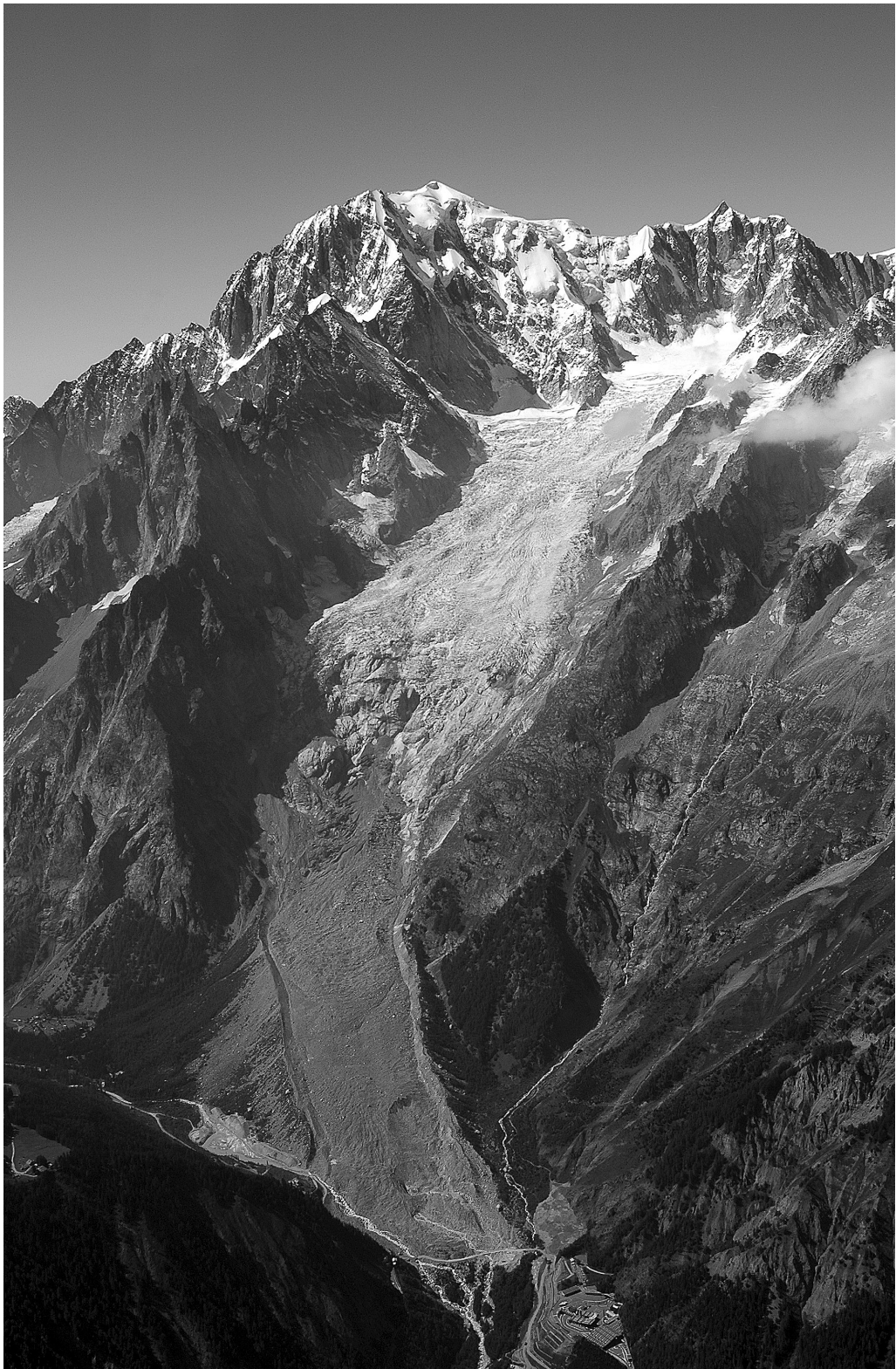
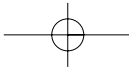
Il loro studio presenta molteplici interessi, che si sono ampliati negli ultimi decenni in relazione all'accelerazione dell'attuale fase di deglaciazione. La riduzione della copertura nivale e glaciale delle pareti che racchiudono i bacini di alimentazione ha infatti accentuato i processi di degrado sulle pareti ampliando estensione e spessore della copertura detritica superficiale anche in altre catene montuose come quella alpina. Non è quindi fuor di luogo prevedere che i DCG diverranno la tipologia glaciale più diffusa in questo secolo. E' utile sottolineare che la presenza del detrito superficiale interferisce con i normali bilanci energetici ghiaccio-atmosfera e quindi modifica il bilancio di massa.

In sintesi si può affermare che la copertura detritica riduce l'entità dell'ablazione e quindi rende meno rapida e meno intensa la risposta del ghiacciaio ai fattori forzanti climatici, prolungandone il “tempo di sopravvivenza”. In realtà questo meccanismo di protezione si innesca quando la copertura detritica supera uno spessore critico (che va determinato per ogni apparato) e che si può definire come lo spessore con il quale l'entità dell'ablazione è uguale a quella che si attua sul ghiaccio scoperto.

In pratica con spessori limitati e discontinui (da qualche millimetro a qualche centimetro) e con materiale fine (da *silt* a sabbia) la fusione viene incrementata, mentre la riduzione dell'ablazione si verifica in funzione di diversi fattori, quali la conducibilità termica del detrito, il suo spessore, la densità del ghiaccio, il calore latente di fusione, la temperatura della superficie detritica. Recenti ricerche condotte in particolare sul Ghiacciaio del Miage dal Gruppo Glaciologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano hanno messo in evidenza anche l'importanza della porosità del detrito superficiale e della quantità di umidità in esso presente.

Sulle Alpi Italiane i DCG sono presenti in numero limitato. I più noti e studiati sono il Miage e la Brenva, ubicati sul versante meridionale del Monte Bianco in Valle d'Aosta, il Belvedere in Piemonte sul versante orientale del Monte Rosa, il Venerocolo in Lombardia nel Gruppo dell'Adamello, il Ghiacciaio di Solda in Alto Adige nel Gruppo dell'Ortles.

(*) Università degli Studi di Milano-Dipartimento di Scienze della Terra “Ardito Desio. (**) DISTART, Facoltà di Ingegneria, Università degli Studi di Bologna. Tutti gli autori afferiscono al Comitato Glaciologico Italiano.



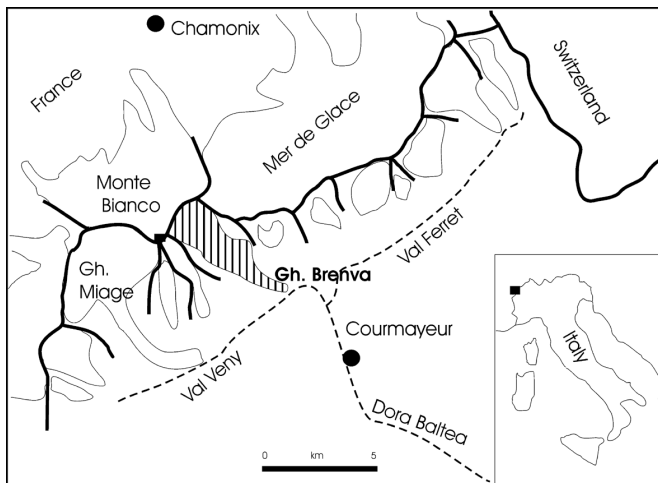


Foto 1 (pagina precedente): il Monte Bianco e il Ghiacciaio della Brenva. (Fondazione Montagna Sicura, 1 settembre 2004).

Photo 1 (preceding page): Monte Bianco and Brenva Glacier. (Fondazione Montagna Sicura, 1 september 2004).

Fig. 1: localizzazione del Ghiacciaio della Brenva.

Fig. 1: Brenva Glacier geographic location.

2 - AREA DI STUDIO

Il Ghiacciaio della Brenva è un apparato di tipo vallivo, secondo per estensione del versante italiano del Monte Bianco dopo il Ghiacciaio del Miage, con una superficie di circa 7 km² e una lunghezza lungo la linea di flusso principale di 6700 m. La quota più elevata del ghiacciaio, se si considera come bacino collettore anche la Parete Est del Monte Bianco, raggiunge i 4810 m, mentre la fronte si spinge fino a 1415 m, la quota più bassa raggiunta da una colata glaciale sulle Alpi italiane.

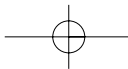
Evidenti nella morfologia generale del ghiacciaio sono i condizionamenti topografici. Dal grandioso bacino di alimentazione, aperto sul versante meridionale del Monte Bianco, il ghiacciaio defluisce a valle, restringendosi in corrispondenza del salto roccioso chiamato Pierre à Moulin o Rocher du Moulin Grenon, un gradino granitico montonato e levigato, da dove precipita (o meglio precipitava) con una spettacolare seraccata, per poi ricomporsi in una lingua abbastanza regolare defluente in direzione Est che percorre la Val Veny, fiancheggiata da potenti morene laterali.

L'evoluzione della conoscenza e degli studi scientifici del Ghiacciaio della Brenva riflettono questa duplice struttura (DELINE, 2002). Il settore superiore, isolato, difficilmente raggiungibile e poco frequentato anche dagli alpinisti, è poco noto dal punto di vista glaciologico. Il settore inferiore, in pratica la lingua *debris covered*, è invece molto meglio conosciuto. Infatti la vicinanza e il facile accesso da Courmayeur, l'esistenza degli alpeggi del Purtud e di Peuterey, la presenza proprio di fronte alla Brenva della chiesetta di Notre-Dame de la Guérison, hanno fatto in modo che le fluttuazioni frontali del ghiacciaio dopo la Piccola Età Glaciale fossero ben osservate, anche in rapporto alla frana del 1920 che ha massicciamente interessato la lingua. Utilizzando sia il materiale storico e documentario, sia i rilievi geomorfologici sulle morene laterali, è stato possibile ricostruire mediante pregevoli lavori la dinamica recente del ghiacciaio (OROMBELLI & PORTER, 1982; CERUTTI, 1985; CERUTTI, 1992).

Da queste ricostruzioni emerge che nella seconda metà del XX secolo la lingua della Brenva ha fatto registrare un'avanzata dall'inizio degli Anni Sessanta alla fine degli Anni Ottanta, seguita da un arretramento.

3 - SCOPO E METODI DEL LAVORO

Le misure di variazioni frontali, pur utilissime su vasta scala cronologica per delineare la tendenza generale di un apparato glaciale, non offrono informazioni sull'evoluzione dello spessore del ghiacciaio e sul suo bilancio di massa. La realizzazione di un bilancio di massa tradizionale con rilievi di terreno non è applicabile per la Brenva e in ogni caso richiederebbe una sequenza pluriennale di



dati. Si è quindi preferito ricorrere all'elaborazione e a confronti di materiale cartografico a grande scala e ad aerofotografie, che hanno dato risultati soddisfacenti (D'AGATA et alii, 2005). Nel presente lavoro si vuole fornire una sintesi di questi risultati che hanno portato ad una migliore comprensione dell'evoluzione recente del Ghiacciaio della Brenva.

Per quanto riguarda i materiali si sono utilizzate le seguenti carte elaborate nella seconda metà del XX secolo:

- 1) carta del 1959, alla scala 1:5000 elaborata da EIRA (Ente Italiano Rilievi Aerofotogrammetrici), da rilievo fotogrammetrico terrestre, pubblicata nel Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, 2, n. 20, 1972 (la rappresentazione riguarda solo la lingua);
- 2) carta del 1971, alla scala 1:5000, da fotogrammetria aerea (Alifoto, Torino), pubblicata nel Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, 2, n. 20, 1972 (solo la lingua);
- 3) carta del 1988, scala 1:10000 (Regione Valle d'Aosta) da rilievo fotogrammetrico terrestre del 1983;
- 4) carta del 1999, scala 1:10000 (Regione Valle d'Aosta) da rilievo fotogrammetrico aereo del 1991.

Per lo stesso scopo sono stati utilizzati i seguenti fotogrammi aerei eseguiti negli ultimi 10 anni:

- 1) immagine del 1991, CGR (Compagnia Generale Riprese Aeree), volo RAVDA (Regione Autonoma Valle d'Aosta), scala media 1:17000;
- 2) immagine del 1997, CGR (Compagnia Generale Riprese Aeree), volo RAVDA (Regione Autonoma Valle d'Aosta), scala 1:17000.

Le carte sono state portate in formato digitale tramite scansione e georeferenziate nel sistema UTM comune a tutto il materiale a disposizione. Le isoipse sono state vettorializzate per ottenere i punti base per la costruzione del modello tridimensionale.

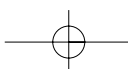


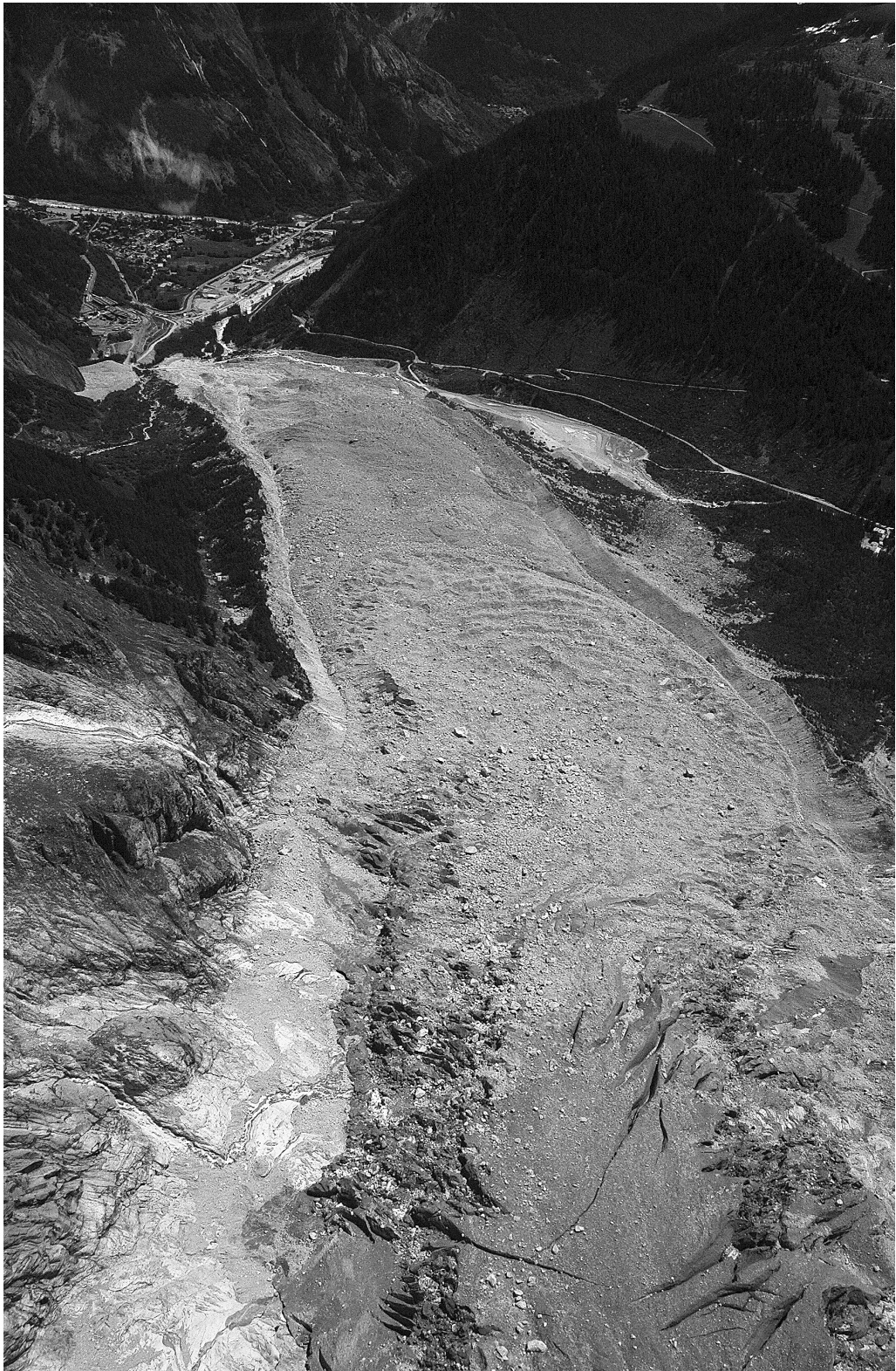
Foto 2: il Ghiacciaio della Brenva visto dall'elicottero: si distingue la seraccata che si arresta sul gradino roccioso della Pierre à Moulin. Il bacino di accumulo del ghiacciaio è dunque ormai separato dalla lingua valliva sottostante, divenuta debris covered (non visibile, vedi foto 3). (Fondazione Montagna Sicura, 7 giugno 2005).

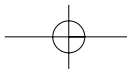
Photo 2: the Brenva Glacier from the air; the seracs ending at the rocky bar of Pierre à Moulin are quite visible. The accumulation basin of the glacier is now separated from its debris covered valley tongue (not visible, see photo 3). (Fondazione Montagna Sicura, 2005.6.7).

Foto 3 (pagina a fronte): la lingua valliva vista da monte. (Fondazione Montagna Sicura, 7 giugno 2005).

Photo 3 (front page): Brenva's debris covered tongue. (Fondazione Montagna Sicura, 2005.6.7).







Per quanto riguarda la fotogrammetria, è stata eseguita una scansione delle coppie di immagini stereoscopiche del 1991 e del 1997 utilizzando uno scanner fotogrammetrico Wheeler flatbed elevatissima risoluzione (2116 dpi). E' stata poi utilizzata una stazione fotogrammetrica digitale della Menci Software per la costruzione di un Modello Digitale del Terreno con procedura automatica e semiautomatica. Gli errori residui provenienti dall'orientazione sono sempre stati contenuti sotto i 15 cm, fornendo un'ottima qualità al rilievo fotogrammetrico. I punti di controllo usati per calcolare i parametri di orientamento esterno sono stati definiti nel Sistema di riferimento UTM (European Datum 1950) e le quote misurate sul livello del mare.

I dati provenienti dalla digitalizzazione delle curve di livello e dall'elaborazione fotogrammetrica sono stati gestiti in ambiente GIS e hanno portato alla produzione di vari Modelli Digitali del Terreno (DEM) che sono stati confrontati allo scopo di ottenere le variazioni di volume e spessore della lingua della Brenva nella seconda metà del XX secolo; ci si è limitati a questo settore inferiore del ghiacciaio in quanto si trattava della sola area comune a tutto il materiale cartografico e fotografico a disposizione, con l'eccezione delle due carte al 10000.

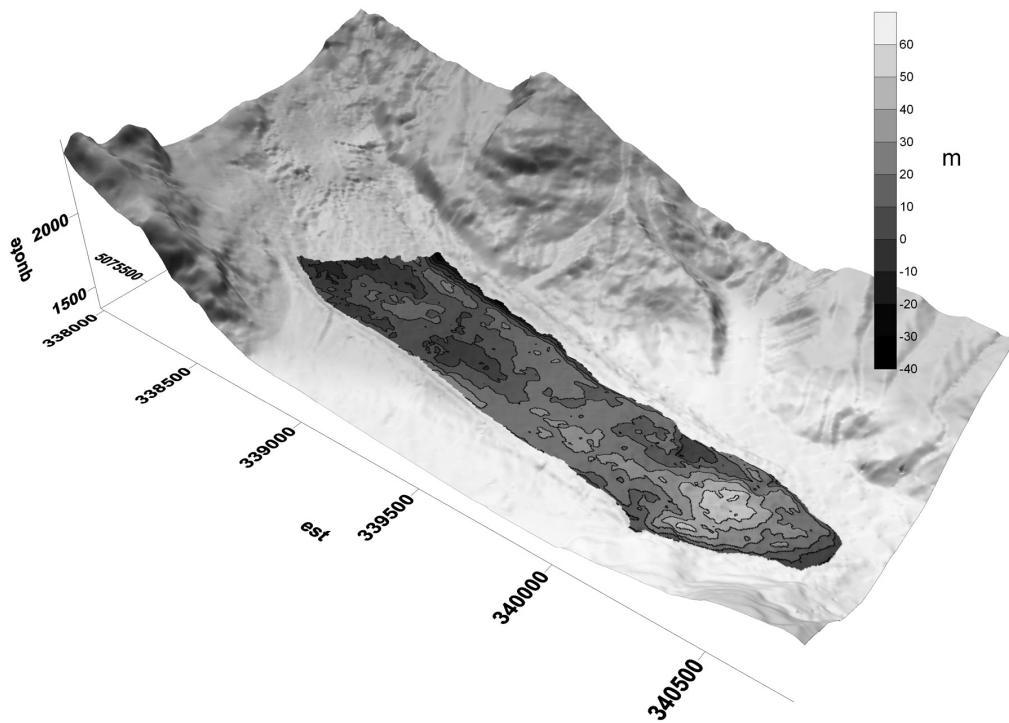


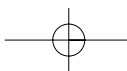
Fig. 2: variazioni di spessore della lingua del Ghiacciaio della Brenva fra il 1959 e il 1997.

Fig. 2: thickness variations of Brenva Glacier's tongue between 1959 and 1997.

4 - RISULTATI

L'analisi differenziale dei vari DEM ha evidenziato quanto segue:

- 1) dal 1959 al 1971 la lingua del ghiacciaio ha fatto registrare un incremento volumetrico di circa 15.3 milioni di m³ di ghiaccio che corrispondono ad un incremento medio di spessore di 23 m su tutto il periodo con una media annuale di + 1,92 m (rispettivamente 20,9 m e 1,75 m di equivalente in acqua); l'incremento massimo (40-50 m) ha riguardato i settori medio e inferiore della lingua;
- 2) da 1971 al 1983 si è registrato un ulteriore incremento della lingua di 17,8 milioni di m³ di volume con un aumento di spessore di 22,7 m (+ 1,89 m all'anno) (rispettivamente 20,6 e 1,72 m di



equivalente in acqua); in questo periodo l'incremento più sensibile (50-70 m) è avvenuto nella zona frontale;

3) dal 1983 al 1991, al contrario, si è verificata una riduzione di volume (- 8,2 milioni di m³) e una perdita di spessore (11 m, che significa - 1,4 m all'anno) (in equivalente in acqua rispettivamente 10 e 1,25 m); la perdita maggiore (40-50 m) si è registrata nella parte superiore e centrale della lingua;

4) la fase negativa è continuata dal 1991 al 1997 [riduzione di volume di 9,3 milioni di m³ e riduzione di spessore totale di 11,4 m (- 1,9 m all'anno), rispettivamente - 10,4 m e - 1,7 m in equivalente in acqua]; la riduzione di spessore (con un massimo 40 m) è più evidente nel settore inferiore della lingua.

Va sottolineato che le fotografie aeree del 1997 furono acquisite in Ottobre. Nel gennaio di quell'anno una grande frana (*rock-avalanche*) è caduta dal bacino superiore della Brenva, ha superato il gradino della Pierre à Moulin e si è distribuita sulla lingua; il deposito composto da neve, ghiaccio e detrito è stato stimato in 2-3 m circa, mentre il detrito in circa 1 m (DELINE, 2002), che si è sovrapposto al detrito già esistente. Ne risulta che il volume e lo spessore sopra indicati risultano lievemente sovrastimati.

5 - DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

In sintesi in tutto il periodo considerato, che copre quasi tutta la seconda metà del XX secolo (1959-1997), la lingua della Brenva ha fatto registrare un incremento netto di volume di 15,6 milioni di m³ e un aumento medio di spessore di 23,3 m (+ 0,41 m all'anno corrispondenti a 0,37 m di equivalente in acqua).

Questa evoluzione contrasta con la dinamica contemporanea di altri ghiacciai italiani non coperti di detrito. Per esempio, il Ghiacciaio del Lys (Gruppo del Monte Rosa) e il Ghiacciaio dei Forni (Gruppo dell'Ortles-Cevedale), due dei più estesi ghiacciai del versante sud della catena alpina, hanno subito una forte riduzione di spessore delle loro lingue: il Lys dal 1953 al 1994 perde 15,6 m (- 0,38 m all'anno) sempre in equivalente in acqua (ROTA et alii, 2001) e i Forni dal 1953 al 1988 perdono in equivalente in acqua 21,8 m (0,48 m all'anno) (MERLI et alii, 2001).

D'altronde, come visto prima, la lingua della Brenva ha mostrato durante tutto il periodo di studio due fasi principali: 1) una forte fase positiva con incremento di volume e di spessore tra il 1959 e il 1983; 2) una fase negativa tra il 1983 e il 1997. La prima fase può essere collegata a fattori forzanti climatici globali che si possono sintetizzare in un abbassamento delle temperature estive innescatosi qualche anno prima della risposta del ghiacciaio (tra il 1951 e il 1960 riduzione di 0,65 °C a Courmayeur rispetto alla media 1936-1983), accompagnato da un incremento delle precipitazioni annuali. Questo evento climatico ha causato una riduzione dell'ablazione sui ghiacciai del Monte Bianco e ha favorito un loro bilancio positivo durante il periodo 1962-1989 (CERUTTI, 1992). Questo fenomeno non ha riguardato solo il gruppo del Monte Bianco o il solo versante italiano, ma ha interessato tutta la catena alpina e la maggior parte dei ghiacciai montani della Terra (WOOD, 1988). Dopo il 1985 si verifica un incremento delle temperature, accompagnato da una riduzione delle precipitazioni, che ha causato bilanci di massa negativi per tutti i ghiacciai in genere, Brenva compresa, che tuttavia ne risente con minor intensità rispetto ai ghiacciai *debris-free*, grazie alla riduzione dell'ablazione dovuta alla copertura detritica.

L'andamento generale dei ghiacciai italiani non coperti di detrito presenta per queste due fasi le stesse tendenze dell'evoluzione della Brenva; anche per questi si è infatti registrata una fase di bilanci positivi e di conseguenti avanzate frontali fra il 1960 e il 1985, seguita da un'inversione di tendenza. Il risultato complessivo dell'evoluzione è però molto diverso. Infatti alla fine della seconda metà del XX secolo il Ghiacciaio della Brenva e altri DCG italiani, come il Miage e il Belvedere (SMIRAGLIA et alii, 2001; DIOLAIUTI et alii, 2003), mostrano un bilancio netto positivo che si può attribuire alla protezione della copertura detritica che permette una conservazione più prolungata del ghiaccio sottostante.

La fase di espansione e la successiva fase di ritiro della Brenva sono certamente da inserire in un contesto generale di squilibri climatici cui rispondono a livello globale anche i ghiacciai *debris free* (seppur con dimensioni più accentuate a causa della mancanza dell'effetto protezione esercitato dal detrito).

Recenti studi (D'AGATA & ZANUTTA, in stampa) hanno tuttavia evidenziato che fra il 1997 e il 2003 la lingua della Brenva ha subito un incremento sia di spessore sia di superficie. Quest'ultimo fenomeno non trova però giustificazioni a livello climatico, come è dimostrato dall'accelerazione del regresso per tutti i ghiacciai *debris free*. Per quanto riguarda la Brenva la causa va ricercata probabilmente ancora una volta negli eventi geologici che hanno segnato la sua evoluzione. La frana, o meglio le frane del 1920, hanno favorito il protrarsi della fase di espansione globale della prima metà del XX secolo che per i ghiacciai *debris free* si è conclusa verso la metà degli Anni Venti, mentre per la Brenva continua fino al 1942.

La frana del 1997 non solo ha reso meno evidenti gli effetti della ripresa della fase calda post-Anni Ottanta, ma ha provocato un incremento di volume e spessore della lingua. Quest'ultimo fenomeno non è in ogni caso da attribuire a fattori climatici e quindi ad un bilancio positivo, ma va probabilmente ascritto all'interferenza della frana sulle modalità di flusso della Brenva. La pressione esercitata dal materiale roccioso potrebbe infatti avere provocato l'accelerazione del trasferimento di massa a valle (come suggerito da CERUTTI, 2005), anche con crolli accentuati sul gradino di Pierre à Moulin, con il conseguente inturgidimento di parte della lingua. Queste ultime ipotesi vanno certamente verificate e approfondite con ulteriori rilievi sulla lingua della Brenva, che da fine estate 2004 è però ormai nettamente frammentata in due settori (CERUTTI, 2005), quasi a voler testimoniare l'ormai definitivo allineamento di questo ghiacciaio dall'evoluzione così complessa, alle tendenze globali della criosfera.

Ringraziamenti

Questo lavoro è stato condotto nell'ambito del progetto 2005 PRIN-MIUR "L'accelerazione degli impatti del Cambiamento Climatico sull'alta montagna: degradazione della criosfera e implicazioni ambientali". Responsabile nazionale C. Smiraglia.

BIBLIOGRAFIA

- CERUTTI A.V. (1985) - *Variazioni glaciali e climatiche durante l'ultimo secolo nei gruppi del Monte Bianco e del Monte Rosa*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 8, 124-136.
- CERUTTI A.V. (1992) - *L'espansione dei ghiacciai italiani del Monte Bianco fra il 1962 e il 1989*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 15, 67-74.
- CERUTTI A.V. (2005) - *The Brenva Glacier (Mt. Blanc, Alps) has lost its valley tongue*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 28, 229-232.
- D'AGATA C., SMIRAGLIA C., ZANUTTA A., MANCINI F. (2005) - *The recent variations of a debris covered glacier (Brenva Glacier) in the Italian Alps monitored with the comparisons of maps and digital orthophotos*. *Journal of Glaciology*, 52, 183-185.
- D'AGATA C. & ZANUTTA A. (in stampa) - *Reconstruction of the recent changes of a debris-covered glacier (Brenva Glacier, Mont Blanc Massif, Italy) using indirect sources: methods, results and validation*. *Global and Planetary Change*.
- DELINE P. (2002) - *Etude géomorphologique des interations écoulements rocheux/glaciers dans la haute montagne alpine (versant sud-est du massif du Mont Blanc)*. Thèse de doctorat de géographie, Université de Savoie.
- DIOLAIUTI G., C. D'AGATA & C. SMIRAGLIA (2003) - *Belvedere Glacier, Monte Rosa, Italian Alps: tongue thickness and volume variations in the second half of the 20th century*. *Arctic Antarctic a. Alpine Research*, 35 (2), 255-263.
- KIRKBRIDE M.P. & C.R. WARREN (1999) - *Tasman Glacier, New Zealand: 20th-century thinning and predicted calving retreat*. *Global and Planetary Change*, 22, 11-28.
- MERLI F., M. PAVAN G. C. ROSSI, C. SMIRAGLIA, A. TAMBURINI & G. UBIALI (2001) - *Variazioni di spessore e di volume della lingua del Ghiacciaio dei Forni (Alpi Centrali, Gruppo Ortles-Cevedale) nel XX secolo. Risultati e confronti di metodologie*. *Supplementi Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, V, 121-128.
- MORIBAYASHI S. AND K. HIGUCHI (1977) - *Characteristics of glaciers in the Khumbu region and their recent variations*. *Journal Japanese Society Snow and Ice (Seppyo)*, 39, 3-6.

- NAKAWO M., C.F. RAYMOND AND A. FOUNTAIN (2000) - *Preface*. In NAKAWO M., C.F. RAYMOND AND A. FOUNTAIN ed. *Debris- Covered Glaciers*. Seattle, IAHS Publ. No.264, V.
- OROMBELLI, G. AND S.C. PORTER (1982) - *Late Holocene fluctuations of Brenva Glacier*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 15, 14-37.
- ROTA T., E. BONACINA, P. DE LOTTO, G.C. ROSSI AND C. SMIRAGLIA (2001) - *Variazioni volumetriche della lingua del Ghiacciaio del Lys (Monte Rosa, Valle d'Aosta) nel XX secolo*. *Supplementi Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, V, 183-185.
- SMIRAGLIA C., G. DIOLAIUTI D. CASATI AND M.P. KIRKBRIDE (2001) - *Recent areal and altimetric variations of Miage Glacier (Monte Bianco massif, Italian Alps)*. In NAKAWO M., C.F. RAYMOND AND A. FOUNTAIN ed. *Debris-Covered Glaciers*. Seattle, IAHS Publ. No.264, 227-233.
- WOOD F. (1988) - *Global alpine glacier trends 1960s to 1980s*. *Arctic and Alpine Research*, 20, 404-413.

ABSTRACT

Vengono presentate le variazioni volumetriche e di spessore della lingua del Ghiacciaio della Brenva (gruppo del Monte Bianco, Italia) nella seconda metà del XX secolo. L'analisi è basata sul confronto tra Digital Elevation Models (DEMs) derivati da cartografia storica (1959, 1971, 1983) e da foto aeree (1991, 1997). I risultati indicano un bilancio volumetrico positivo della lingua nei quasi 40 anni considerati. Infatti tra il 1959 e il 1997 si è calcolato un incremento volumetrico di $22,6 \times 10^6 \text{ m}^3$, che equivale a un aumento medio di spessore di circa $+ 34 \text{ m}$ ($+ 0,7 \text{ m/anno w.e.}$). E' una tendenza che contrasta con quanto verificatosi per i ghiacciai *debris free* (Lys, Forni), che nell'arco di mezzo secolo hanno fatto registrare notevoli riduzioni di spessore e di superficie, e che può essere attribuita agli effetti di riduzione dell'ablazione da parte della copertura detritica. Questa dinamica complessiva è però il risultato di tendenze opposte: un incremento di volume e di spessore fino all'inizio degli anni ottanta del XX secolo, seguito da una fase negativa fino alla fine degli anni novanta, quando la Brenva comincia risentire dell'incremento termico. Studi ancora in corso indicano che dopo la grande frana del 1997, la lingua sta nuovamente espandendosi.

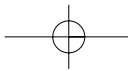
Parole chiave: *Digital Elevation Model, debris-covered glacier, Gruppo del Monte Bianco, variazioni glaciali recenti*.

This paper describes volumetric and thickness variations of the tongue of the Brenva Glacier (Mount Blanc Group, Italy) in the second half of the XX century. The analysis is based on Digital Elevation Models (DEMs) derived from historic cartography (1959, 1971, 1983) and from aero-photographs (1991, 1997). Results show that the volume of the tongue has increased over the almost 40 years taken into consideration. In fact between 1959 and 1997, ice volume was calculated to have increased by $22,6 \times 10^6 \text{ m}^3$, equivalent to a mean thickness increase of $+ 34 \text{ m}$ ($+ 0,7 \text{ m/year w.e.}$). It is a trend clashing with what has happened to debris free glaciers (Lys, Forni) which, in half a century time, have strongly reduced both thickness and surface area: this difference can be attributed to the shield effect induced by the debris cover. The overall result is however the combination of two opposite trends: the increase of volume and thickness ceased at the beginning of the Eighties, followed by a negative phase that lasted until the end of the Nineties, as the Brenva began to feel the effect of the increasing temperatures. Studies still underway show that, after the large 1977 rock-fall, the tongue is once more on an expansion trend.

Key words: *Digital Elevation Model, debris covered glacier, Mount Blanc Group, recent glacier variations*

On présente ici les variations en volume et en épaisseur de la langue du Glacier de la Brenva (massif du Mont Blanc, Italie) pendant la seconde moitié du XXème siècle. Cet étude fait une comparaison entre les *Digital Elevation Models (DEMs)* qui viennent de la cartographie historique (1959, 1971, 1983) et des photos aériennes (1991, 1997). Les résultats remarquent un bilan positif du volume de la langue pendant les 40 ans d'observation. Depuis 1959 jusqu'au 1997 on a enregistré un accroissement en volume de $22,6 \times 10^6 \text{ m}^3$, qui correspond à une progression moyenne de l'épaisseur de $+ 34 \text{ m}$ environ ($+ 0,7 \text{ m/an w.e.}$). Cette-ci est une tendance qui contraste avec ce qui s'est passé chez les glaciers *debris free* (Lys, Forni), qui pendant 50 ans ont fait enregistrer significatives réductions de leur épaisseur et de leur surface: donc l'ablation chez la Brenva a ralenti grâce à une couverture détritique. Mais cette dynamique est le résultat de tendances opposées: progression en volume et en épaisseur jusqu'au début des Années 80 du XXème siècle, phase négative jusqu'à la fin des Années 90, lorsque le glacier de la Brenva commence à ressentir les effets de l'incrément thermique. Des études courants disent que, après le grand écroulement en 1997, la langue va encore se détendre.

Mots clés: *Digital Elevation Model, glacier debris-covered, Massif du Monte Blanc, variations glaciales récentes*



Carlo D'Agata (*), Claudio Smiraglia (*) & Antonio Zanutta (**)

**BRENA GLACIER (MOUNT BLANC GROUP).
THE CONTRIBUTION OF PHOTOGRAMMETRY AND HISTORIC
CARTOGRAFY IN THE STUDY OF A DEBRIS COVERED GLACIER
RECENT EVOLUTION**

1 - INTRODUCTION

The denomination “noir glacier”, or, better, “debris covered glacier” (DCG) or also “debris mantled glacier”, is attributed to those glaciers having most of the ablation basin covered with superficial drift. This deposit originates from the degradation of the surrounding rocky walls (particularly through congelifraction), from transfers (mostly driven by gravity) on the glacier surface and from the process of glacial transport that redistributes the sediments at various levels (BENN & EVANS, 1998). This kind of glacial apparatus is very common in the extraeuropean mountain ranges, particularly in the Asiatic ones (Tien Shan, Pamir, Karakorum, Himalaya), where glaciers can reach lengths of a few dozen kilometers, i.e. Baltoro, Siachen, Biafo, Ngozumpa (MORIBAYASHI and HIGUCHI, 1977; SMIRAGLIA 1998). They are found also in New Zealand (KIRKBRIDE & WARREN, 1999), the Andes and Alaska. Despite of their world-wide diffusion and ever increasing researches, DCG dynamics are not completely understood yet (NAKAWO et alii, 2000).

Their study presents many aspects which have gained more attention in the last decades, in light of the acceleration of the present phase of deglaciation. The reduction of snow and glacial cover on the walls enclosing the accumulation basins, in fact, has speeded up the process of degradation of the walls themselves, increasing both extension and thickness of superficial debris also in other mountain chains, such as the Alps. It is not difficult to predict that DCG will become the most widespread glacial typology of this century. It is also useful to underline that the superficial layer of debris can modify the energy exchange between ice and atmosphere, hence the mass balance of the glacier .

In summary, it can be asserted that debris covers reduce the ablation; this makes glaciers less reactive and less prone to climatic variations, thus extending their “survival time”. Actually, this mechanism of added protection is triggered when the drift cover exceeds a certain critical thickness (that must be determined for each glacier), and defined as the threshold where ablation matches that of bare ice.

In practice, drift made up of thin materials (from silt to sand) with limited and discontinuous thickness (from a few millimeters to a few centimeters) increases fusion, while the reduction of ablation is a function of many factors such as the thermal conductivity of the cover, its thickness, ice density, heat of fusion, superficial debris temperature. Recent researches carried out in particular on the Miage Glacier by the Glaciology Unit of the Earth Sciences Dept. (Milan University), have pointed out the need to include porosity and umidity of the superficial debris among such factors.

Few DCG are present on the Italian Alps. The most notorious and studied are the Miage and the Brenva Glaciers, located on southern slope of Mount Blanc (Aosta Valley), the Belvedere Glacier on the Eastern slope of Mt. Rosa (Piedmont), the Venerocolo Glacier in the Adamello Group (Lombardy), the Solda Glacier in the Ortles Group (Alto Adige).

Photo 1: see page 72

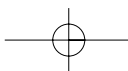
Fig. 1: see page 73

2 - STUDY AREA

The Brenva Glacier is a valley glacier, second in size only to the Miage glacier on the Italian side of Mt. Blanc, having a surface of about 7 km² and a lenght of 6700 m along the main flow line. The highest elevation of the glacier, if we consider the East wall of Mt. Blanc part of the accumulation basin, reaches 4810 m a.s.l, while the front stops at 1415 m, the lowest altitude of any glacial tongue in the Italian Alps.

The overall glacial morphology is conditioned by several topographic factors. From the great accumulation basin, open towards the southern slope of Mount Blanc, the glacier flows in a valley that narrows at a rocky ledge called Pierre à Moulin or Rocher du Moulin Grenon. This well worn granitic step was the site of a spectacular ice-fall until a few years ago. After that point, the tongue assumes a more regular course, flowing eastwards along the Veny valley, flanked by mighty lateral moraines.

(*) University of Milan – Earth Sciences Dept. “Ardito Desio”. (**) DISTART, Faculty of Engineering, University of Bologna. Authors are part of the Comitato Glaciologico Italiano (Italian Glaciological Committee)



Evolutions of knowledge and scientific studies on the Brenva Glacier reflect this dual structure (DELINE, 2002). The upper sector, isolated, difficult to reach and hardly visited by mountain-climbers, is not very well known from the glaciological point of view. On the contrary, the lower sector, with its debris-covered tongue, is much better known. In fact the proximity and the easy access from Courmayeur, the existence of nearby Purtud and Peuterey pastures, the presence of the Notre Dame de la Guérison church right in front of the Brenva Glacier, have made possible a series of direct observations of the tongue's fluctuation since the Little Ice Age, including the huge 1920 rock-fall that affected most of the ice-flow. Using both historic materials and geomorphological surveys of the lateral moraines, a series of valuable studies has reconstructed the recent dynamics of the glacier (OROMBELLI & PORTER, 1982; CERUTTI, 1985; CERUTTI, 1992).

These works show that, in the second half of the XX century, the tongue of the Brenva advanced from the early Sixties to the late Eighties, then started to withdraw.

3 - PURPOSE AND METHODS OF THIS WORK

Frontal variation measurements, though very useful to outline the general tendency of a glacial apparatus over many decades, provide no information on the evolution of its mass balance or thickness.

Traditional mass balance on-site measurements are not applicable to the Brenva Glacier and, besides, would require a pluriannual set of data. Therefore, it has been decided to base our analyses on large-scale cartographic materials and air photos, whose comparison has provided satisfactory results (D'AGATA et alii, 2005). This work outlines a synthesis of the results, which have led to a better understanding of the most recent evolution of the Brenva Glacier.

The study was based on the following cartographic materials, all produced in the second half of the XX century:

- 1) 1959 map, scale 1:5.000, issued by EIRA (Ente Italiano Rilievi Aerofotogrammetrici) and based on terrestrial photogrammetric surveys, published in the "Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, 2, n. 20, 1972" (the map includes only the tongue);
- 2) 1971 map, scale 1:5.000, from air photogrammetric surveys (Alifoto, Torino), published in the "Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, 2, n. 20, 1972" (only the tongue);
- 3) 1988 map, scale 1:10.000, (Regione Valle d'Aosta) from 1983 terrestrial photogrammetric survey;
- 4) 1999 map, scale 1:10.000, (Regione Valle d'Aosta) from 1991 air photogrammetric survey.

For the same purpose, the study used also the following air photographs taken in the last years:

- 1) 1991 image, CGR (Compagnia Generale Riprese Aeree), flight RAVDA (Regione Autonoma Valle d'Aosta), medium scale 1:17.000;
- 2) 1997 image, CGR (Compagnia Generale Riprese Aeree), flight RAVDA (Regione Autonoma Valle d'Aosta), scale 1:17.000.

Maps were digitized through scanning and georeferenced in the UTM system shared by all available materials. The contour lines were vectorialized to obtain base points for the development of 3D models.

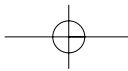
Photo 2: see page 74

Photo 3: see page 75

The pairs of 1991 and 1997 stereoscopic images were scanned through a Wheelerli flatbed photogrammetric scanner at very high resolution (2116 dpi). A photogrammetric digital station by Menci Software was then used for the construction of a Digital Terrain Model with automatic and semi-automatic procedure. Residual errors from orientation were always contained within 15 centimetres, providing an excellent quality of the photogrammetric survey. Control points, used for calculating external orientation parameters, were defined in the UTM (European Datum 1950) reference system, with elevations measured from the sea level.

Data from the digitization of contour lines and from photogrammetric data processing were analyzed in a GIS environment, producing a number of Digital Terrain Models (DEM). Such models were then compared to derive volume and thickness variations of the tongue of the Brenva in the second half of the XX century; The study was limited to this portion of the glacier, as it was the only area shared by the cartographic and photographic material available, with the exception of 1:10.000 maps.

Fig. 2: see page 76



4 - RESULTS

The differential analysis of the DEM's has highlighted the following:

- 1) from 1959 to 1971 the glacial tongue had a volumetric increase of about 15,3 million m³ of ice, corresponding to an overall thickness increase of about 23 m for the period, or an annual increase of + 1,92 m (respectively 20,9 and 1,75 m of water equivalent); the maximum values (40-50 m) were registered in the medium and lower sectors of the tongue;
- 2) from 1971 to 1983 the volume further increased by 17,8 millions m³, with thickness gaining an additional 22,7 m (+ 1,89 m per annum) (respectively 20,6 and 1,72 m w.e.); this period saw the largest increases (50-70 m) in the terminus area;
- 3) from 1983 to 1991, on the contrary, the volume decreased by 8,2 millions m³ and an average of 11 m of ice were lost, (i.e. - 1,4 m per annum) (respectively 10 and 1,25 m w.e.); the major losses (40-50 m) occurred in the upper and central sections of the tongue;
- 4) from 1991 to 1997, the negative phase continued [losing a volume of 9,3 millions m³ and reducing the average thickness by 11,4 m (- 1,9 per annum), respectively - 10,4 and - 1,7 m w.e.]; the greatest losses (with a maximum of 40 m) occurred in the lower part of the tongue.

It must be observed that the aerophotos of 1997 were taken in October. In January of the same year, a huge rock-fall dropped on the upper basin of the Brenva, flowed over the step of Pierre à Moulin and spread on the tongue; this deposit -snow, ice and rocks- was about 2-3 m thick, while the debris alone were estimated at about 1 m (DELINE, 2002), and was superimposed over the already existing debris. Therefore volume and thickness quoted above may be slightly overestimated.

5 - DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Throughout the period under consideration, representing almost all of the second half of the XX century (1959-1997), the tongue of the Brenva has registered a net volume increase of 15.6 millions m³ and an average net thickness increase of 23,3 m (+ 0,41 m per annum, corresponding to 0,37 m of water equivalent).

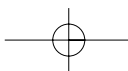
This evolution clashes with the contemporary dynamics of other non-debris covered Italian glaciers. For example, the Lys Glacier (Monte Rosa Group) and the Forni Glacier (Ortles-Cevedale Group), two of the largest glaciers on the southern slope of the Alps, have suffered a strong thickness reduction of their tongues: Lys, from 1953 to 1994 lost 15,6 m (- 0,38 for year) w.e. (ROTA et alii, 2001); Forni, from 1953 to 1988, lost 21,8 m (0,48 per annum) w.e. (MERLI et alii, 2001).

On the other hand, as we have seen before, the tongue of the Brenva, during the study period, has shown two main phases: 1) a strong positive phase with increases in both volume and thickness between 1959 and 1983; 2) a negative phase between 1983 and 1997. The first period can be correlated to strong global climatic factors, such as the drop of summer temperatures occurred a few years before the glacier response (between 1951 and 1960, Courmayeur reported a reduction of 0,65 °C over the mean value for the 1939-1983 period), together with an increase of annual precipitations. This climatic event reduced the ablation of all Mt. Blanc Glaciers and favoured their positive balance during the years 1962-1989 (CERUTTI, 1992). The same phenomenon was not limited to Mt. Blanc alone or to its Italian slope, but it affected all of the Alps and most mountain glacier all over the world (Wood, 1988). Since 1985, a generalized temperature increase, coupled with a reduction of precipitations, is causing generally negative mass balances for all the glaciers, Brenva included, though the latter has suffered the least, compared to other debris-free glaciers, because its drift cover has contributed to reduce the ablation.

General trends for Italian debris-free glaciers, for the same two periods, show an evolution similar to the Brenva; these glaciers, too, had a period of positive balances, and thus frontal increments, between 1960 and 1985, followed by a negative trend. The final results of this evolution are, however, rather different. At the end of the second half of the XX century the Brenva Glacier and others Italians DCG such as Miage and Belvedere (SMIRAGLIA et alii, 2001; DIOLAIUTI et alii, 2003) showed a positive net balance; this can be attributed to the protection offered by the layer of debris and its role in the preservation of the underlying ice.

The expansion phase and the following withdrawal phase of the Brenva are certainly matching a general contest of climatic disequilibrium to which, at global level, also the debris-free glaciers respond (though more heavily because of their lack of protection).

Recent studies (D'AGATA & ZANUTTA, in print) have shown that between 1997 and 2003 the tongue of the Brenva has increased both its thickness and surface area. This finds no justifications on the climatic level, as the accelerated withdrawal of all debris-free glaciers is proving. To explain the different behaviour of Brenva,



one has probably to turn to the geological events that have conditioned its evolution. The rock-fall or, more appropriately, the various rock-falls of 1920, have helped the Brenva to prolong the global expansion phase of the first half of the XX century ,which for debris-free glaciers ended in the Twenties, until 1942.

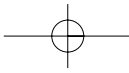
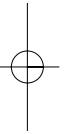
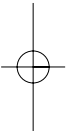
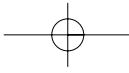
The 1997 rock-fall non only has minimized the effects of the post-Eighties hot phase, but has produced an increase both in volume and thickness for the tongue. At any rate, such phenomenon is not due to climatic factors and hence to a positive balance; it is probably due to interference of the rock-fall on the normal flow of the Brenva. The added weight of the rocky debris could, in fact, have promoted an accelerated, downward mass transfer (as suggested by CERUTTI, 2005), with huge collapses over the Pierre à Moulin resulting in a swelling of a section of the tongue. This last hypothesis needs to be verified and investigated thoroughly, through further surveys of the Brenva tongue. Since the summer of 2004, however, the tongue is definitely divided in two branches (CERUTTI, 2005): this may be a proof of the final surrender of the Brenva, despite its complex evolution, to the global trends affecting the whole criosphere.

Thanks

This work has been carried out within the project 2005 PRIN-MIUR "L'accelerazione degli impatti del Cambiamento Climatico sull'alta montagna: degradazione della criosfera e implicazioni ambientali". National team leader: C. Smiraglia.

REFERENCES (see page 78)

ABSTRACT (see page 79)



Mauro Guglielmin (*)

IL PERMAFROST NELLE ALPI ITALIANE E LA STABILITÀ DEI VERSANTI

1 - INTRODUZIONE

Negli ultimi tempi, l'interesse del pubblico italiano e delle autorità locali in merito al *permafrost*, importante componente della criosfera terrestre, si è certamente accresciuto, anche se rimane qualche confusione terminologica e conoscitiva, soprattutto tra i non addetti al settore specifico. Si definisce permafrost "un qualsiasi materiale che rimane al di sotto della temperatura di 0 °C per più di due anni consecutivi" (BROWN e KUPSCH, 1974). Questo significa che il permafrost può contenere ghiaccio, essere assolutamente asciutto o contenere acqua liquida se le litologie in cui è racchiuso sono particolarmente solubili e arricchiscono l'acqua di sali abbassandone il punto di congelamento.

Un'ulteriore, fondamentale conseguenza della definizione citata è che può essere permafrost sia un ammasso roccioso sia un terreno sciolto e che la percentuale di eventuale ghiaccio contenuto può variare fortemente zona per zona o con la profondità. In aggiunta a ciò, bisogna precisare che la porzione più superficiale del materiale in permafrost, o meglio, per usare l'aggettivo corretto, *criotico*, si definisce *strato attivo* (FRENCH, 1996) e può raggiungere durante la stagione estiva temperature superiori a 0 °C.

Per tutte le ragioni sopradette, la presenza di permafrost è di difficile individuazione. Qualora fosse possibile una precisa localizzazione, al fine di determinarne le condizioni di stabilità del terreno è necessario conoscere come si distribuisce al suo interno il ghiaccio contenuto e quale è la temperatura di quest'ultimo.

Quando si forma, si aggrada (aumenta) o si degrada (diminuisce) il permafrost? La formazione del permafrost e la sua evoluzione dipendono essenzialmente dalla temperatura della superficie in oggetto conseguente al suo bilancio energetico. Il bilancio energetico a sua volta, in ambito alpino, dipende essenzialmente dalla durata e dallo spessore del manto nevoso e, subordinatamente, dalla temperatura dell'aria. Generalizzazioni fatte in passato, per cui si associava la possibile presenza di permafrost alla temperatura media annua dell'aria (- 1 °C) e quindi di fatto alla quota (HAEBERLI, 1985), potevano essere utili per dare una prima idea generale; ma oggi non possono e non devono più essere usate per una analisi della distribuzione del permafrost, in quanto il bilancio energetico della superficie è molto più influenzato dal manto nevoso che, come sanno bene gli appassionati di montagna, può variare di molto su distanze brevissime e di anno in anno (fig. 1).

La neve ha infatti un'azione molteplice e variabile durante l'annata: quando è sufficientemente profonda (spessore in genere > 10 cm) agisce da isolante e in caso di temperature dell'aria negative attenua l'onda termica negativa mantenendo la temperatura della superficie sempre superiore a quella dell'aria. Quando invece le temperature dell'aria sono positive, la temperatura al suolo rimane costantemente a 0 °C e quindi è sempre inferiore a quella esterna.

Per questo motivo, nevicate abbondanti in primavera favoriscono l'aggradazione del permafrost mentre copiose nevicate autunnali ne favoriscono la degradazione.

Va detto che anche in presenza di nevicate molto sottili (< 5cm), il manto nevoso ha un ruolo determinante, aumentando infatti di molto l'albedo della superficie e facendo diminuire fortemente la temperatura all'interfaccia suolo-neve a causa del forte gradiente termico che si instaura nel manto nevoso (fig. 2, KELLER e GUBLER, 1993; GUGLIELMIN, 2004b). Questa grande variabilità anche temporale fa sì che, per poter valutare le variazioni del permafrost, sia necessario monitorare in continuo l'evoluzione della temperatura superficiale.

(*) Università dell'Insubria, e-mail: mauro.guglielmin@uninsubria.it.

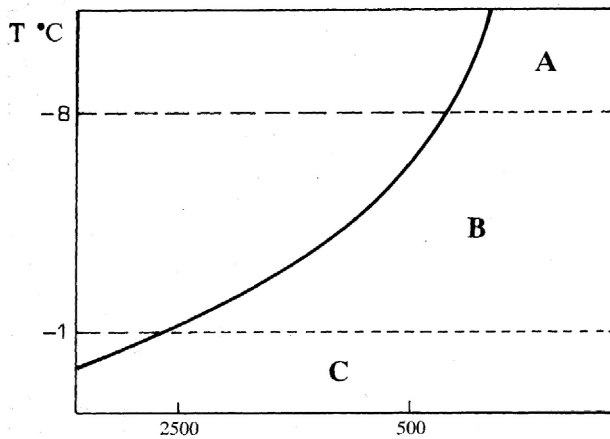


Fig. 1: diagramma della criosfera (da Haeberli, 1985 modificato). Il diagramma descrive la presenza dei diversi tipi di permafrost e di ghiacciai in relazioni alle precipitazioni totali annue e alla temperatura media annua dell'aria.

Legenda: A = permafrost continuo; B = permafrost discontinuo; C = permafrost sporadico

Fig. 1: cryosphere's diagram (from Haeberli, 1985, modified). The diagram shows the various types of permafrost and ice related to the total annual precipitation and the mean annual air temperature.

Legend: A = continuous permafrost ; B = discontinuous permafrost; C = sporadic permafrost

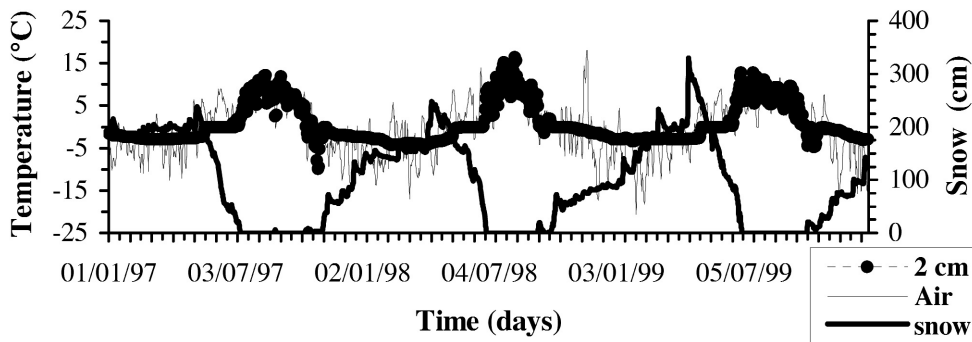


Fig. 2: rapporti tra temperatura dell'aria e del suolo (a - 2 cm) e altezza della neve. (da Guglielmin, 2004b modificato).

Fig. 2: correlation of air temperature, ground temperature (at - 2 cm) and height of snow cover. (from Guglielmin, 2004b, modified).

La durata e lo spessore del manto nevoso sono funzione sì della quota e dell'esposizione ma anche del tipo di vegetazione presente – in quanto quest'ultima influenza la deposizione, l'accumulo, l'erosione e la fusione del manto nevoso – e, ovviamente, del regime dei venti durante e subito dopo gli eventi di precipitazione.

Lo spessore dello strato attivo e del permafrost sottostante dipende però anche dalle caratteristiche litologiche del materiale di copertura, che ne determinano le proprietà termiche (conducibilità e capacità termica), e dal flusso di calore terrestre (fig. 3). Questo significa che, a parità di temperatura superficiale e quindi di bilancio energetico, lo spessore può variare significativamente in funzione del tipo di minerali presenti e della quantità di acqua (o ghiaccio): è quindi indispensabile avere anche una buona conoscenza litologica e idrogeologica dell'area in esame.

Nelle nostre Alpi, le variazioni temporali che avvengono nel permafrost sono di diverso tipo in funzione della scala scelta: variazioni stagionali, annuali, di decine o centinaia di anni, di centinaia o migliaia di anni. Nel primo caso, ogni estate, nel medesimo punto osservato lo spessore dello strato attivo può cambiare di alcuni centimetri e sino a qualche decimetro; nel secondo caso, varia il regime termico dello strato attivo e di tutta la porzione più superficiale del permafrost sottostante sino a una profondità, detta di *minima oscillazione*, che è tipica di ciascun tipo di terreno o roccia, dipendendo dalle sue proprietà termiche.

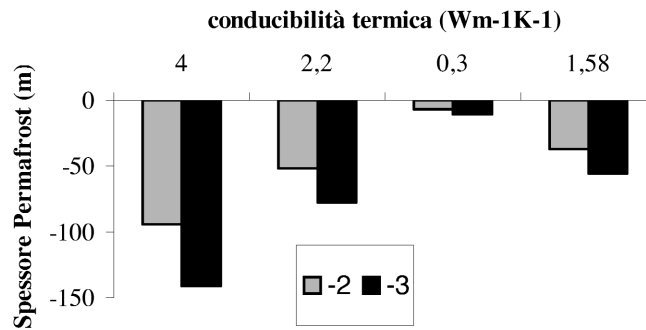


Fig. 3: spessore del permafrost in funzione di due diverse temperature medie annue della superficie (- 2 e - 3°C) e conducibilità termiche diverse. Da sinistra verso destra il caso di una roccia, un deposito morenico con 40% di acqua; lo stesso deposito asciutto, ed infine un deposito argilloso con il 40% di acqua. (da Guglielmin, 2004c).

Fig. 3: depth of permafrost as a consequence of different mean annual air temperatures (- 2 and - 3 °C) and different thermal conductivity. Left to right: solid rock, glacial till with 40% water, dry glacial till, clay deposit with 40% water. (from Guglielmin, 2004c).

Le variazioni pluriannuali sono quelle che mutano la temperatura del permafrost al di sotto della profondità di minima oscillazione (< 0.1 °C), che varia da poco meno di 10 fino a più di 20 m. Infine, a scala ancora più ampia, si può avere la degradazione ossia l'assottigliamento del permafrost.

2 - METODI DI INDIVIDUAZIONE E DI MONITORAGGIO DEL PERMAFROST

La distribuzione del permafrost può essere stimata attraverso *modelli* empirici o fisici basati:

- sulla presenza effettiva delle forme connesse (rock glaciers etc.);
- sugli elementi climatici che possono determinare condizioni favorevoli alla sua presenza (temperatura dell'aria, manto nevoso, radiazione solare, vedi esempio in fig. 4) (IHMOF, 1996; KELLER, 1992; FUNK e HOELZLE, 1992, GUGLIELMIN et alii, 2003).

Tali modelli sovente non sono di facile applicazione e non sempre hanno una accuratezza adeguata; comunque possono fornire un quadro preliminare su cui sviluppare un piano di indagini indirette quali il BTS (*Bottom Temperature of winter Snow cover*), ossia la misura della temperatura alla base del manto nevoso, (HAEBERLI, 1973; GUGLIELMIN e TELLINI, 1994) e il metodo SGT (*Shallow Ground Temperature in summer*), ossia la misura della temperatura nel suolo in estate (GUGLIELMIN, 1997).

Tutti questi metodi indicano in modo indiretto la distribuzione spaziale del permafrost ma non danno indicazioni sul suo regime termico né sul suo spessore o contenuto di ghiaccio.

Per determinare queste ultime caratteristiche si ricorre in genere alle indagini geofisiche (in particolare alla prospezione geoelettrica) (GUGLIELMIN et alii, 1994; HAUCK et al. 2001). Solamente però con sondaggi di tipo geognostico si può avere l'assoluta certezza della presenza di permafrost, e soprattutto del suo contenuto di ghiaccio, della sua temperatura e del suo spessore (GUGLIELMIN, 2004b,c; GUGLIELMIN et alii, 2001).

Nelle Alpi italiane, attualmente la distribuzione del permafrost è stata stimata mediante l'applicazione di modelli nel territorio della Valle d'Aosta (GUGLIELMIN, 2004a) e in quello della Lombardia (GUGLIELMIN e SILETTO, 2000).

I metodi BTS e SGT sono stati applicati in Alta Valtellina (GUGLIELMIN, 1997; GUGLIELMIN e TELLINI, 1994), in Valle d'Aosta (GUGLIELMIN e MORRA DI CELLA, *unpublished*) e nell'Appennino meridionale, nei gruppi della Maiella e del Monte Velino (BISCI et alii, 2005).

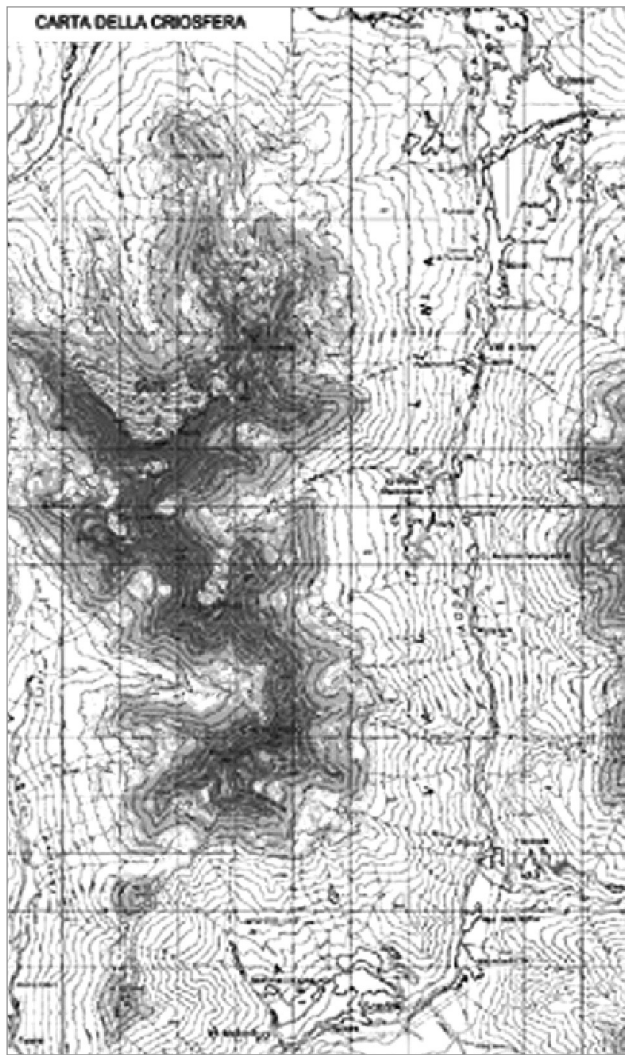


Fig. 4: esempio di modello fisico "Permaclim" (Guglielmin et alii, 2003) per l'individuazione del permafrost nell'area dell'Alta Valtellina (dal Monte Massucco, a Nord, alle Cime Redasco, a Sud). Il modello si riferisce alle condizioni climatiche del periodo 1997/2003 e in grigio scuro si rappresenta il permafrost probabile mentre in grigio chiaro si rappresenta il permafrost possibile e in puntinato i ghiacciai (ripresi dal layer Ghiacciai dell'ufficio cartografico Regione Lombardia).

Fig. 4: example of a "Permaclim" model (Guglielmin et al., 2003) to identify permafrost areas in the Upper Valtellina (from Mt. Massucco - North, to Mt. Redasco - South). The model reflects the climatic conditions logged from 1997 to 2003; dark gray: probable permafrost; light gray: possible permafrost; dotted areas: glaciers (from the glaciers maps of the Regione Lombardia Mapping Office).

Solo in alcuni casi, limitati per lo più all'Alta Valtellina e alle Alpi Marittime, la prospezione geofisica (GUGLIELMIN et alii, 1994; RIBOLINI e FABRE, 2005) è stata applicata per caratterizzare la distribuzione del permafrost. Ancora più sporadiche le indagini geognostiche, realizzate solo in Alta Valtellina e in Valle d'Aosta (vedi tab. 1).

Anche la presenza di alcune forme particolari, quali i rock glaciers, i lobi di geliflusso e i *protalus rampart*² può dare un'indicazione sulla presenza o meno di permafrost (fig. 5 a,b,c).

Tali indicatori, in passato molto utilizzati, sono però spesso non univoci in quanto, per esempio, i lobi di geliflusso possono essere confusi molto facilmente con quelli di soliflusso che si generano in aree totalmente prive di permafrost anche a quote molto basse, mentre i rock glaciers, considerati dalla maggior parte degli autori centroeuropei come i principali indicatori del permafrost (BARSCH, 1987), secondo altri autori, in particolare nordamericani (POTTER, 1972; WHALLEY, 1974), possono essere in alcuni casi l'evoluzione terminale di piccoli apparati glaciali.

Per questo motivo, per un'indagine volta alla determinazione della presenza o meno del permafrost, i metodi fisici indicati precedentemente sono certamente da preferire.

² *protalus ramart*: forma di accumulo caratterizzata da un argine detritico allungato parallelamente alle isoipse.

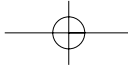


Fig. 5: forme correlabili alla presenza di permafrost: a) rock glacier attivo; b) protalus rampart attivo; c) lobi di geliflusso attivi.

Fig. 5: landscape forms related to the presence of permafrost: a) active rock glacier; b) active protalus rampart; c) active gelifluction.

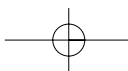
Foto 5a

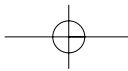


Foto 5b



Foto 5c





3 - IL PERMAFROST IN ITALIA

La conoscenza sulla distribuzione del permafrost “italiano” è alquanto parziale, specie nelle sue caratteristiche di spessore e regime termico. In ogni caso, si possono fare alcune considerazioni generali. Nelle Alpi i settori Centrali (Alpi Retiche e Atesine) sono certamente quelli in cui vi è una più elevata probabilità di trovare permafrost a parità di quota; nei massicci più interni (confine italo-svizzero o italo-austriaco) tale probabilità aumenta ulteriormente; nei settori Orientali (Alpi Dolomitiche, Carniche e Giulie) si ha la minore probabilità.

In Appennino, pur essendo rinvenibili tracce di permafrost nel recente passato (geologico), la presenza di permafrost è stata accertata solamente in piccole aree del gruppo della Maiella e del Monte Velino, mentre non si può escludere anche qualche sporadico sito sui Monti Sibillini e sui Gruppi del Gran Sasso e dei Monti della Laga.

Sulle Alpi Centrali e Occidentali il permafrost è sempre sporadico, ossia estremamente discontinuo, a macchia di leopardo, a quote comprese tra i 2000 e i 3200 m, mentre assume caratteri di maggior continuità a quote superiori dove non siano presenti corpi glaciali.

Localmente corpi molto piccoli di permafrost possono raggiungere anche quote più basse (1700-1900 m). Talvolta il permafrost si può ritrovare anche alla base dei ghiacciai.

Lo spessore del permafrost si aggira mediamente attorno ai 20 m, anche se in alcuni casi può superare i 200 m, come documentato nei pressi del Monte Livrio (Passo dello Stelvio) (GUGLIELMIN, 2004b). Lo spessore invece del sovrastante strato attivo è in genere compreso tra 1 e 3 m, anche se può raggiungere i 5 m. La temperatura del permafrost in tutti i sondaggi attualmente monitorati è sempre superiore a - 3 °C e quindi in condizioni di potenziale instabilità.

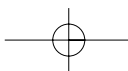
4 - INFLUENZE DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO SUL PERMAFROST

La presenza del permafrost influenza sia le proprietà geotecniche sia quelle idrogeologiche di un qualsiasi tipo di terreno o ammasso roccioso.

Da un punto di vista geotecnico, la presenza di permafrost agisce in modo contrastante in funzione della temperatura dello stesso. Infatti, se il permafrost contiene ghiaccio ed è a temperature inferiori a - 3 °C agisce come un collante e aumenta la stabilità del versante considerato; viceversa, con temperature comprese tra 0 e - 3 °C all'interno del ghiaccio si forma acqua pellicolare e igroscopica (ghiaccio che ha attorno molecole di acqua), sulla quale si vanno a concentrare tutti gli sforzi, determinando una forte instabilità e abbassando così il fattore di sicurezza a valori addirittura inferiori a quelli del medesimo ammasso roccioso saturo d'acqua (Davies et al. 2001).

Da un punto di vista idrogeologico, il permafrost costituisce un corpo impermeabile (quando a temperature inferiori a - 3 °C) o comunque un corpo a bassissima permeabilità (a temperature superiori): quindi tutta la circolazione idrogeologica ne viene condizionata, mutando le caratteristiche sia dell'acquifero (*tempo di residenza, tempo di ricarica, trasmissività*) sia delle acque eventualmente emergenti da tali acquiferi. Le sorgenti alimentate da questi acquiferi, infatti, sono solitamente caratterizzate da una minore variabilità del regime di portata e delle caratteristiche chimiche, nonché da una temperatura che oscilla tra 0 e + 2 °C anche a quote relativamente basse, dove le normali sorgenti possono d'estate raggiungere e superare i 7-8 °C. Ancora più importante da un punto di vista idrogeologico è il fatto che la presenza di permafrost, agendo da impermeabile o da permeabile relativo, riduce il *coefficiente di infiltrazione* e quindi anche quello di *corrivazione*. Lo strato attivo quindi è più facilmente saturabile di un normale terreno privo di permafrost, a parità di tutte le altre caratteristiche geomorfologiche e idrogeologiche.

Il permafrost, sia in fase di aggradazione sia di degradazione, può quindi favorire o ridurre alcuni tipi di instabilità in funzione dell'entità della sua variazione e della rapidità con quale essa avvenga. Nel diagramma sottostante (fig. 6) si schematizzano le relazioni tra le variazioni climatiche (intese come aumento o diminuzione di bilancio energetico e quindi di temperatura superficiale) e i principali fenomeni di dissesto.



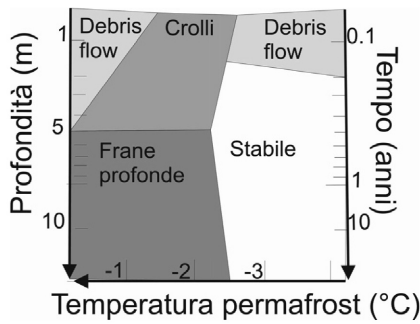


Fig. 6: relazioni tra stabilità dei versanti, permafrost e variazioni temporali.

Fig. 6: interactions among slope instability, permafrost and time.

Profondità: depth; tempo-anni: time-years; temperatura permafrost: permafrost temperature; crolli: collapses; frane profonde: deep underground collapses; stabile: stable

Come si può vedere in figura, variazioni stagionali che procurino un incremento dello spessore dello strato attivo sono connesse all'aumento dei crolli in parete e delle frane superficiali (*soil slip*), mentre solo le variazioni decennali possono portare a frane di grandi dimensioni. Anche con fasi di aggradazione del permafrost, però, vi possono essere fenomeni di instabilità, in quanto diminuendo lo spessore dello strato attivo cresce la possibilità di innesco di *debris flows* primaverili e si aumenta la possibilità di alluvioni in fondovalle.

Esempi di dissesti riconducibili agli effetti del cambiamento climatico sul permafrost

Tra gli esempi più eclatanti vi sono sicuramente quelli della Frana della Val Pola del 1987 (fig. 7) e quello della Capanna Carrel (Monte Cervino) del 2003 (fig. 8). Nel primo caso si tratta di *rock avalanche* ad elevata velocità, con una massa complessiva di oltre 33 milioni di m³, mentre nel secondo si è avuto un crollo di limitata cubatura.

La frana della Val Pola cadde nel luglio 1987 a seguito di un periodo di intense precipitazioni prodottesi con uno zero termico posto a oltre 3000 m di quota. La nicchia di distacco, incisa a 2200 m su un versante esposto a Est molto acclive, rientra comunque nell'area a permafrost calcolata con diversi modelli. Nell'accumulo di frana, inoltre, si rivennero grossi blocchi di ghiaccio e detrito (DRAMIS et alii, 1995) e, secondo alcune testimonianze, all'interno della grossa scarpata in contropendenza, a quota 1900 m circa, fu segnalata la presenza di ghiaccio anche alla fine della stagione estiva. Come dimostrato già in DRAMIS et alii 1995, nelle aree limitrofe la prospezione geofisica (GUGLIELMIN, 1994) aveva rivelato la presenza di permafrost con ghiaccio all'interno. Non si poteva però in tal modo definire l'influenza che questa presenza poteva aver esercitato. Nel 2004, nel quadro di un progetto finanziato da IMONT e dalla Comunità Montana Alta Valtellina e diretto dall'Autore, è stato realizzato un sondaggio di 25 m a quota 2500 m, nel circo immediatamente adiacente alla nicchia di distacco. Il profilo termico ottenuto (fig. 9) mostra chiaramente come il permafrost presente sia in forte degradazione e rivenibile sino al fondo del sondaggio.

Tale evidenza dimostra quindi come sia del tutto verosimile la presenza di permafrost, se il modello di DAVIES et alii, (2001) è corretto, e che sia stato l'abbassamento del fattore di sicurezza dovuto all'elevata temperatura del permafrost uno dei fattori determinanti nel provocare la frana.

Il caso del crollo avvenuto nell'agosto 2003 nei pressi della Capanna Carrel (3830 m), sul Monte Cervino, è invece certamente attribuibile alla variazione positiva dello strato attivo. Il permafrost infatti è ben presente nell'area, come documentato dai primi dati emersi dallo studio in atto nel quadro della Convenzione tra ARPA Valle d'Aosta e il DBSF dell'Università dell'Insubria per lo studio del permafrost e del cambiamento climatico in Valle d'Aosta.

Lo spessore esiguo coinvolto nel crollo (< 3 m) è quindi certamente all'interno dello strato attivo e la data dell'evento corrisponde tra l'altro all'inizio del massimo approfondimento dello strato attivo stesso. In entrambi i casi, l'azione crioclastica, ossia dei cicli di gelo e disgelo, non è assolutamente invocabile, come avviene invece nella maggior parte di crolli, in quanto la penetrazione termica dei cicli di gelo e disgelo giornaliera è limitata a poche decine di centimetri.



Fig. 7 : vista della nicchia di distacco della Frana della Val Pola. (M. Guglielmin).

Fig. 7: detachment niche of the Val Pola landslide. (M. Guglielmin).

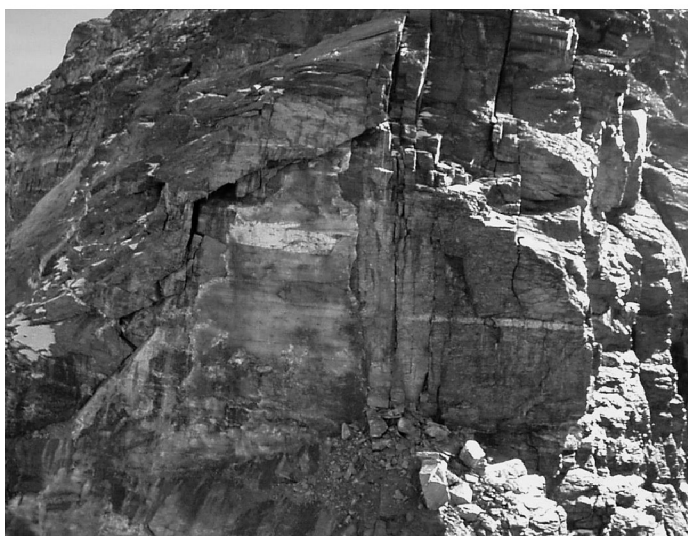


Fig. 8: vista del distacco nei pressi della Capanna Carrel. (Trucco).

Fig. 8: photo of the detachment near the Carrel Hut. (Trucco).

Località <i>site</i>	Quota <i>elevation</i>	Profondità <i>depth</i>	Litologia <i>lithology</i>	Strumenti <i>instrumentation</i>	Responsabile <i>site manager</i>
Foscagno 1 (SO)	2510	24	Till/filladi	Manuali	Guglielmin
Foscagno 2 (SO)	2550	16.5	Till	Manuali*	Guglielmin
Foscagno 3 (SO)	2650	18	Till	Manuali	Guglielmin
Foscagno 4 (SO)	2545	18	Till/filladi	Manuali*	Guglielmin
Stelvio (BZ)	3000	100,3	Dolomie	Automatici	Guglielmin
Zandila (SO)	2500	24	Till	Manuali*	Guglielmin
Cime Bianche (Cervinia, AO)	3100	43	Gneiss	Automatici/manuali	Guglielmin/Morra di Cella
La Foppa (Livigno, SO)	2670	3	Till	Automatici	Arpa Lombardia

Tabella 1 / table 1 - filladi: *phyllite*; dolomie: *dolomite*.

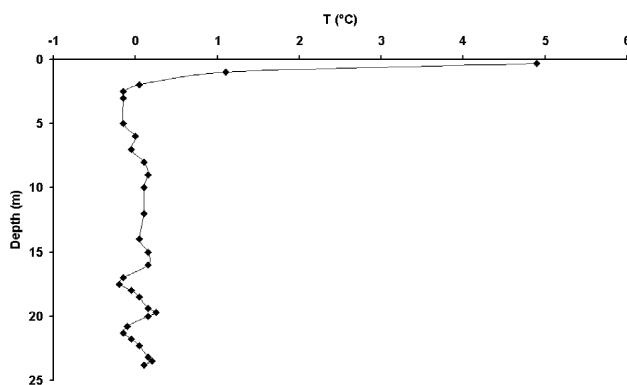


Fig. 9: profilo termico del sondaggio nei pressi della nicchia di distacco della Frana della Val Pola.

Fig. 9: thermal profile of the test bore near the detachment niche of the Val Pola landslide.

5 - CONCLUSIONI

La conoscenza della distribuzione del permafrost in Italia è ancora molto limitata e ancor di più lo sono i siti di monitoraggio delle sue variazioni e di quelle del clima³, parametri fondamentali per

poter prevedere e prevenire diverse forme di dissesto idrogeologico (vedi tab. 1).

Nonostante alcuni organismi locali (quale per esempio ARPA Valle d'Aosta) abbiano colto l'importanza delle ricerche sul permafrost al fine anche di meglio indirizzare la crescita sostenibile nelle aree di alta montagna, è auspicabile una sempre maggiore sensibilità delle autorità locali e degli operatori nei confronti di questa delicata componente della criosfera alpina.

Ringraziamenti

Si ringrazia la collaborazione del Dott. Siletto Gianni per la figura 4 e del Sig. Trucco per le fotografie della Capanna Carrel oltre che per la revisione del testo.

BIBLIOGRAFIA

- BARSCH D. (1987) - *The problem of the ice-cored rock glacier*. In: Giardino J.R., Shroder J.F. and Vitek J.D. (eds), *Rock Glaciers*. London: Allen & Unwin, 45-53.
- BROWN R.J.E. & KUPSCH W.O. (1974) - *Permafrost terminology*, Associate Committee on Geotechnical Research, Technical Mem., n. 111, N.R.C.C., Ottawa, 62.
- DAVIES M.C.R., HAMZA O. & HARRIS C. (2001) - *The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 137-144.
- DRAMIS F., GOVI M., GUGLIELMIN M., MORTARA G. (1995) - *Mountain permafrost and slope instability in the Italian Alps. The Val Pola Landslide*. *Permafrost and periglacial processes*, 6,1, 73-81.
- BISCI C., FAZZINI M., DRAMIS F., GUGLIELMIN M. (2003) - *Climatic conditions and sporadic permafrost in the Maiella Massif (Central Apennines, Italy)* *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 26,1, 3-14.
- FRENCH H.M. (1996) - *The Periglacial Environment II* edition, 339. Longman, Harlow.
- FUNK M., HOELZLE M. (1992) - *A model of potential direct solar radiation for investigating occurrences of mountain permafrost*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 2, 139-142.
- GUGLIELMIN M. (1997) - *Il permafrost alpino*. *Quad. Geodinamica Alpina e Quaternaria*, 5: 113.
- GUGLIELMIN M. (2004a) - *Relazione preliminare Progetto "Il permafrost come indicatore climatico"*, Arpa Valle d'Aosta.
- GUGLIELMIN M. (2004b) - *Observations on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change*. *Global and planetary change*, 40, 159-167.
- GUGLIELMIN M. (2004c) - *Il Permafrost, componente critico dell'ambiente alpino e memoria paleoambientale*, In: *Il Ghiaccio nelle Alpi. Una risorsa strategica per l'ambiente dell'alta montagna*. Giuseppe Orombelli (ed). *Quaderni della Montagna*, 1, 115-135, IMONT, Bononia University Press, Bologna.
- GUGLIELMIN M., ALDIGHERI B., TESTA B. (2003) - *PERMACLIM - a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations*, *Geomorphology*, 51, 245-257.
- GUGLIELMIN M., CAMUSSO M., POLESSELLO S. and VALSECCHI S. (2004) - *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*, 1, 107-115.
- GUGLIELMIN M., CANNONE N., DRAMIS F. (2001) - *Permafrost-glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12: 111-124.

³ in questo caso ci si riferisce alle stazioni meteo messe in opera per valutare il clima nei siti di permafrost, in cui sono necessarie misurazioni di parametri non sempre controllati nelle stazioni tradizionali.

- GUGLIELMIN M., LOZEJ A. E TELLINI C. (1994) - *Permafrost distribution and rock glaciers in the Livigno Area Northern Italy*. Permafrost Periglacial Processes, 5: 1-12.
- GUGLIELMIN M E SILETTO G.B. (2000) - *Carta della Criosfera*, Regione Lombardia, Pubbl. Direz. Territorio e Edilizia Residenziale, 11.
- GUGLIELMIN M. E TELLINI C. (1994) - *Rilevamento del permafrost con il metodo BTS Bottom Temperature of the winter Snow cover: nell'alta Valtellina Sondrio, Italia*. Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, 17: 47-54.
- HAEBERLI W. (1973) - *Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als morfologischer Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen*. Zeit. Gletsch. Glazialgeol., 9, 221-227.
- HAEBERLI W. (1985) - *Creep of mountain permafrost. Internal structure and flow of alpine rock glaciers*. E.T.H., Zurich: 142.
- HAUCK C., GUGLIELMIN M., ISAKSEN K. and VONDER MÜHLL D. (2001) - *Applicability of frequency- and time-domain electromagnetic methods for mountain permafrost studies*. Permafrost and Periglacial Processes, 12, 39-52.
- IMHOF M. (1996) - *Modeling and Verification of the Permafrost Distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland)*. Permafrost and Periglacial Processes, 7, 267-280.
- KELLER F. (1992) - *Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO*. Permafrost and Periglacial Processes, 3, 133-138.
- KELLER F. GUBLER H. (1993) - *Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtel-Corvatsch, Swiss Alps*. 6th International Conference on Permafrost, Beijing, China. South China University of Technology Press, 1, 332-337.
- POTTER N. JR. (1972) - *Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming*, Geological Society of America Bulletin, 83: 3025-3058.
- RIBOLINI A., FABRE D. - *Permafrost existence in the rock glaciers of the Argentera Massif (Maritime Alps, Italy)*. Permafrost and Periglacial Processes (submitted).
- WHALLEY W.B. (1974) - *Rock glaciers and their formation as a part of a glacier debris-transport system*. Geographic Papers, Reading University: 24.

ABSTRACT

Le conoscenze relative alla distribuzione del *permafrost* in Italia sono ancora molto limitate e poco numerosi i siti di monitoraggio delle sue variazioni. Attualmente, sulle Alpi italiane, il permafrost è in genere sporadico e ha una maggior diffusione nelle Alpi Centrali rispetto agli altri settori alpini; è presente anche sui massicci più elevati degli Appennini. Lo spessore del permafrost si aggira mediamente attorno ai 20 m, anche se in alcuni casi può superare i 200 m, come documentato nei pressi del M. Livrio (Passo dello Stelvio). Lo spessore del soprastante *strato attivo* è di solito compreso tra 1 e 3 m, ma può raggiungere i 5 m. In tutti i sondaggi attualmente monitorati, la temperatura del permafrost risulta sempre superiore a - 3 °C, un valore che determina una condizione di potenziale instabilità degli ammassi rocciosi.

Parole chiave: *permafrost, strato attivo*

Knowledge about permafrost distribution in Italy is still scanty and monitoring sites of its variations are very few. At the present time, in the Italian Alps, permafrost is generally sporadic but more diffused in Central Alps than in the other sectors; it's even found in the highest groups of Apennines. Permafrost average thickness is about 20 m, even if in some cases it can be more than 200 m (i.e. Mt Livrio, Stelvio Pass area). The overhanging active layer goes from 1 to 3 m, but it can reach 5 m too. In the actual monitorings, permafrost temperature is always higher than - 3 °C ; this value produces a condition of potential instability of rocky masses.

Key words: *permafrost, active layer*

Ce qu'on connaît au niveau de la distribution du permafrost en Italie est très limité et il y a peu de sites pour le monitoring des ses changements. Aujourd'hui, chez les Alpes Italiennes, le permafrost est sporadique, bien qu'il soit plus présent chez les Alpes Centrales; on le retrouve même chez les massifs les plus hauts des Apennins. L'épaisseur du permafrost est généralement de 20 m, mais dans certains cas elle est 200 m, comme relevée près du Mont Livrio (Col du Stelvio). L'épaisseur de la couche active située au dessus est généralement entre 1 m et 3 m, mais elle peut atteindre la mesure de 5 m. Dans tous monitorages, la température du permafrost est toujours au dessus de - 3° C : cette valeur amène à une condition d'instabilité potentielle des amas rocheux.

Mots clés: *permafrost, couche active*

Mauro Guglielmin (*)

PERMAFROST ON THE ITALIAN ALPS AND SLOPE STABILITY

1 - INTRODUCTION

Recently, both the Italian public and local authorities have grown more and more interested in permafrost, a very important component of the terrestrial cryosphere, though some confusion of information and terminology still persists, especially among the many not directly dealing with it. Permafrost is defined as “any material that has remained below 0°C continuously for two or more years” (BROWN and KUPSCH, 1974). This means that permafrost can contain ice, be utterly dry or include liquid water, if the lithologies holding it are particularly soluble and add salts to the water, thus lowering its freezing point.

A further, fundamental consequence of the definition: permafrost may be a rocky body or a loose soil and the possible content of ice may vary considerably according to the areas or to the depth. Besides, the most superficial portion of permafrost, or to be more specific, the *cryotic layer*, is defined as “*active layer*” (FRENCH, 1996) and may reach temperatures above 0°C in the summer season.

Consequently, permafrost is very difficult to locate and, should its location prove possible, an evaluation of the ground stability would require a precise knowledge of the internal ice distribution and of its temperature.

When permafrost forms, does it upgrade or degrade? Basically, formation and evolution of permafrost depend on the surface temperature, resulting from its energy balance. In the Alpine environment the energy balance is related mainly to duration and thickness of the snow-mantle and, to a lesser degree, to air temperatures. Past generalizations - those used to relate the presence of permafrost to the mean annual air-temperature (minus 1°C) and therefore to altitude (HAEBERLI, 1985) - could provide just a rough picture and should no longer be used to predict permafrost distribution; the surface energy balance is greatly influenced by the snow cover which, as any mountain goers can confirm, may vary considerably from place to place and from year to year (fig. 1).

Throughout the year, snow produces multiple and variable actions: when sufficiently deep (average thickness > 10 cm) it acts as insulator and, with air temperatures below 0°C, it helps to attenuate the negative thermal wave, thus keeping surface temperatures always above air temperatures. On the contrary, when the latter are positive, ground temperatures are steadily maintained at 0°C, hence below the atmospheric ones.

So, heavy spring snowfalls promote an increase of permafrost, while abundant autumn snowfalls favour its degradation.

We have to realize that even light snowfalls (< 5 cm) play a very important role, by increasing the surface albedo and lowering the ground-snow interface temperatures, thanks to the strong thermal gradient developing inside the snow-cover (KELLER and GUBLER, 1993; GUGLIELMIN, 2004b). Owing to this great variability, any evaluation of permafrost variations requires a constant monitoring of the evolution of surface temperatures.

Fig.1 and fig. 2: see page 86

Snowmantle duration and thickness depend not only on altitude and exposure but also on the presence of vegetation - which influences deposition, accumulation, erosion and snowmantle melting - and, obviously, on the wind regime during and soon after each snowfall.

The thickness of both the active layer and underlying permafrost is strongly related to the terrestrial heat flow and to the lithological characteristics of the overlying material, whose thermal properties (thermal conductivity and heat capacity) must be taken into account.

In other words, being the superficial temperature and thus the energy balance constant, permafrost thickness may change considerably in relation to the type of materials present and to the actual amount of water (or ice): hence a good lithological and hydrogeological knowledge of the area is required.

On our Alps, the variations affecting permafrost depend on the time scale being used: seasonal, annual, or multiannual (10-100 years and 100-1000 years).

Seasonally, each summer, at any single point of the the area under study, the thickness of the active layer may vary from a few centimetres up to several decimetres. Annually, the changes involve the thermal regime of the active layer and the most superficial portion of permafrost, up to a depth, called “of minimum oscillation” (< 0,1 °C), peculiar to each rock or soil and related to their thermal properties.

Fig. 3: see page 87

* Insubria University , e-mail: mauro.guglielmin@uninsubria.it

The multiannual variations alter the permafrost temperature below the minimum oscillation depth, which ranges from less than 10 to more than 20 m. At last, on a much longer scale, permafrost can be degraded, or thinned-out.

2 - METHODS FOR IDENTIFICATION AND MONITORING OF PERMAFROST

Permafrost distribution can be predicted with the help of empirical and physical models based on:

- actual presence of connected forms (rock glaciers, etc.).
- climatic factors producing positive conditions for permafrost conservation (air temperature, snow-mantle, solar radiation (see example in fig. 4) (IHMOF, 1996; KELLER, 1992; FUNK and HOELZLE, 1992, GUGLIELMIN et alii, 2003).

These models, though not quite accurate and sometimes rather difficult to apply, identify suitable areas where to carry out a set of indirect investigations, such as BTS (*Bottom Temperature of winter Snow cover*) (HAEBERLI, 1973; GUGLIELMIN and TELLINI, 1994) and SGT (*Shallow Ground Temperature in summer*) (GUGLIELMIN, 1997).

Both methods indirectly show the spatial distribution of permafrost, though not providing much information about its thermal regime, thickness or ice content.

Geophysical investigations (geolectrical survey in particular) (GUGLIELMIN et alii, 1994; HAUCK et alii, 2001) generally help to detect those characteristics. Nevertheless, only geognostic tests allow a very precise identification of permafrost occurrence, and especially of its ice content, temperature and thickness (GUGLIELMIN, 2004b, c; GUGLIELMIN et alii, 2001).

On the Italian Alps, permafrost occurrences have recently been estimated through the use of models for the entire Valle D'Aosta (GUGLIELMIN, 2004a) and Lombardy (GUGLIELMIN and SILETTO, 2000).

BTS and SGT methods have been used in the Upper Valtellina (GUGLIELMIN, 1997; GUGLIELMIN and TELLINI, 1994), Valle d'Aosta (GUGLIELMIN and MORRA DI CELLA, *unpublished*) and Maiella and Monte Velino Groups (BISCI et alii, 2005) in the Southern Apennines.

Fig.4: see page 88

Geophysical surveys for the identification of permafrost occurrences have been used only in a few cases, mainly in Upper Valtellina and Maritime Alps (GUGLIELMIN et alii, 1994; RIBOLINI and FABRE, 2005). Even more sporadic the use of geognostic investigations, carried out only in Upper Valtellina and Valle d'Aosta (see chart 1, page 92).

Additional clues to the presence of permafrost can be provided by formations such as rock glaciers, gelifluction lobes and protalus ramparts¹.

These indicators, much used in the past, may provide ambiguous results: solifluction lobes, for example, can easily be taken for gelifluction lobes, though being present in areas totally lacking any permafrost and set at low elevations. Rock glaciers, according to many Central European authors, represent the main indicator of permafrost; others experts, especially North Americans, think that they might also be the final stage of small glacial bodies.

Consequently, any serious investigation to determine the possible presence of permafrost shall rely on the physical methods previously described.

Fig. 5a, 5b, 5c: see page 89

3 - PERMAFROST IN ITALY

The knowledge about the distribution of "Italian" permafrost is quite incomplete, especially for what concerns thickness and thermal regime, though some general remarks can be pointed out.

Alps:

- Central Alps (Alpi Retiche and Atesine) are surely the place where, altitudes being equal, the probability to find permafrost is higher.
- In the more recessed Massifs (Italo-Swiss or Italo-Austrian border) the probability further increases.
- Eastern Alps (the Dolomites, Alpi Carniche and Giulie) show a lesser probability.

Apennines: despite the evidence of permafrost in a geologically recent past,

- permafrost has been found only in small areas of Maiella and Monte Velino Groups.
- sporadic sites cannot be ruled out for Monti Sibillini and Gran Sasso and Monti della Laga Groups.

¹ Protalus Rampart: form of accumulation characterized by a debris bank running along contour lines.

On the Central and Western Alps, permafrost is scattered like leopard's spots and showing great discontinuity between 2000 - 3200 metres of altitude. At higher elevations, permafrost is more continuous outside the glaciated areas.

Locally, very small permafrost bodies can be found even at lower altitudes (1700-1900 m.). Permafrost may also be found in front of the glaciers.

Average permafrost thickness is about 20 m. though, in few cases, it can exceed 200 m., as recorded near Monte Livrio (Stelvio Pass) (GUGLIELMIN, 2004b). The overlying active layer is generally about 1 to 3 m thick, though it can reach 5 m.

All current surveys show that permafrost temperature is constantly above $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, thus in a condition of potential instability.

4 - INFLUENCE OF CLIMATIC CHANGES ON PERMAFROST

Permafrost influences both geotechnical and hydrogeologic properties of any type of soil or rocky mass.

From a geotechnical point of view, permafrost behaves differently according to its temperature. If permafrost contains ice and its temperature is lower than $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, it acts like a glue, thus increasing slope stability. Viceversa, with temperatures ranging from 0 to $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, the ice begins to develop pellicular water and hygroscopic ice (ice surrounded by water molecules) which bear all stresses, thus causing a great instability and reducing the safety factor to values lower than those of a water saturated rocky body.

From a hydrogeologic point of view, permafrost is an impermeable body (at temperatures lower than $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$) or a body with a very low permeability (at higher temperatures). Hence permafrost can condition the whole hydrogeologic circulation, altering both the characteristics of the aquifer (permanence time, recharge time, transmissivity) and those of the water that may surface from the aquifer.

Generally, springs fed by those aquifers are characterized by a lower variability of flow and chemical properties, with temperature ranging from 0 to $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ even at medium-low altitudes, when other springs reach and exceed $7-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ in the summer.

Even more hydrogeologically important is the fact that permafrost, being impermeable or relatively permeable, lowers the infiltration coefficient and also affects the concentration time (the time required for water to travel within a body). Hence, the active layer is more subject to saturation than a soil without permafrost, being all other geomorphological and hydrogeologic characteristics equal.

Any change affecting the permafrost layer can both reduce or increase some kinds of instability, according to the extent of its variation and its speed.

The diagram (fig. 6) shows the interactions among climatic variations (increase or decrease of the energy balance and hence the superficial temperature) and the main instability events.

Fig. 6: see page 91

As the diagram shows, seasonal variations leading to an increase of the active layer thickness correspondingly increase rockfalls and soil slips, while only multiannual variations may be the cause of larger landslides. Instability events take place even when permafrost increases, as the reduced thickness of the active layer may trigger possible spring debris flows and increase the probability of valley floods.

Examples of events related to the influence of climatic changes on permafrost

The most remarkable examples are the Val Pola (fig. 7) and the Carrel Hut (Matterhorn) landslides (fig. 8), occurred in 1987 and 2003 respectively.

The former is a case of a high-speed *rock avalanche* with an overall mass exceeding 33 millions m^3 , while the latter is a much smaller collapse.

The Val Pola landslide took place in July 1987 after a period of heavy rains at a time when the thermal 0°C was above 3000 m. Yet, the detachment niche, carved at 2200 m on a very steep slope facing East, falls within a permafrost area, as shown by different models. Also, huge blocks of ice and drift (DRAMIS et alii, 1995) were found in the landslide body and inside the reverse sloping scarp at about 1900 m of altitude, where ice was reported until the end of summer. As already proved in DRAMIS et alii, 1995, in the surrounding areas geophysical survey had detected the presence of permafrost with ice inside. Yet, it was not possible to determine the effects of that presence. In 2004, within a project financed by Comunità Montana Alta Valtellina and managed by the author, a 25 m test hole was sunk in the cirque next to the detachment niche at 2500 m of altitude.

The resulting thermal profile (fig. 9) indicates that permafrost is in a process of strong degradation and is found throughout the length of the test hole.

Hence, the test shows permafrost presence to be quite probable, if DAVIES et alii, (2004) model is correct; one of the main causes of the landslide must have been the decrease of the safety factor related to increasing permafrost temperatures.

Instead, the collapse occurred in August 2003 near Carrel Hut (3830 m) on the Matterhorn was due to a positive variation of the active layer. Permafrost is actually present in the area, as proved by the first results of a study on permafrost and climatic changes in Val d'Aosta, carried out jointly by ARPA Valle d'Aosta and the DBSF of Insubria University.

The limited thickness of the rock wall involved in the collapse (< 3m) is totally within the active layer and the date of the event corresponds to the beginning of the maximum deepening of the active layer.

Unlike most collapses, both cases do not involve crioclastic actions, or frost and thaw cycles, as the thermal penetration of such cycles is limited to the first ten centimetres.

Fig. 7 and fig. 8: see page 92

Table 1: see page 92

Fig. 9: see page 93

5 - CONCLUSION

The knowledge about permafrost distribution in Italy is still limited and few are the sites monitoring permafrost and climatic variations², useful parameters to predict and prevent hydrogeologic accidents (see chart 1).

Some local organizations (as ARPA Valle d'Aosta) have understood the importance of permafrost survey to better address the issue of sustainable growth in mountain areas. Yet, we must convince other local authorities and operators to develop an ever growing sensibility towards this critical element of the Alpine cryosphere.

Thanks

Thanks to dr. Gianni Siletto for figure 4 and to Mr. Trucco for the Carrel Hut picture, as well as for the revision of the Italian text.

REFERENCES AND ABSTRACT *(see italian text, page 93-94)*

² reference is made to the specialized stations used at permafrost sites to monitor climatic data usually not measured by the traditional weather stations.

Vladimir Konovalov (*)

PREVISIONE DEL BILANCIO DI MASSA ANNUALE DEI GHIACCIAI

1 - CONSIDERAZIONI GENERALI

Uno dei parametri principali per determinare la disponibilità idrica a lungo termine di un ghiacciaio è l'analisi della variazione annuale della massa di ghiaccio. I bilanci di massa, siano essi calcolati su valori medi, totali o specifici, sono utilizzati sia per scopi scientifici che applicativi. (GUIDE FOR MEASUREMENT ON MOUNTAIN GLACIERS, 1994; DYURGEROV, 2002). Ognuno di questi parametri equivale alla somma algebrica dei valori annuali delle precipitazioni nevose (A_t) e dell'ablazione (Ab) di neve e ghiaccio. La misurazione metodica del bilancio di massa annuale, su una rete di ghiacciai di riferimento, è necessaria per stimare la variazione a lungo termine della disponibilità di risorse idriche. Queste informazioni, unite alle misurazioni dello spessore del ghiaccio e alle analisi topografiche della lingua, costituiscono la base per valutare l'evoluzione del ghiacciaio.

Studi teorici e sperimentali (KONOVALOV, 1987) hanno rivelato che, per ottenere il valore medio del bilancio di massa per l'area di ablazione, è sufficiente determinare (a) il valore specifico della variazione di massa $B(z_0)$ in rapporto alla variazione parziale di altitudine z_0 della lingua del ghiacciaio alla fine della stagione di ablazione e (b) l'altezza massima Z_{max} del nevato (KONOVALOV, 1985). Inoltre avendo a disposizione dati sulla $B(z_0)$ e sulla Z_{max} , è possibile determinare la distribuzione del bilancio di massa annuale rispetto a una quota z all'interno dell'area di ablazione. A questo proposito, è possibile utilizzare una funzione quasi-lineare (KONOVALOV, 1985; DYURGEROV, 2002) per la distribuzione della $B(z)$ tra la quota minima del ghiacciaio e la linea del nevato o linea di accrescimento. La corrispondente funzione lineare si può scrivere:

$$(B(z) - B(z_0))/(z - z_0) = C = const, \tag{1}$$

e di conseguenza,

$$B(z) = B(z_0) + C(z - z_0) \tag{2}$$

è possibile determinare il valore corrispondente a C per un qualsiasi anno scrivendo l'equazione (1):

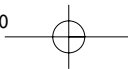
$$C = (B(Z_{max}) - B(z_0))/(Z_{max} - z_0) \tag{3}$$

considerando che in base alla definizione di linea limite della neve, che $B(z_0)$ è il valore della misura del bilancio di massa annuale quando $z = z_0$ e che Z_{max} si riferisce alla quota massima del limite della neve stagionale alla fine della stagione di ablazione del ghiacciaio.

Piccoli errori relativi al calcolo di $B(z)$ e agli istogrammi ad esso relativi (KONOVALOV, 1987) ottenuti da un calcolo simulato della stima delle misurazioni $B(z_0)$ e Z_{max} sui ghiacciai di Abramov e Limmern confermano che la formula per determinare $B(z)$ descritta sopra è affidabile.

La messa in opera di un sito per la misurazione del bilancio di massa annuale del ghiacciaio in base alla quota media stimata dell'area di ablazione comporta i seguenti vantaggi rispetto a siti determinati in base all'altitudine media di tutto il ghiacciaio o dell'area di accumulo: (a) maggiore sicurezza per il movimento degli operatori sul ghiaccio, (b) stabilità delle paline collocate nel ghiaccio solido, (c) eliminazione della misurazione della densità della neve invernale rimanente, cosa molto importante per una misurazione a distanza del bilancio annuale di massa di un ghiacciaio (GUIDE FOR MEASUREMENT ON MOUNTAIN GLACIERS, 1994).

(*) Dipartimento di Geografia, Accademia Russa delle Scienze, Mosca.



2 - SELEZIONE DEI SITI DI MISURAZIONE E PROGETTO DELLA PALINA

Il posizionamento del punto di misura del bilancio annuale di massa alla quota media stimata dell'area di ablazione dovrebbe essere definito attraverso l'utilizzo di una mappa topografica ad ampia scala. I dati sulla posizione della linea del nevato dei ghiacciai sono disponibili, per esempio, presso l'Inventario dei Ghiacciai dell'USSR (1968-1980) e pubblicazioni simili (per esempio: *Fluctuations of Glaciers*, 1998). La differenza tra la quota minima del ghiacciaio e la linea del nevato deve essere suddivisa in settori con incrementi altitudinali di 50 o 100 m. Successivamente, si determina l'area di ogni settore utilizzando un planimetro o una griglia trasparente sovrapponibile. Per semplicità, i settori dovrebbero essere posizionati lungo le isoipse della mappa topografica.

Dopo aver determinato le aree, si può calcolare l'altitudine media di ogni settore, pari alla metà della somma dei valori dell'isoipsa superiore e inferiore. Infine, si sostituiscono tutti i risultati sopra elencati all'interno della formula per calcolare l'altitudine media dell'area di ablazione (\tilde{Z}_{Ab}):

$$\tilde{Z}_{Ab} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n f_i} \sum_{i=1}^n Z_i f_i \quad (4)$$

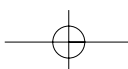
in cui Z_i è l'altitudine di ogni singolo settore i in km, f_i è la sua area in km², n è il numero dei settori tra la quota di lungo termine della linea del nevato e la quota minima del ghiacciaio.

L'identificazione del sito sulla superficie del ghiacciaio in base alla quota teorica, così determinata, dovrebbe essere fatta usando un barometro portatile, un GPS o una mappa topografica ad ampia scala. La differenza di quota tra il punto di misura effettivo e il valore precalcolato dovrebbe rimanere entro ± 20 m. Il sito dovrebbe essere collocato sull'asse del ghiacciaio e su una superficie orizzontale o leggermente inclinata priva di crepacci, di ruscellamenti o di consistenti depositi morenici. Nel sito di misura vanno praticati due fori di 4-5 m di profondità, distanziati di circa 100 metri. Due paline di legno sono inserite in ognuno dei due buchi, facendo in modo che la seconda appoggi sopra la prima. La lunghezza di ogni palina è di 300 cm e la loro sezione rettangolare è 40x50 mm.

La somma algebrica dei valori di accumulo e di ablazione nell'area di fusione del ghiacciaio è quasi sempre negativa. Ciò significa che il bilancio di massa all'altitudine media dell'area di ablazione rende superflua la determinazione della densità della neve invernale sulla superficie glaciale mentre consente la lettura a distanza dello strato di ghiaccio fuso attraverso l'utilizzo di una speciale palina ideata dall'autore (vedi fig. 1). Questa palina deve essere equipaggiata con profilati laterali di alluminio lunghi 20 cm e fissati su perni distanziati 20 cm l'uno dall'altro. Questi profilati, quando ripiegati, sono aderenti alla palina infissa nella buca. Quando il ghiaccio fonde e la superficie del ghiacciaio si abbassa, i pezzi di profilato vengono spinti all'esterno uno dopo l'altro e, per forza di gravità, ruotano automaticamente di 90°, bloccandosi contro il fianco della palina. Le barre formano quindi una scala verticale che indica lo spessore del ghiaccio fuso. La palina dovrebbe essere dipinta a strisce contrastanti di 10 cm; in questo caso l'accuratezza della lettura stimata sarà uguale a ± 10 cm. Questo grado di precisione è accettabile ove lo spessore di ghiaccio fuso sia di parecchie decine di centimetri.

3 - POSIZIONAMENTO DELLA PALINA

Le perforazioni ed il posizionamento delle paline alle quote medie calcolate su una rete di ghiacciai campione dovrebbe essere ripetuta annualmente, prima dell'inizio della stagione invernale di accumulo ma non prima del 10 Settembre. Attualmente i metodi utilizzati per forare il ghiaccio sono i seguenti: manuale, meccanico, termoelettrico, con sonda a vapore o col fuoco (GUIDE FOR MEASUREMENT ON MOUNTAIN GLACIERS, 1994). I più convenienti sono quelli manuali e meccanici, che hanno una vasta gamma di applicazioni nel rifacimento sistematico dei fori per la misurazione del bilancio di massa annuale sulla rete di ghiacciai campione.



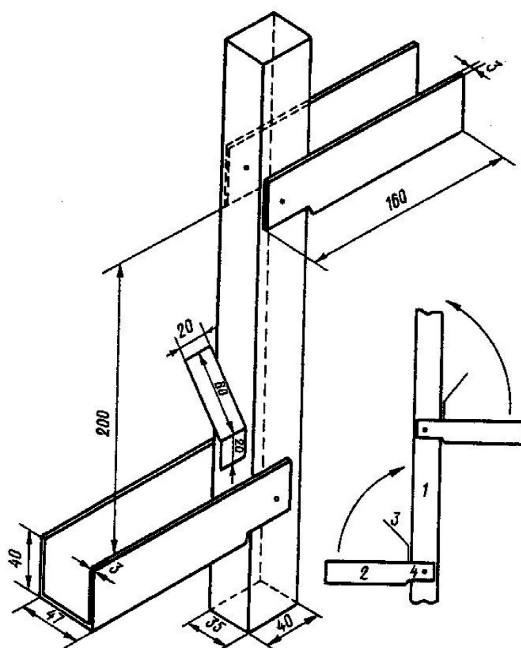


Fig. 1: palina con barre ripiegabili, per la stima del bilancio di massa annuale all'interno dell'area di ablazione del ghiacciaio, progettata da Vladimir Konovalov. 1 - palo di legno; 2 - profilato di alluminio, parte di una scala verticale calibrata ad intervalli di 200 mm; 3 - molla di acciaio per garantire l'apertura del profilato; 4 - perno per fissare la barra al palo.

Fig. 1: stake with folding bars, for remote measurement of annual mass balance within the ablation area of a glacier, designed by Vladimir Konovalov. 1 - wooden stake; 2 - aluminum U-bar, part of a vertical measurement scale calibrated at 200 mm interval; 3 - steel spring to open the folded bar; 4 - pivot to hold the folded bar on the stake.

La creazione manuale di fori di 4-5 m di profondità o più si realizza utilizzando una trivella di 70 mm di diametro, una serie di tubi in duralluminio e una maniglia per far ruotare tubi e perforatore. Questo strumento portatile ideato da E. TSYKIN (1963a, b) ha un peso di circa 10 kg ed è facile da trasportare. La trivella permette di creare un buco profondo 20-25 m in un giorno. Tre persone possono fare un foro di 5 m in una-due ore di lavoro. La velocità di perforazione dipende essenzialmente dall'affilatura della punta e dal suo profilo. Di tanto in tanto è necessario sollevare la trivella e liberarla dai pezzetti di ghiaccio utilizzando una tavola sagomata o un martello da alpinista. Per facilitare il processo di perforazione, il foro andrebbe pulito regolarmente controrotando la trivella e sollevandola contemporaneamente verso la superficie.

La perforazione meccanica è il mezzo più veloce ed efficiente per ottenere un foro profondo 5-10 m o più. I componenti tipici della perforazione meccanica sono: un motore a benzina (due parti), un riduttore, tubi a elica e fresa. I frammenti di ghiaccio vengono portati in superficie dalle eliche in rotazione. In condizioni favorevoli (assenza di acqua nel foro), sono necessari 5 minuti netti per ottenere un foro profondo 5 m, mentre l'inserimento dei tubi di estensione richiede circa 10 minuti.

Il peso dell'attrezzatura è di circa 21 kg (progetto russo). Per il trasporto viene impiegato uno zaino speciale. Di solito, la squadra per la perforazione meccanica si compone di tre operatori. Gli svantaggi di questo metodo consistono nella difficoltà di mantenere operativo il motore a benzina durante i lunghi trasferimenti in alta montagna.

Completate le due perforazioni, in ogni foro verticale si inseriscono due paline di tre metri. La sporgenza delle paline al di sopra della superficie del ghiacciaio viene annotata direttamente su un registro di campagna, insieme alle informazioni generali sul sito di misurazione.

4 - MISURA DEL BILANCIO DI MASSA ANNUALE

Il valore del bilancio di massa annuale è desunto dalla sporgenza della palina superiore o inferiore rispetto alla superficie del ghiaccio alla fine della stagione di ablazione. La lettura della palina può essere effettuata a distanza, tramite un mezzo aereo, o direttamente sul sito di misurazione, ad intervalli regolari, in occasione delle nuove perforazioni e del rinnovo delle paline. Nella tab. 1 sono riportati due esempi delle misurazioni registrate.

Altitudine del sito di misura s.l.m. m / Elevation of measurement site a.s.l., m	Tempo della misurazione / Time of altitude determination	Date della misurazione / Date of measurement		Strato di ghiaccio fuso, cm / Layer of melted ice, cm	Bilancio di massa specifico, cm w.e. / Specific mass balance, cm w.e. (water equivalent)
		Iniziale / initial	Finale / final		
Ghiacciaio di Abramov					
3960	1983	15.09.1984	20.09.1985	210	-189
Ghiacciaio di Allaudin					
4000	1983	15.09.1984	20.09.1985	180	-162

Tab. 1: bilancio annuale di massa specifico dei ghiacciai. / Tab. 1: annual specific mass balance of glaciers.

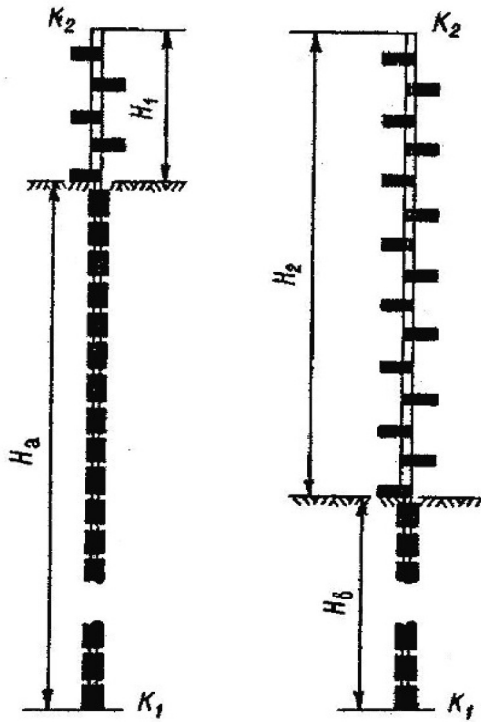


Fig. 2: disegno riassuntivo per determinare la riduzione dello spessore del ghiaccio tramite paline con profilati di alluminio.

$$\Delta H_{K_2} = H_2 - H_1; \Delta H_{K_1} = H_a - H_b; \Delta H_{K_1} = \Delta H_{K_2}$$

Fig. 2: sketch highlighting the measurement of the ice lost by a glacier, through the use of a stake with folding bars.

Il valore medio del bilancio di massa, ricavato dalla lettura delle due paline, andrebbe moltiplicato per 0,9 per presentare i dati come unità di peso o di volume d'acqua equivalente (w.e.).

Entrambe le estremità dell'insieme, formato dalle due aste inserite nel foro, possono essere utilizzate come punto di partenza per misurare le variazioni della superficie glaciale o il suo bilancio di massa. Utilizzando per la lettura l'estremità più bassa (K_1) non si rischiano gli errori causati da eventuali danni alla palina, ma l'estremità superiore (K_2) meglio si addice per una stima a distanza delle variazioni di sporgenza dell'asta.

Ci sono due modi per calcolare la variazione del livello della superficie del ghiacciaio DH relativamente alle estremità K_1 o K_2 . Quando si usa K_2 come punto di partenza, DH è uguale alla differenza di sporgenza della palina dalla superficie del ghiacciaio tra la fine e l'inizio delle misurazioni. Nell'altro caso, DH è uguale alla differenza della sezione di palina all'interno del foro nel ghiaccio all'inizio e alla fine delle misurazioni. Entrambe le opzioni per determinare DH sono illustrate in fig. 2.

L'accuratezza nel determinare l'altezza del segmento di palina che fuoriesce dalla superficie del ghiacciaio è pari a ± 1 cm, se la misurazione è effettuata a terra. Un'assicella di legno dovrebbe essere posizionata vicino al palo per riuscire a identificare il livello della superficie del ghiacciaio; successivamente, si determina la distanza tra l'assicella e l'estremità superiore della palina o la lunghezza di questa all'interno del ghiaccio.

La precisione nel misurare l'emersione della palina da un elicottero che vola a bassa quota dipende dalla distanza tra la palina e l'operatore sull'elicottero. I limiti di errore variano da ± 5 a ± 20 cm, prendendo in considerazione la taratura verticale dipinta sul palo. La lettura visiva aerea

dovrebbe essere confermata da una foto. Tale documentazione sulla stima della misurazione facilitata indubbiamente l'analisi successiva dei dati stessi.

Per posizionare le paline per l'anno successivo, i fori dovrebbero essere praticati vicino a quelli delle paline precedenti. Al solito, due paline di tre metri devono essere inserite in ognuno dei due nuovi fori. Alla fine della stagione di ablazione successiva, le vecchie paline giaceranno sulla superficie del ghiacciaio e potranno essere riutilizzate. La quota del sito di misurazione si abbassa lentamente a causa del movimento del ghiacciaio; pertanto i pali dovranno essere riposizionati alla quota iniziale almeno ogni cinque anni.

Ringraziamenti

Questo studio è stato appoggiato dal Fondo Russo per la Ricerca di Base, protocollo N. 05-05-64296.

BIBLIOGRAFIA

- DYURGEROV M. B. (2002) - *Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis*. Università del Colorado, Istituto di Ricerca sulle Alpi e sull'Artico. Saggio occasionale 55, 268.
- GUIDE FOR MEASUREMENTS ON MOUNTAIN GLACIERS (1994) - Documento informativo 52.25.315-92. (in lingua russa). S. Pietroburgo, Casa Editrice Hydrometeoizdat, 132.
- HAEBERLI W., HOELZLE M., SUTER S. E FRAUENFELDER R. (1998) - *Fluctuations of Glaciers*, Zürich, IAHS (ICSD)-UNEP-UNESCO, Agenzia Mondiale Monitoraggio dei Ghiacciai, Vol. VII 1990-1995, 296.
- KONOVALOV V. G. (1985) - *Melting and glacial runoff processes in the Central Asian river basins*. (in lingua russa), Leningrado, Casa Editrice Hydrometeoizdat, 236.
- KONOVALOV V. G. (1987) - *Methods of calculation and remote sensing measurement for the spatial distribution of glacier annual mass balance*. Journal of Glaciology, Vol. 33, N 114, 212-217.
- TSYKIN E. N. (1963a) - *Light rods for drilling on depth 6-7 and 12-15 m*. (in lingua russa). Dati dell'Istituto per la Ricerca sui Ghiacciai, Mosca, No 7, p. 135-137.
- TSYKIN E. N. (1963b) - *Drilling modules for firn and ice*. (in lingua russa). Dati dell'Istituto per la Ricerca sui Ghiacciai, Mosca, No 7, 139-141.
- USSR GLACIER INVENTORY, 1968-1980. Vol. 14 Central Asia, issue 1, Syrdarya river basin (parts 1-11), issue 2 Kyrgyzia (parts 1-11), issue 3, Amudarya river basin (parts 1-20). Leningrado, Casa Editrice Hydrometeoizdat.

ABSTRACT

L'articolo illustra materiali, metodi e formule specifiche per la stima del bilancio di massa annuale di un ghiacciaio mediante paline di disegno particolare posizionate nell'area di ablazione.

Parole chiave: *ghiacciai, ablazione, paline ablatometriche, bilancio di massa, ghiacciaio Abramov, ghiacciaio Allaudin*

This paper deals with methods and special stakes for measuring the annual mass balance inside the ablation area of a glacier.

Keywords: *glaciers, ablation, snow stakes, mass balance, Abramov glacier, Allaudin glacier*

Cet article présente les matériels, les méthodes et les formules spécifiques qui sont nécessaires pour estimer le bilan annuel de la masse d'un glacier, en utilisant des jalons au dessin spécial, placés sur la surface d'ablation.

Mots clés: *glaciers, ablation, jalons pour mesurer l'ablation, bilan de la masse, Glacier Abramov, Glacier Allaudin*

Vladimir Konovalov (*)

REMOTE MEASUREMENTS OF THE ANNUAL MASS BALANCE OF GLACIERS

1 - OVERALL CONSIDERATIONS

The annual mass balance of a glacier is one of the main factors to assess its long term hydrological regime. Total, mean or specific mass balances are used for different scientific and applied tasks (GUIDE FOR MEASUREMENTS ON MOUNTAIN GLACIERS, 1994; DYURGEROV, 2002). Each of these parameters represents the algebraic sum of annual values of solid precipitation (Ac) and ablation (Ab) of snow and ice. Regular annual mass balance measurements on a selected network of glaciers are necessary for estimating the long term variations of their water resources. This information, together with measurements of ice thickness and topographic surveys of glacial tongues, is fundamental for analysing glaciers fluctuations.

After theoretical and experimental studies (KONOVALOV, 1987), it was proved that the determination of (a) specific mass balance value $B(z_0)$ at the mean weighted altitude z_0 of the glacial tongue at the end of ablation season and (b) maximum elevation Z_{max} of snow line (KONOVALOV, 1985) were sufficient to calculate the mean value of the mass balance for the ablation area. Also, by having data on $B(z_0)$ and Z_{max} , it is possible to determine the distribution of the annual mass balance at the altitude z inside the ablation area. For this objective, let us use quasi-linearity distribution (KONOVALOV, 1985; DYURGEROV, 2002) of $B(z)$ between the elevation of the front and the firn line or nourishment boundary. For a linear function we may write:

$$(B(z) - B(z_0))/(z - z_0) = C = const, \quad (1)$$

and consequently

$$B(z) = B(z_0) + C(z - z_0) \quad (2)$$

It is not difficult to get C for any given year if we write equation (1) in the form:

$$C = (B(Z_{max}) - B(z_0))/(Z_{max} - z_0) \quad (3)$$

where according to the definition of snow line, $B(z_0)$ is the measured value of annual mass balance at $z = z_0$ and Z_{max} is the known maximum altitude of seasonal snow line at the end of the ablation season.

Small relative errors of $B(z)$ computation and their histograms (KONOVALOV, 1987), obtained after numerical simulation of remote measurements of $B(z_0)$ and Z_{max} on both Abramov and Limmern glaciers, confirm that determination of $B(z)$ with the above method is reliable.

Installation of a single site for measuring the annual mass balance at the mean weighted altitude of the ablation area has the following advantages over installing similar sites on mean weighted altitude for the whole glacier or its accumulation area: (a) safe travel of field workers on the exposed ice, (b) stability of the stake, standing in solid ice, (c) no need to measure the density of the remaining winter snow, a very important point for remote measurements of the annual mass balance (GUIDE FOR MEASUREMENT ON MOUNTAIN GLACIERS, 1994).

2 - SELECTION OF MEASUREMENT SITE AND DESIGN OF THE STAKE

The theoretical location of the site where to measure the annual mass balance at the mean weighted altitude of the ablation area, should be determined by using large scale topographic maps. Data on the altitude of firn lines are available, for example, from the USSR Glaciers Inventory (1968-1980) and similar editions (e. g., *Fluctuations of Glaciers*, 1998). The difference in elevation between glacier front and firn line has to be split into altitudinal increments of 50 or 100 meters. Further we need to determine the area of each portion by means of a planimeter or overlay transparency grid. To simplify the task, the altitudinal increments of each basic section should match the isohypses of the topographical map. Once we have the areas, we may calculate the

(*) Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow.

mean altitude for each portion, which equals to the half-sum of the isohypses running at its upper and lower sides. Finally we substitute all results into the formula of the mean weighted altitude of ablation area (\tilde{Z}_{Ab}):

$$\tilde{Z}_{Ab} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n f_i} \sum_{i=1}^n Z_i f_i \quad (4)$$

where Z_i is the altitude of each i^{th} particular part in km, f_i is its area in km², n is the number of altitudinal parts between the long term value of the firn line and the glacier's front. Identification of the site with the known altitude on glacier surface should be done using a portable barometer, GPS or large-scale topographical map.

The difference in elevation between the selected site and its pre-calculated value should not exceed ± 20 m. The site should be positioned along the axis of the glacier and on horizontal or slightly inclined surface, without crevasses, streams or solid moraine cover. The measurement site needs two boreholes, 4 to 5 m deep, spaced 100 m apart. Two wooden stakes should be inserted into each borehole, in such a way that the second is above the first. Each stake has a length of 300 cm and a rectangular section of 40x50 mm.

The algebraic sum of annual accumulation and ablation values in the ablation area is almost always negative. This means that the mass balance is related to the amount of melted ice. The peculiarity of measuring the annual mass balance at the mean weighted altitude of the ablation area renders unnecessary the determination of the snow density on the glacial surface, while allowing remote readings of melted ice by means of a special stake designed by the author (see fig. 1). This stake is equipped with 20 cm transversal aluminum bars hinged alternatively every 20 cm. These bars, in their folded state, are flush against the stake sunk into the borehole. As ice melts and the glacial surface lowers, the folded bars find themselves outside, one after the other, and gravity props them automatically 90° out. Thus we have a vertical scale of bars for calculating the layer of melted ice. If the stake is painted with contrasting stripes every 10 cm, the accuracy of remote reading is equal to ± 10 cm. This accuracy should be considered acceptable where the melted ice exceeds several tens centimeters.

Fig. 1: see page 101

3 - INSTALLATION OF STAKES

Drilling holes and installing stakes at the mean weighted altitude of the ablation areas on a sample network of glaciers is a task to be performed annually, before the beginning of winter accumulation season, though not earlier than 10 September. At present the following methods are used for boring holes into glaciers: manual, mechanical, thermoelectrical, melting ice by steam or fire (GUIDE FOR MEASUREMENT ON MOUNTAIN GLACIERS, 1994). The most expedient are manual and mechanical boring for wide spread application and systematical sinking of new holes for annual measurements of the selected glaciers.

Manual boring of holes to a depth of 4-5 m or more is performed by means of a drilling head, 70 mm in diameter, a set of light duralumin rods and a handle for rotating rods and drilling head. This portable boring set, devised by E. Tsykin (1963a, b), weights approx. 10 kg, which makes it convenient for transportation. The device can drill a 20-25 m hole in one day. One to two hours of work by three people (net time) can bore a hole 5 m deep. The speed of boring depends essentially on the sharpness and contour of the cutting head. From time to time it is necessary to lift the drilling module and remove ice bits by means of beak-shaped bench or mountaineer hammer. In order to facilitate the boring process, the hole should be cleaned up periodically by counter-rotating the drilling module while simultaneously pulling it up.

Mechanical boring is the most efficient and fastest way to drill holes of 5-10 m or more. A typical set includes a gasoline engine (two pieces), a reduction unit, screws and drilling cutters. The ice bits are expelled by the rotating screws. Under favourable conditions (absence of water in the hole), a 5 m hole can be drilled in 5 minutes, not counting the 10 minutes necessary to extend the screws. The weight of the mechanical boring set is approx. 21 kg (Russian design). A special rucksack is used for its transportation. Normally, the mechanical boring team includes three operators. One disadvantage of such method is the trouble of keeping the gasoline engine in working state during the long transfers in high mountain environments.

Finally, after drilling both vertical holes at the measurement site, two 3 m long stakes are inserted into each hole. The length of both stakes protruding above the glacial surface is recorded in the field notebook, together with general information on measurement site.



4 - MEASUREMENT OF ANNUAL MASS BALANCE

Value of annual mass balance is derived from the length of upper or lower stake above the ice surface at the end of the ablation season. Reading is performed remotely from the air or upon coming to the measurement site for boring and refitting new stakes at scheduled time intervals. An example of measurement records is shown in tab. 1.

Table 1 and fig. 2: see page 102

The mean value of the two measurements should be multiplied by 0.9 to calculate weight or water equivalent volumes. Either end of a two-stake system installed in the hole can be selected as the initial point to measure changes of the glacial surface or its mass balance. Selecting the lower end (K_1) provides additional safety from damages to the stake, but the upper end (K_2) is more convenient for remote reading. There are two ways of calculating the glacial surface change DH relatively to the stake ends K_1 or K_2 . When we use K_2 as the initial point, DH equals to the difference of stake length above the glacial surface at the end and at the beginning of the measurement time interval. In the other case, DH equals to the difference of stake length inside the ice at the beginning and at the end of the measurement time interval. Both options for determining DH are illustrated in fig. 2.

On-site measurements can achieve an accuracy of ± 1 cm. A wooden strip should be laid across the ice near the stake in order to define the level of the adjacent glacial surface. After that, we can determine the distance from the strip to the upper end of the stake or to the end of the stake inside the glacier.

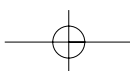
Accuracy of remote reading of the stakes' length from low-flying helicopters depends upon the distance between the stake and on-board operators. Possible accuracy varies from ± 5 to ± 20 cm, taking into account the vertical scale painted on the stake. Visual readings from the air should be complemented by pictures as such documentation undoubtedly facilitates any further processing.

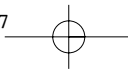
In order to install the stakes for the following year, new holes should be bored nearby the previous ones. As usual, 2-3 m stakes have to be inserted in each new hole. The old stakes will lay on the glacial surface at the end of next ablation season and may be used again. As the ice-flow is constantly lowering the altitude of the measurement site, the stakes will have to be reinstalled at the initial elevation at least every five years.

This study was supported by Russian Fund of Basic Researches, grant No 05-05-64296.

REFERENCES *(see the italian text, page 103)*

ABSTRACT *(see the italian text, page 103)*





Riccardo Scotti (*), Andrea Toffaletti (*)

L'ANNO IDROLOGICO 2004-2005 NELLE ALPI LOMBARDE: NOTA NIVO-METEOROLOGICA

Nell'ambito della campagna glaciologica 2005 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, P. Pagliardi, S. D'Adda, M. Butti, V. Paneri,

R. Peja, B. Rosa, A. Tamburini, A.C. Galluccio, M. Lojacono, C. Scolari, F. Rota Nodari, F. Roveda, C. Bessi

1 - GLI EVENTI IN SINTESI

L'andamento dell'anno idrologico 2004-2005 nelle Alpi Centrali italiane può essere così sintetizzato:

- grande siccità invernale con notevole deficit nivometrico a tutte le quote;
- ripetuti e prolungati periodi di vento da Nord, con conseguente erosione del manto nevoso;
- assenza di attività valanghiva utile all'accumulo glaciale;
- ablazione particolarmente intensa nella prima parte dell'estate e in settembre;
- mese di agosto fresco e nevoso.

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

La stagione di accumulo 2004-2005 verrà ricordata per il vento e per la siccità. Successivamente a un ottobre piuttosto umido, che ha tuttavia portato neve solo ad alta quota, e a un inizio di dicembre promettente, la crescita del manto nevoso si è bloccata fino alla fine di marzo. Aprile ha visto qualche nevicata che è riuscita solo a mitigare una fase degli apporti quanto mai avara. Maggio è stato contraddistinto da un'unica, consistente nevicata (giorni dal 16 al 18) e da precoci anticipi d'estate, mentre giugno - negli ultimi anni, di fatto, trasformatosi un periodo di sola ablazione - è stato caldo e secco. In tutti questi mesi, il vento da N ha martoriato le Alpi lombarde, sovente soffiando impetuoso al termine delle poche nevicate invernali, con gravi danni all'accumulo glaciale. Oltre all'intensità, a volte spropositata, ha impressionato la frequenza del fenomeno: ad Andalo, nel fondovalle valtelinesse, i giorni di föhn, suddivisi in 19 episodi, sono stati ben 57.

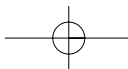
Il freddo che ha contraddistinto l'intero trimestre invernale ha aggravato ulteriormente il deficit nivometrico. Il sommarsi di basse temperature e di scarsi spessori di neve al suolo ha innescato un attivo processo di ricostruzione del manto nevoso che ha raggiunto pure le superfici dei ghiacciai, per natura meno interessate dal fenomeno²: alla fine di febbraio, al di sotto dei 3200 m di quota, la neve era composta in gran parte da cristalli angolari di *brina di fondo* di trascurabile consistenza. Tali pessime caratteristiche meccaniche del manto nevoso sono state smascherate in maniera eclatante dal rialzo termico marzolino che, nell'arco di pochi giorni, è stato in grado di cancellare l'inverno dalle montagne lombarde.

Le stazioni meteorologiche di riferimento segnalano valori pluviometrici scarsissimi, che vanno dai 380,6 mm di S. Antonio Valfurva (- 111,0 mm: - 22,6 %) ai 643,2 mm di Andalo (- 283,7 mm: - 30,6 %). Dal punto di vista termico la stagione di accumulo, nel suo complesso, è stata in media o leggermente più fredda nelle stazioni in quota (- 0,1 °C per Sils/Maria e - 0,3 °C a S. Antonio) e più calda nel fondovalle (+ 0,8 °C a Sondrio), forse a causa dei numerosi giorni di vento di caduta.

I dati, i numeri e i commenti riescono solo in parte a fotografare le conseguenze che una congiuntura tanto sfavorevole ha prodotto nelle dinamiche della montagna. Meglio usare le immagini e raccontare qualche aneddoto. È stato l'inverno in cui si è saliti in auto fino a 2700 m a

* Servizio Glaciologico Lombardo, associazione meteonetnetwork.

² il gradiente termico fra la superficie del ghiacciaio e la superficie del manto nevoso non è solitamente in grado di innescare intensi processi ricostruttivi, a causa delle basse temperature del ghiaccio che isola il manto nevoso dal calore geotermico.



fine dicembre per controllare il *sito nivologico* (o “ventologico”?) del M. Sobretta, dei cannoni da neve, senza i quali nessun comprensorio sciistico avrebbe aperto la stagione, dei conoidi valanghivi coperti dalle scariche di pietre, delle crisi idriche nei paesi montani, lasciati a secco dal gelo e dall’ormai cronico deficit pluviometrico. Poco altro da aggiungere se non la speranza di non più rivivere una stagione di accumulo tanto monotona.

Stazione meteorologica / Mete station ottobre 2004-giugno 2005 / October 2004-June 2005	precipitazioni / precipitations (mm) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
Sils/Maria - 1798 m s.l.m.	500,2 (- 180,2)	- 0,2 (- 0,1)
S. Antonio di Valfurva . 1360 m s.l.m.	380,6 (- 111,0)	+ 3,1 (- 0,3)
Sondrio - 290 m s.l.m.	558 (- 110,8)	+ 9,6 (+ 0,8)
Andalo Valtellino - 220 m s.l.m.	643,2 (- 283,7)	+ 9,8

Tab. 1: temperature e precipitazioni dell'anno idrologico 2004-2005 registrate nella fase di accumulo (ottobre 2004-giugno 2005) nelle 4 stazioni meteorologiche di riferimento

Tab. 1: mean monthly temperature and precipitation of the 2004-2005 hydrological year at the 4 reference meteorological stations: accumulation season (October 2004-June 2005).

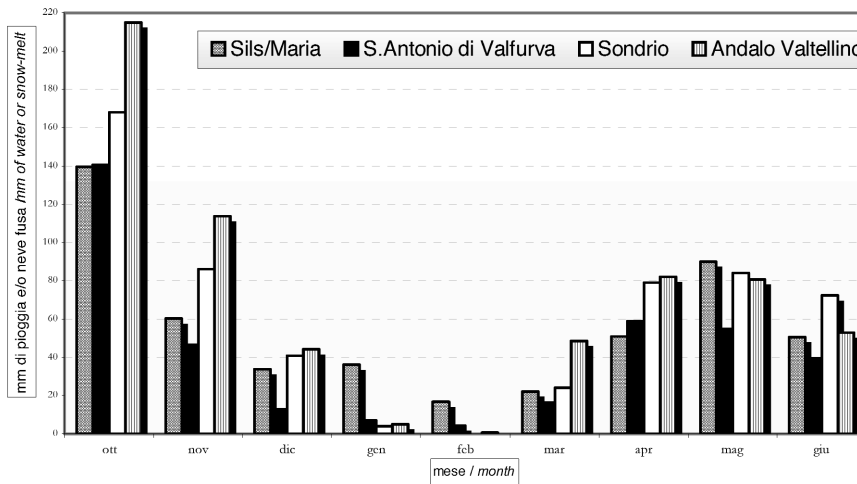


Fig. 1: le precipitazioni mensili della fase di accumulo 2004-2005: ottobre è stato l'unico mese con apporti consistenti.

Fig. 1: monthly precipitations in the 2004-2005 accumulation season: October was the only month characterized by abundant precipitations.

Fig. 2 (pagina a fianco): il peso del manto nevoso alla fine della stagione di accumulo è il parametro più significativo per valutare la quantità e la qualità della neve. I 707 kg/m³ del maggio 2005 sono un dato migliore solo del 2002. Un accumulo complessivo così modesto difficilmente può produrre, al termine della stagione di ablazione, un bilancio di massa in equilibrio: dal 1998 in poi solo i 2353 kg/m³ del 2001 sono stati in grado di garantire un residuo nevoso a fine estate.

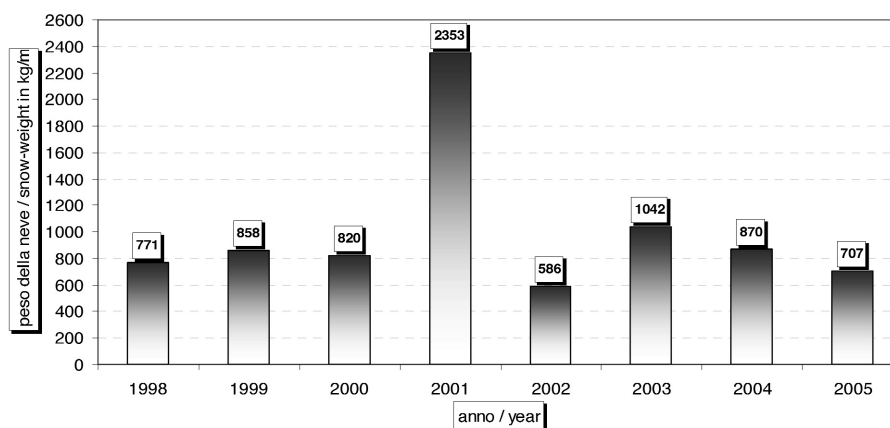
Fig. 2 (next page): the weight of the snow mantle at the end of the accumulation season is the most significant measure to estimate the quality and quantity of the snow. The 707 kg/m³ in May 2005 are a better figure than 2002 only. Such a poor total accumulation may hardly produce, at the end of the ablation season, a normal equilibrium of mass balance. Since 1998 onwards, the 2353 kg/m³ only have guaranteed a snowy residue in late summer.

Tab. 2 (pagina a fianco, in basso): stima delle singole precipitazioni nevose, del totale mensile e della sommatoria annua della neve fresca caduta nell'anno idrologico 2004-2005 presso il sito del M. Sobretta (3180 m) e confronto con le annate precedenti.

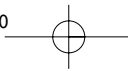
Tab. 2 (front page, below): estimate of: (i) single snow precipitation, (ii) monthly total and (iii) annual summation of the fresh snow fallen in the 2004-05 hydrological year at the site of the M. Sobretta (3180 m a.s.l.) and comparison with previous years.

Foto 1: le vette della Val Gerola (6 gennaio 2005) mostrano le caratteristiche salienti dell'inverno 2004-2005 sulle Alpi lombarde: freddo, poca neve e tanto, tantissimo vento da Nord. (F. Scotti).

Photo 1: mountain summits in Val Gerola on 6 January 2005. Important winter aspects 2004-2005 in the Lombardy Alps: cold weather, very few snow precipitations and very strong wind from the north. (F. Scotti).



mese	1997-1998	1998-1999	1999-2000	2000-2001	2001-2002	2002-2003	2003-2004	2004-2005
ottobre	30	200	315	345	25	85	140	300
novembre	240	20	65	415	25	790	215	125
dicembre		10	110	120	10	90	70	60
gennaio	160		40	310	20	40	75	40
febbraio		170	35	60	90	20	70	35
marzo	80	80	190	230	120	10	95	55
aprile	260	200	160	170	100	60	80	100
maggio	60	90	150	110	300	175	140	85
giugno	100	150	20	190	100	20	20	80
luglio	20	50	120	100	70	60	15	90
agosto	45	30	110	45	100	10	20	140
settembre	120	50	170	145	70	20	20	85
settembre 1997	0							
totale accumulo (settembre - giugno)	960	1070	1135	2120	935	1370	960	900
tot. anno idrolog. (ottobre - settembre)	1115	1080	1485	2240	1030	1380	980	1195



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

Dopo una stagione di accumulo tanto deficitaria, le sorti glaciologiche dell'annata erano riposte nella stagione estiva: già alla seconda metà di giugno ogni speranza era però perduta, in quanto l'ormai canonica incursione dell'anticiclone subtropicale ha messo a ferro e fuoco le Alpi per 15 giorni, annientando l'innevamento stagionale al di sotto dei 3200 m. La presenza di questa figura meteorologica sull'Europa meridionale è infatti una delle maggiori cause dei disastri glaciologici delle ultime stagioni. E' difficile spiegare le cause di questa anomalia: ci si deve pertanto limitare a registrare ogni anno nuovi record di caldo e di velocità di dissoluzione del manto nevoso.

Luglio regala numerose ma modeste nevicate che vengono velocemente dissolte dai repentini rialzi termici successivi. In agosto, per la fortuna dell'alta montagna, l'andamento meteorologico della stagione cambia radicalmente, con nevicate più consistenti (evento del periodo 19-23) e temperature molto fresche a tutte le quote. Settembre, così come giugno, è ormai un mese di completa ablazione, in questo 2005 più limitata solo nella seconda metà.

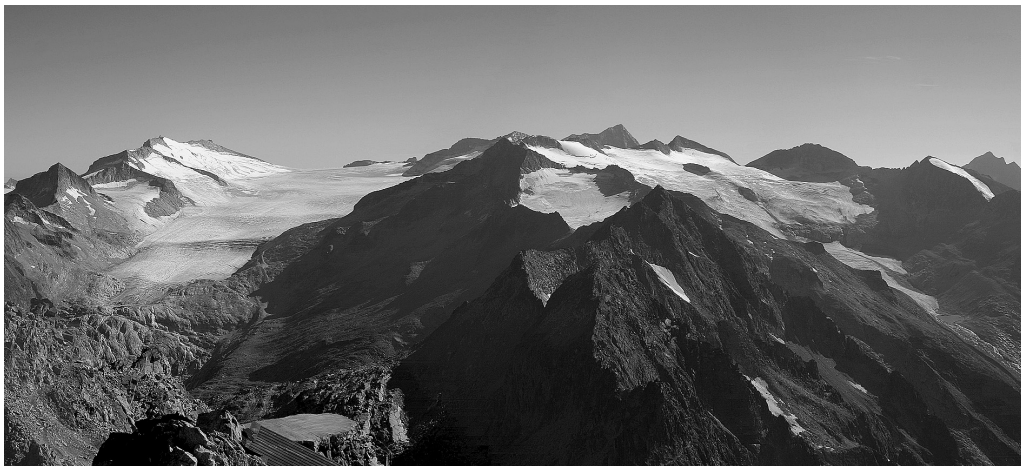


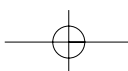
Foto 2: i ghiacciai dell'Adamello (Effluenza del Mandrone) (a sinistra) e Pisgana Est e Ovest (centro-destra) ripresi il 5 agosto 2005: la neve vecchia è già scomparsa al di sotto dei 3300 m. (R. Scotti).

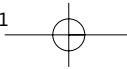
Photo 2: glaciers in the Adamello (Effluenza del Mandrone) (left) and East and West Pisgana (centre-right) taken on August 5th, 2005: old snow has already melted below 3300 m. (R. Scotti).

In analogia con quanto avvenuto nel 2004, l'opinione pubblica descrive l'intera stagione estiva come una delle più fredde degli ultimi anni. Questa errata percezione è basata sulla sola valutazione del mese di agosto, sfortunatamente (per i vacanzieri) fresco e perturbato. Sul piatto della bilancia, invece, pesano enormemente il caldo di giugno, arrivato nel momento peggiore per le dinamiche nivo-glaciali, con il sole alto nel cielo, e le brevi ma intense scaldate di luglio.

I dati delle stazioni meteorologiche evidenziano l'inarrestabile proseguo del deficit pluviometrico: Andalo, con soli 350,0 mm (- 257,0 mm: - 42,3 % rispetto alla media giugno-settembre), risulta il sito proporzionalmente più penalizzato, mentre S. Antonio registra un deficit più contenuto (- 48,3 mm: - 12,8 %).

Dal punto di vista termico le due stazioni in quota mostrano il medesimo risultato, (+ 0,3 °C), dato significativo soprattutto se si pensa ai rigori ben poco estivi del mese di agosto. Nel complesso una stagione di ablazione che ha favorito le alte quote, dove numerose sono state le nevicate, penalizzando i circhi e le fronti glaciali, dove le precipitazioni si sono presentate in forma liquida, senza comunque "inferire" eccessivamente con le piogge dilavanti, ovunque piuttosto scarse.





Stazione meteorologica / Meteo station giugno - settembre 2005 / June - September 2005	precipitazioni / precipitations (mm) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
Sils/Maria - 1798 m / s.l.m.	314,8 (- 116,3)	+ 10,2 (+ 0,3)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m / s.l.m.	328,9 (- 48,3)	+ 13,5 (+ 0,3)
Sondrio - 290 m / s.l.m.	333,4 (- 69,4)	+ 20,9 (+ 1,4)
Andalo Valtellino - 220 m / s.l.m.	350,0 (- 257,0)	+ 21,1

Tab. 3: temperature e precipitazioni dell'anno idrologico 2004-2005 nella fase di ablazione (giugno-settembre 2005).

Tab. 3: temperatures and precipitations of the 2004-2005 hydrological year: ablation season (June-September 2005).

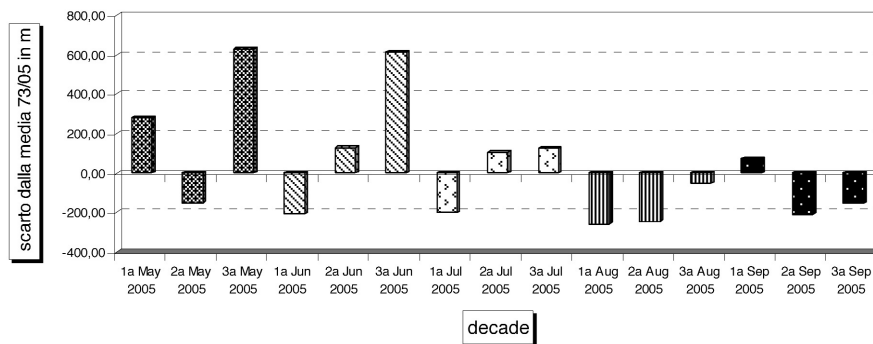


Fig. 3: lo scarto (in m) dello zero termico a MI Linate rispetto alla media 1973-2005 nelle 15 decadi estive (maggio-settembre).

Fig. 3: the difference (in meter) between the thermal 0°C at Milano Linate and 1973-2005 average in the 15 summer decades (May-September).

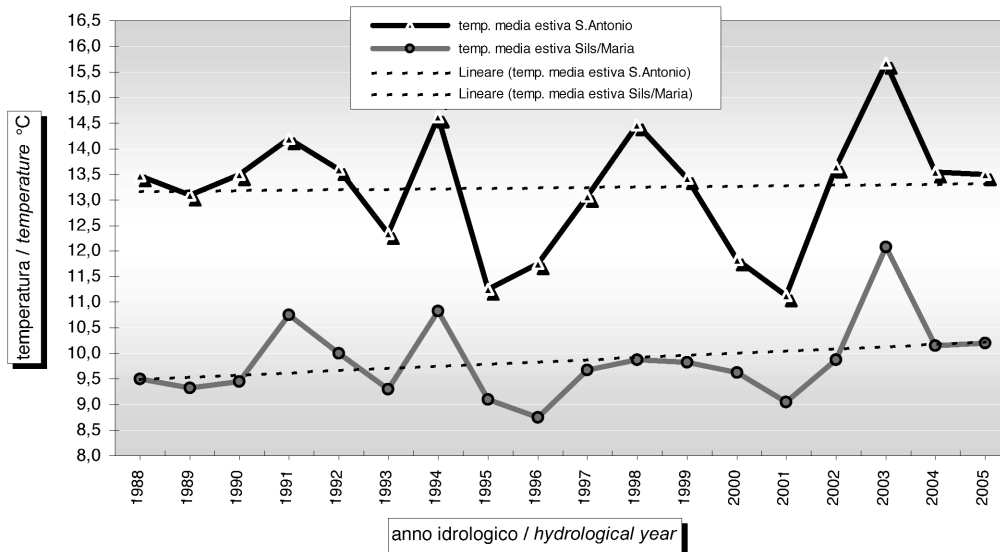
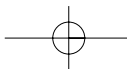


Fig. 4: la temperatura media estiva 2005, dopo il picco del 2003, si assesta sugli stessi valori del 2004.

Fig. 4: the average summer temperature 2005, after the highest point in 2003, reports the same figures as in 2004.



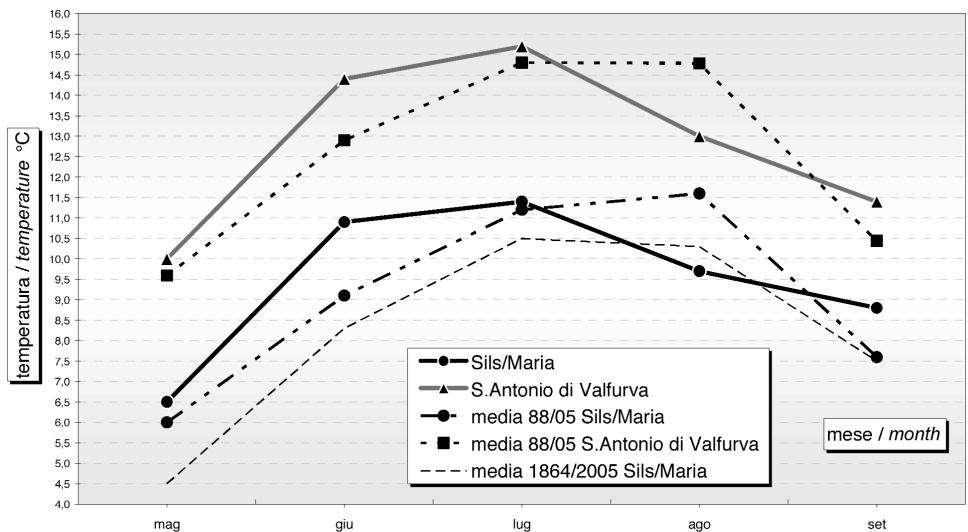


Fig. 5: nelle due stazioni montane di riferimento (S. Antonio Valfurva, sopra, Sils/Maria, sotto) solo il mese di agosto risulta più fresco rispetto alla media.

Fig. 5: in both mountain reference stations (S. Antonio Valfurva, above, Sils/Maria, below), only August is cooler compared to the average temperatures.

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

Per uniformità con le altre stazioni-campione (in particolare con S. Antonio Valfurva), oltre all'analisi abituale rispetto alla media storica di 141 anni (1864-2005), i dati meteorologici di Sils/Maria sono stati confrontati anche con la media 1988-2005. Se per le precipitazioni le differenze tra le due modalità sono poco rilevanti, dal punto di vista termico i parametri di riferimento cambiano sostanzialmente, visto che la media storica risulta generalmente più bassa rispetto a quella limitata agli ultimi 18 anni. Come lo scorso anno, anche il 2005 risulta decisamente più caldo della norma. Nell'intero anno idrologico solo febbraio e agosto segnano valori sotto-media, mentre lo scarto stagionale è di + 1 °C. Pesano a tal proposito i + 2 °C di maggio, i + 2,1 °C di ottobre e i + 2,6 °C di giugno. Per quanto riguarda la stagione estiva, va sottolineata la temperatura del mese di agosto (9,7 °C: - 0,6 °C rispetto alla media): per trovarne uno più freddo bisogna risalire al 1979 (9 °C). Questo mese rimane comunque una goccia nel mare, visto che gli altri mesi estivi sono stati in grado di portare lo scarto giugno-settembre a + 1 °C.

Le precipitazioni, dal canto loro, non hanno certo colmato le lacune termiche. Nella stagione di accumulo, solo ottobre segna un valore sopra la media (+ 42,3 mm), mentre il deficit complessivo ottobre-giugno raggiunge valori ragguardevoli (- 151,8 mm: - 23,3 % rispetto alla media). E' dal 1996 che non si registra un accumulo così scarso. Nel periodo estivo, il mese di agosto è l'unico a toccare la media pluviometrica (+ 2,1 mm), anche se non riesce a contrastare i pesanti deficit di giugno (- 49,6 mm) e settembre (- 48,5 mm). Il deficit pluviometrico estivo è proporzionalmente ancora più marcato di quello relativo alla stagione di accumulo: i 314 mm di pioggia caduti fra giugno e settembre fanno mancare all'appello ben 116,3 mm (- 27 %).

5 - CONCLUSIONI

In definitiva, sulla base dei dati delle stazioni-campione e delle evidenze che sono emerse dalle osservazioni sul terreno, si può concludere che, pur senza anomalie eccezionali, l'anno idrologico 2005 ha significato per i ghiacciai lombardi un nuovo episodio di marcato deficit di bilancio.

mese / month	precipitazioni / precipitations (mm)		temperatura / temperature (°C)	
	totale / total	variazione rispetto alla media / variation versus mean value	media mensile / monthly mean value	variazione rispetto alla media / variation versus mean value
Ottobre 2004	139,5	+ 42,3	+ 5,1	+ 2,1
Novembre 2004	60,2	- 22,9	- 0,9	+ 1,1
Dicembre 2004	33,8	- 23,0	- 5,0	+ 0,8
Gennaio 2005	36,0	- 11,3	- 7,3	+ 0,2
Febbraio 2005	16,7	- 25,3	- 9,3	- 2,5
Marzo 2005	22,2	- 39,4	- 3,0	+ 1,0
Aprile 2005	50,9	- 22,2	+ 1,4	+ 1,6
Maggio 2005	90,2	- 0,4	+ 6,5	+ 2,0
Giugno 2005	50,7	- 49,6	+ 10,9	+ 2,6
Luglio 2005	91,8	- 20,3	+ 11,4	+ 0,9
Agosto 2005	121,7	+ 2,1	+ 9,7	- 0,6
Settembre 2005	50,6	- 48,5	+ 8,8	+ 1,3
Ottobre- Giugno	500,2	- 151,8	- 0,2	+ 1,0
Giugno-Settembre	314,8	- 116,3	+ 10,2	+ 1,0

Tab. 3: l'anno idrologico 2004-2005 presso la stazione meteorologica di Sils/Maria (1798 m s.l.m., Engadina, Grigioni, CH). Dati e variazioni rispetto alla media 1864-2005. (Gestore e fornitore dei dati: MeteoSchweiz).

Tab. 3: 2004-2005 hydrological year: meteorological station of Sils/Maria ((1798 m asl, Engadin, Grisons, CH). Data and variation from the average 1864-2005. (Data manager and supplier: MeteoSwiss).

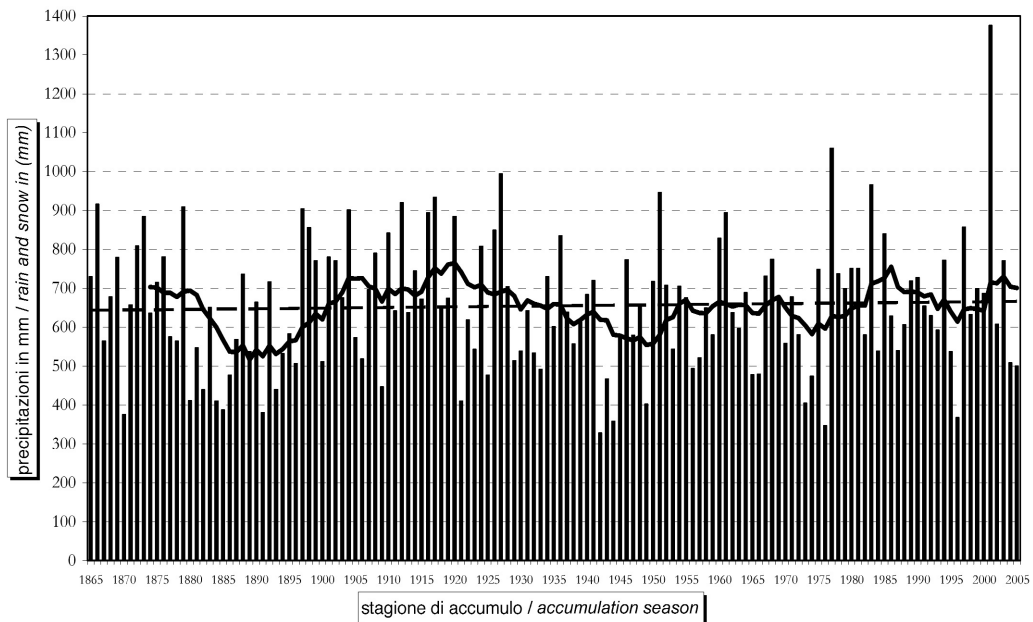


Fig. 6: presso la stazione di Sils/Maria, le precipitazioni del periodo di accumulo glaciale (ottobre-giugno) appaiono anche nel 2005 decisamente sotto la media 1864-2005.

Fig. 6: Sils/Maria meteo station: the precipitations during the accumulation period (October-June) in 2005 are clearly below the long-period average value (1864-2005).

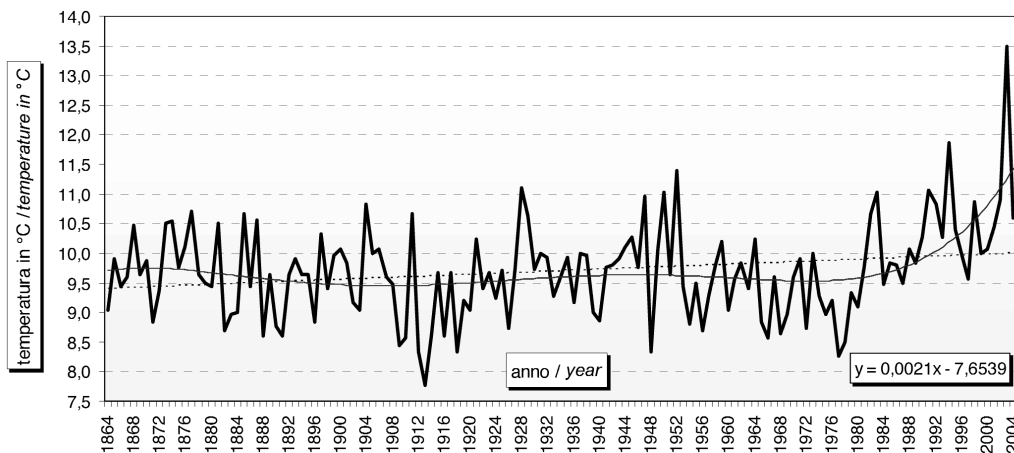
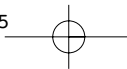


Fig. 7: le temperature del trimestre estivo (giugno-luglio-agosto) a Sils/Maria. L'incremento rapido e intenso degli ultimi 25 anni è evidente. Impressionante il picco termico dell'estate 2003. La stagione estiva 2005 risulta un poco più calda della precedente e decisamente sopra la media.

Fig. 7: temperatures in the three summer months (June-July-August) at Sils/Maria. The rapid and intense rise has been clearly seen in the last 25 years. The thermal record temperature in the summer 2003 is quite impressive. The summer season 2005 was somewhat warmer than the previous one and definitely above average.

6 - NOTE RIGUARDO LE STAZIONI METEOROLOGICHE UTILIZZATE

<p>Sils/Maria (Alta Engadina, Cantone dei Grigioni - Svizzera) Quota: 1798 m slm Coordinate: 46° 26' N / 09° 46' E Esposizione: NW 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, dal punto di vista idrometeorologico è legata al versante sudalpino. 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 da SW. Possiede una invidiabile e rara serie storica ininterrotta di oltre 140 anni. Nel presente testo è stata presa in considerazione anche la media 1988-2005 per meglio rapportarsi ai valori di S. Antonio</p>	<p>S. Antonio Valfurva (Alta Valtellina, Valfurva, Sondrio - Italia) Quota: 1360 m slm Coordinate: 46°27' N / 10° 25' E Esposizione: S Gestore e fornitore dei dati: Giuseppe Cola (S.G.L.)</p> <p>La stazione meteorologica, sita in 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 del M. Sobretta (Ghiacciaio Alpe Sud, 3180 m). La serie storica è riferita al periodo 1987/1988-2005.</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 Coordinate: 46°10' N / 09°52' E Esposizione: S (fondovalle) 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. Fornisce dati idro-meteorologici significativi per i monti della Val Malenco, del settore Scalino-Painale e della parte meridionale del massiccio del M. Disgrazia. Dal punto di vista termico, la posizione di 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 Coordinate: 46°08' N / 09° 28' E Esposizione: N (fondovalle) 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 parte della Val Chiavenna. L'osservatorio, posto in località "i Burnigui", in inverno garantisce un maggiore soleggiamento rispetto al centro del paese. I dati pluviometrici sono disponibili dal luglio 2003, quelli termici dal febbraio 2004. Il clima della bassa Valtellina, meno continentale rispetto alla media e alta Valle, 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>** M. Ceriani e M. Carelli - <i>Carta delle precipitazioni medie, min. e max. annue del territorio alpino lombardo</i> (1891/1990), Regione Lombardia.</p>



7 - CRONACA NIVO-METEOROLOGICA

A - STAGIONE DI ACCUMULO

Ottobre 2004

Andamento meteorologico generale

Il mese ha inizio con pressioni livellate, tempo secco e temperature nelle medie del periodo. In Atlantico però le cose iniziano a mutare: il vortice nord atlantico infatti, nei pressi della penisola iberica, riesce a isolare una bassa pressione (*cut-off*) che influenza il tempo sul Nord Italia per qualche giorno, apportando precipitazioni diffuse, specie sui settori occidentali, e apre un corridoio depressionario esteso dall'Inghilterra al territorio alpino, convogliandovi nuove perturbazioni. Le temperature, dapprima alte, subiscono una riduzione. Successivamente si ristabiliscono condizioni di relativa stabilità, subito incrinata da una nuova profonda saccatura atlantica al largo delle coste portoghesi: tale configurazione, protraendosi fino alla fine del mese, genera correnti sud-occidentali umide e miti che recano notevoli quantitativi di pioggia.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

L'esordio della stagione di accumulo si ha il 10 del mese, con la neve che scende sotto i 3000 m e imbianca il Passo dello Stelvio. In seguito il tempo non si stabilizza, con brevi piogge ogni giorno. Una seconda perturbazione giunge il 12 e si esaurisce solo il 19, lasciando sul terreno fino a 40 cm di neve oltre i 2000 m sulle Orobic, mentre il limite inferiore delle nevicate scende temporaneamente fino a 1400 m. Dal 22 ottobre al 2 novembre si verifica il più importante episodio perturbato della stagione. La neve cade inizialmente solo sopra i 2800-2900 m e raggiunge i 2000-2200 m tra il 28 e il 31, con accumuli inferiori ai 30 cm. I bacini glaciali posti oltre i 3000 m di quota godono di un ottimo strato di fondo quantificabile in 70-90 cm. Sulle fronti glaciali di media quota e sugli apparati Orobici, gli apporti del 12-19 formano un esile ma resistentissimo strato di neve trasformata e di *ghiaccio di sovrapposizione*, mentre al di fuori dei ghiacciai la nuova coltre viene erosa quasi completamente. A S. Antonio Valfurva cadono complessivamente 140,5 mm (media di 95,6 mm). In bassa valle si registrano accumuli ancora più consistenti: 215 mm ad Andalo (media di 125,7 mm). Dal punto di vista termico il mese, per via delle continue irruzioni di aria atlantica, mite e umida, risulta piuttosto caldo: 7,3 °C (+ 0,9 °C) a S. Antonio Valfurva e 5,1 °C a Sils/Maria (+ 1,1 °C). Un mese di ottobre quindi particolarmente positivo per gli alti bacini glaciali posti oltre i 3000 m ma piuttosto sfavorevole per le quote inferiori, che hanno ricevuto ben poca neve. Degne di nota le frequenti e importanti manifestazioni temporalesche che hanno accompagnato le perturbazioni.

Stazione meteorologica / <i>Meteo station</i>	precipitazioni / <i>precipitations</i> (mm) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures</i> (°C) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1798 m	139,5 (+ 28,3)	+ 5,1 (+ 1,1)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	140,5 (+ 44,9)	+ 7,3 (+ 0,9)
Sondrio - 290 m	168,0 (+ 63,0)	+ 14,1 (+ 1,8)
Andalo Valtellino - 220 m	215,0 (+ 89,3)	+ 14,1

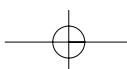
Novembre 2004

Andamento meteorologico generale

Il mese ha inizio con una configurazione depressionaria a W del territorio italiano, ciò che resta della grande depressione della fine di ottobre. Bloccata da una zona di alta pressione presente a E della penisola, essa si esaurisce sul posto. In questa fase si registrano importanti precipitazioni nelle zone alpine e prealpine centro-occidentali, che diminuiscono man mano verso E: spiccano infatti i 100 mm delle zone pedemontane comasche e i soli 30 mm della Lombardia orientale. Nei restanti giorni della prima decade, il tempo torna buono e si ha una decisa diminuzione delle temperature a causa di fredde correnti provenienti dall'Europa Nord orientale. Tale circolazione ha il merito di innescare, nei primi giorni della seconda decade, una depressione mediterranea che influenzerà il tempo su tutte le regioni alpine, apportando le prime nevicate a quote medio-basse. Seguono condizioni di stabilità, grazie al rafforzamento dell'anticiclone atlantico, ma si instaurano tesi venti settentrionali ed episodi di föhn intenso causati dal forte divario barico tra i due versanti alpini. Il trend secco si protrae fino alla fine del mese, quando una blanda circolazione depressionaria, attiva principalmente in quota, regala le prime precipitazioni nevose a quote collinari.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Il mese di novembre inizia con una intensa perturbazione atlantica che apporta consistenti precipitazioni sulle montagne lombarde. D'altro canto il richiamo caldo-umido meridionale alza il limite delle nevicate a quote estremamente elevate per il periodo: a tratti piove fino a 3200 m. I quantitativi sono interessanti: in meno di 48 ore, ad Andalo cadono 61 mm di pioggia. Con quest'ultimo episodio si conclude un periodo umido fra i





più duraturi degli ultimi anni. Dal 7 ottobre al 3 novembre nel fondovalle valtellinese si registrano ben 23 giorni su 27 con precipitazioni: al sito nivologico del M. Sobretta si misurano 103 cm di neve, per un peso complessivo di 307 kg/m³, valori nella media decennale per il periodo. Dopo una breve fase anticilonica piuttosto tiepida arriva la prima tempesta di föhn: dal 7 al 9 il vento da N spazza i crinali e riscalda il fondovalle. L'11 novembre si vede la prima neve a bassa quota (15-30 cm fino a 800 m), subito seguita dal secondo importante episodio di vento di caduta. Il föhn, che rappresenterà la situazione meteorologica dominante della stagione di accumulo, imperversa nuovamente asportando la neve del giorno 11. Fortunatamente, in alto la pioggia di inizio mese ha formato strati ad alta coesione che resistono discretamente all'azione del vento; in tal modo non si registrano danni consistenti al manto nevoso di fondo. Il giorno 28 ha inizio un nuovo evento perturbato che si esaurirà soltanto il 5 dicembre. Fra il 29 e il 30 la neve torna a visitare la bassa quota (temporaneamente fino a 1000 m). Su gran parte dei rilievi lombardi a fine episodio si contano 80 cm di neve fresca. Come accade sovente con le correnti sud orientali, l'Alta Valtellina rimane penalizzata, con apporti di gran lunga meno consistenti rispetto ai settori di SW, come testimoniano i dati pluviometrici mensili di S. Antonio (- 28,5 mm) e Sils (- 47,2 mm). Nonostante i due importanti eventi descritti, anche il fondovalle vede apporti inferiori alla media: - 40,4 mm ad Andalo e - 41,9 mm a Sondrio.



Foto 3: a metà novembre l'accumulo nevoso sul versante meridionale del Bernina è piuttosto deficitario, in particolar modo alla media e bassa quota dove, sul versante a solatio, risulta transitorio. (R. Moiola, 21 novembre 2004).

Photo 3: mid-November the snowdrift on the Bernina southern slope is rather scarce, particularly on middle and low altitudes, whereas on the south side, it is reported to be transitory. (R. Moiola, 21st November 2004).

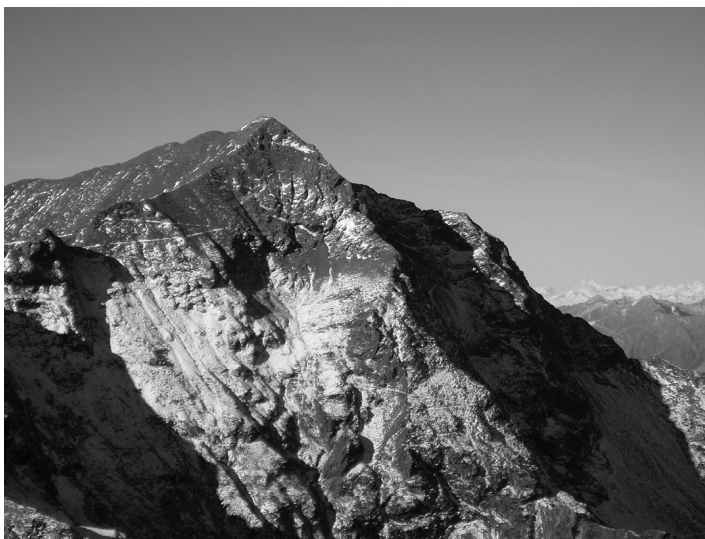
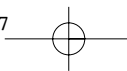


Foto 4: il versante orientale del M. Legnone (2609 m). Nei settori sommitali di media quota, dove l'innevamento riferibile all'evento del 11 novembre è scarso, l'intensa attività eolica ha asportato completamente la neve, che resiste solo nelle zone riparate a quote più basse. (R. Scotti, 21.11.2004).

Photo 4: the eastern slope of Mt. Legnone (2609 m). In the average height summit areas, where the snowfall on 11th November is reported rather scarce, the strong Aeolian phenomenon has totally drifted the snow away which only remains in well-protected low altitude areas. (R. Scotti, 21st November 2004).





Stazione meteorologica / <i>Meteo station</i>	precipitazioni / <i>precipitations</i> (mm) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures</i> (°C) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1798 m	60,2 (- 47,2)	- 0,9 (+ 0,5)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	46,4 (- 28,5)	+ 1,6 (+ 0,7)
Sondrio - 290 m	86,0 (- 41,9)	+ 6,3 (- 0,2)
Andalo Valtellino - 220 m	114,0 (- 40,4)	+ 6,8

Dicembre 2004

Andamento meteorologico generale

L'inverno meteorologico inizia sotto l'influenza di deboli correnti sud-occidentali presenti a tutte le quote, pilotate verso le nostre regioni da una depressione isolatasi sulla penisola iberica. Il flusso atlantico principale scorre a latitudini elevate, trovando l'opposizione di un campo di alte pressioni presente sul vicino Atlantico e nei pressi delle isole britanniche. Le temperature si mantengono dunque relativamente alte, mentre le precipitazioni risultano tutt'altro che abbondanti a causa della blanda circolazione depressionaria. Sul finire della prima decade del mese sulle regioni alpine si hanno condizioni di tempo stabile e mite grazie alla presenza di una cellula anticiclonica sull'Europa centrale, mentre una struttura depressionaria sganciata dal flusso principale insiste sulle regioni mediterranee, apportando abbondanti precipitazioni. Tale situazione rimane immutata fino giorni 16 e 17 quando l'abbassamento del flusso perturbato atlantico provoca un temporaneo guasto del tempo. Le successive correnti settentrionali ristabiliscono condizioni di tempo secco ma progressivamente più freddo. La situazione muta con l'ingresso delle festività natalizie: una forte depressione Nord-atlantica inizia a interessare le regioni settentrionali italiane apportando le prime precipitazioni già nel corso della giornata del 25. L'ingresso di freddi venti Nord-atlantici innesca lo sviluppo di una moderata depressione che influenza il tempo sull'Italia fino al giorno 28, quando questa si allontana verso E e fa affluire freddi venti nord-orientali, con conseguente discesa delle temperature verso valori più consoni al periodo.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

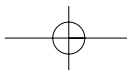
L'intensa perturbazione di fine novembre si prolunga fino al 5 dicembre, apportando ulteriori 10 cm di neve, principalmente sulle Orobie. Il giorno 16 cadono altri 10 cm di neve, ben distribuiti sul rilievo regionale, e fino ai 600 m. Una nuova fase anticiclonica è accompagnata dal primo sensibile calo delle temperature, che perdura fino alla fine del mese, quando la neve imbianca i fondovalle. Nevica il giorno di Natale e nei giorni successivi, con il limite che però si alza fino a 1300-1500 m. La perturbazione si esaurisce il giorno 28, lasciando sul terreno 50-60 cm di neve sulle Orobie. Negli altri settori, anche questa volta, gli accumuli sono notevolmente inferiori, soprattutto in Alta Valle. Questa rimarrà comunque l'ultima vera perturbazione dell'inverno 2004-2005, visto che i due mesi successivi risulteranno eccezionalmente poveri di precipitazioni. I dati di sintesi delle stazioni mostrano bilanci pluviometri negativi, mentre dal punto di vista termico il mese è di poco sotto la media in quota (- 0,1 °C Sils, - 0,2 °C S. Antonio) e più caldo del solito a Sondrio (+ 0,7 °C).

Stazione meteorologica / <i>Meteo station</i>	precipitazioni / <i>precipitations</i> (mm) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures</i> (°C) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1798 m	33,8 (- 24)	- 5,0 (- 0,1)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	12,7 (- 17)	- 1,8 (+ 0,7)
Sondrio - 290 m	41,0 (- 13,6)	+ 2,1 (- 0,2)
Andalo Valtellino - 220 m	42,2 (- 11,7)	+ 2,4

Gennaio 2005

Andamento meteorologico generale

Con il nuovo anno si affaccia dal vicino Atlantico un'alta pressione di origine dinamica che regala giornate soleggiate, specie sui monti e in collina, mentre al suolo si hanno condizioni di tempo più freddo e umido a causa dell'inversione termica. Tale struttura perdura, pur con lievi modifiche di configurazione, fino alla metà del mese. Dal giorno 18, una saccatura facente capo alla depressione semipermanente d'Islanda transita sulle regioni settentrionali italiane, apportando qualche lieve fenomeno. Le correnti settentrionali che seguono riportano tempo bello e soleggiato seppur molto ventoso. Il giorno 19, complice l'espansione dell'alta pressione sull'Europa Centrale, forti venti da NW investono le regioni alpine con föhn nelle vallate centro-occidentali e, fatto poco frequente, fino a Trento. Il vento soffia con notevole intensità per più giorni, diminuendo di vigore solo il 27, quando il flusso, fattosi più orientale, interessa maggiormente le regioni adriatiche e porta un forte calo termico. Forti venti settentrionali si ripresentano già il giorno 30 a causa dell'ennesima espansione verso N dell'anticiclone atlantico.



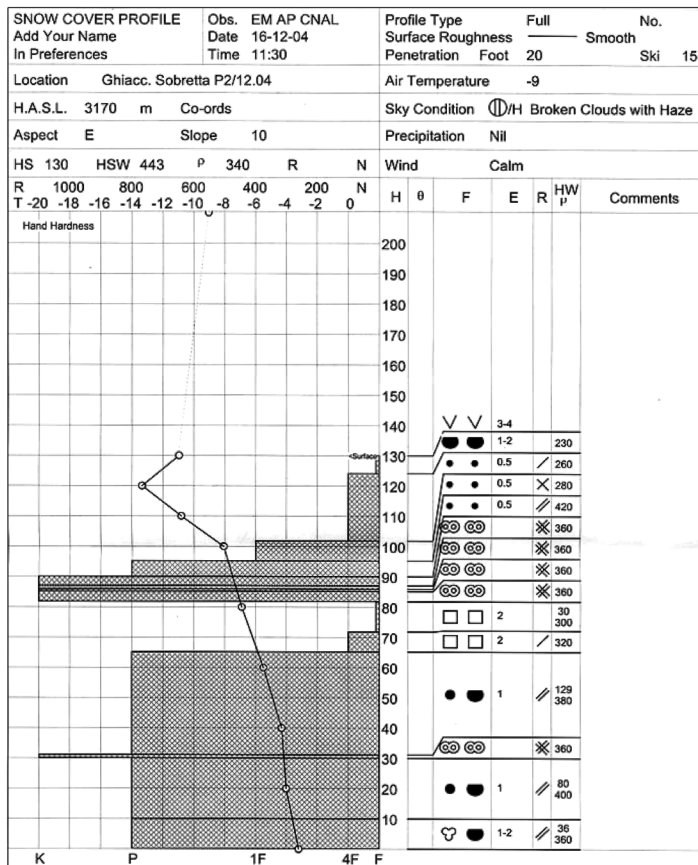


Fig. 8: il profilo nivologico del 16 dicembre 2004 al M. Sobretta (Ghiacciaio Alpe Sud) mostra uno strato basale di 65 cm (densità 360-400 kg/m³) sovrastato da uno strato debole di 10 cm. Una serie di croste da vento sostiene lo strato superficiale di neve nuova a bassa resistenza e densità.

Fig. 8: the snow cover profile on 16th December 2004 on Mt Sobretta (Alpe Sud Glacier) shows a basal 65 cm stratum (density 360-400 kg/m³) covered by a 10 cm weak stratum. A group of wind crusts support the surface layer of low resistance and density fresh snow.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

L'anno 2005 inizia nel peggiore dei modi per le sorti dell'esiguo manto nevoso stagionale: il vento da N irrompe già il giorno 2 e imperversa fino al 7. L'episodio è estremamente deleterio per la compagine nevosa risalente all'episodio di fine dicembre. Il mese prosegue fra ponti anticiclonici e tempeste di föhn (13, 19-22 e 25-26). In queste condizioni solo il livignasco riceve qualche modesto accumulo. Come sovente accade, un periodo di scarse precipitazioni è accompagnato da basse temperature che indeboliscono i modesti strati nevosi al suolo promuovendo processi di ricostruzione dei cristalli di neve a tutte le quote. Due soli sono gli episodi perturbati: il giorno 18 una breve nevicata da W porta 5-10 cm di neve fresca in pianura, che viene però del tutto asportata dal föhn dei giorni successivi, tanto che il 23, data del secondo e ultimo episodio nevoso mensile, la neve nuova (10 cm sulle Orobie, 5 cm altrove) si depositerà direttamente sul vecchio e maltrattato manto nevoso di inizio inverno. Il mese si conclude con l'ennesima tempesta di föhn. Quasi nullo dal punto di vista precipitativo, freddo e ventoso, il gennaio 2005 verrà ricordato come uno dei mesi invernali più penalizzanti per i ghiacciai lombardi. A S. Antonio, cadono 7,1 mm, mentre la temperatura risulta di 0,8 °C sotto la media. Migliore il dato pluviometrico di Sils/Maria, ottenuto grazie ai frequenti sfondamenti da N, ben peggiore quello delle zone più meridionali: Sondrio e Andalo chiudono con precipitazioni inferiori ai 5 mm e deficit mensili superiori ai 40 mm.

Stazione meteorologica / Meteo station	precipitazioni / precipitations (mm) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
Sils/Maria - 1798 m	36,0 (- 11,7)	- 7,3 (- 0,9)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	7,1 (- 15,6)	- 3,2 (- 0,8)
Sondrio - 290 m	4,0 (- 40,4)	+ 0,8 (+ 0,0)
Andalo Valtellino - 220 m	5,0 (- 37)	+ 1,5



Foto 5: Valle dell'Alpe (Valfurva), nei pressi del Ghiacciaio Alpe Sud, sito nivologico principale della Lombardia. In alta quota l'erosione eolica ha buon gioco sugli accumuli nevosi: nell'immagine una valletta che il vento ha riempito di neve asportata. La superficie con leggeri solchi contraddistingue la neve di fine ottobre (freccia). (R. Scotti, 11 gennaio 2005).

Photo 5: Valle dell'Alpe (Valfurva), around the Alpe Sud Glacier, where the main snow site in Lombardy is located. At high altitude the Aeolian erosion partly affects the snowdrifts: in the photo we can see a small valley filled with in-blown snow by the wind. The surface with slight grooves characterises the snow in late October. (R. Scotti, 11th Gennuary 2005).

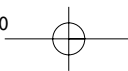
Febbraio 2005

Andamento meteorologico generale

Prosegue il trend del mese precedente, con forti venti dai quadranti settentrionali a causa della costante presenza dell'alta pressione atlantica estesa dalle Azzorre all'Islanda. Tale struttura, tuttavia, ruotando in senso orario e fondendosi con l'alta pressione russa, fa sì che i venti si dispongano da quadranti più orientali con un conseguente forte calo termico. La situazione rimane immutata fino al termine della prima decade, quando una saccatura proveniente dalla scandinavia entra franca sul Mediterraneo centrale favorita dal ritirarsi dell'alta pressione a W delle isole britanniche. Si ha qualche nevicata. Successivamente, sino a fine mese, prevalgono venti forti da N e assenza, sul versante alpino meridionale, di precipitazioni degne di nota.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Febbraio non porta alcun cambiamento meteorologico sostanziale. Delle umide e propizie correnti atlantiche non vi è traccia. Si continua nel deleterio balletto fra inutili correnti orientali, pause anticicloniche e *sfavoniate* improvvise: nulla di peggio per i ghiacciai in un mese invernale. Dal 20 al 25 correnti sud orientali leggermente più umide riescono a produrre qualche nevicata (in 5 giorni cadono dai 15 ai 30 cm sulle Orobie e quasi nulla altrove). D'altro canto, le temperature costantemente basse continuano a favorire l'inesorabile processo di ricostruzione del manto nevoso: a fine mese, dove è ancora presente, alla media e bassa quota lombarda esso è formato quasi elusivamente da cristalli di brina, inconsistenti e inutili ai fini nivoglaciali. I dati dalle stazioni montane forniscono un quadro desolante: Sils chiude il mese con 16,7 mm, S. Antonio con 4,2 mm. Sul fondovalle il mese risulta pluviometricamente nullo: Andalo registra 0,7 mm, mentre a Sondrio rimane completamente all'asciutto. Le temperature sono invece rigidissime, soprattutto in quota, tanto che la media mensile di - 5,3 °C di S. Antonio Valfurva è la più bassa dall'inizio delle rilevazioni nel 1987, ben 4 °C meno della norma. Anche Sils registra uno scarto dalla media di - 3,1 °C.



Stazione meteorologica / Meteo station	precipitazioni / precipitations (mm) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
Sils/Maria - 1798 m	16,7 (- 21,3)	- 9,3 (- 3,1)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	4,2 (- 17,4)	- 5,3 (- 4,0)
Sondrio - 290 m	0,0 (- 42,5)	+ 2,5 (- 1,1)
Andalo Valtellino - 220 m	0,7 (- 60,5)	+ 2,9

Marzo 2005

Andamento meteorologico generale

Un'intensa massa fredda staziona sull'Europa con temperature alquanto basse per la stagione. Sul vicino atlantico, una forte zona anticiclonica favorisce l'arrivo di aria gelida di diretta estrazione polare. Il tempo subisce un moderato peggioramento attorno al giorno 4 per l'ingresso sulle regioni settentrionali italiane di una blanda depressione, con nevicate diffuse fino al piano. Il tempo si ristabilisce velocemente, mantenendosi freddo e secco fino alla metà del mese, allorché l'alta pressione di blocco presente sull'Atlantico, che ha condizionato il tempo sull'Europa nei due mesi precedenti, viene scalzata da una rinvigorita depressione islandese la quale, espandendosi verso le Azzorre, favorisce la rimonta sull'Italia di un'alta pressione subtropicale. Si ha quindi un notevole incremento termico in tutte le regioni. Pur variando le masse d'aria che influenzano l'Italia, gli apporti precipitativi rimangono sempre assai modesti. Solo gli ultimi giorni del mese, con l'ingresso sulle nostre regioni di aria più umida in un contesto debolmente depressionario, si ha qualche precipitazione degna di nota.

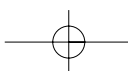


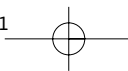
Foto 6: i conoidi di accumulo del Ghiacciaio delle Rosole, alimentati dalle valanghe della parete S del M. Cevedale, contengono materiale lapideo (freccie): il terriccio e la roccia prendono il posto nella neve anche nella stagione invernale! (18 marzo, R. Scotti).

Photo 6: snowdrifts cones of the Rosole Glacier, made bigger by the avalanches of the south slope of Mt Cevedale contain stony material: mould and rock can be found in the snow even in wintertime! (18th March 2005, R. Scotti).

Dati e commenti dalla montagna lombarda

La primavera meteorologica si presenta con caratteristiche spiccatamente invernali tanto che il giorno 3, in concomitanza con una nevicata di 10-15 cm, il termometro non sale mai sopra lo zero neppure nei fondovalle (*giornata di ghiaccio*): la prima decade del mese è degna di nota proprio per le temperature estremamente basse. La fase perturbata è seguita, al solito, da intensi venti di föhn, che spazzano senza pause le vette e i fondovalle dal 6 al 13. Superato questo periodo sostanzialmente asciutto, arriva il primo vero caldo stagionale: un anticiclone subtropicale invade l'Europa meridionale garantendo per più giorni temperature miti e cieli sereni. Il giorno 19 si toccano addirittura 27,4 °C di massima a Sondrio. La tremenda carenza di innevamento, parzialmente mascherata fino qui dalle basse temperature, si palesa in tutta la sua gravità. La neve, di pessima qualità cristallografica, abbandona velocemente i pendii, risalendo oltre i 1500 m di quota sui versanti in ombra e fino a 2700 m su quelli meridionali. Al *sito nivologico* del M. Sobretta i 109 cm del 18 febbraio rimangono tali il 18 marzo, con un modesto incremento di densità. Dal giorno 23 una debole fase perturbata interessa i monti lombardi: fino al 28 non si





assiste che a brevi rovesci e deboli nevicate oltre i 1800-2000 m, mentre il 29 passa il fronte freddo apportando accumuli più consistenti solo nelle Orobie occidentali, tanto che i 32 mm di pioggia caduti ad Andalo equivalgono a soli 10-20 cm di neve sui ghiacciai lombardi siti altrove. Il limite delle nevicate si attesta sui 1600 m, con un temporaneo abbassamento fino a 1000 m. I dati di riepilogo mostrano un altro mese particolarmente negativo per il glacialismo: 22 mm a Sils, 16 mm a S. Antonio, 24 mm a Sondrio, vale a dire circa la metà della media mensile. Anche questo mese risulta proporzionalmente più freddo in quota rispetto al fondovalle.

Stazione meteorologica / <i>Meteo station</i>	precipitazioni / <i>precipitations (mm)</i> (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures (°C)</i> (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1798 m	22,2 (- 20,8)	- 3,0 (- 0,7)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	16,5 (- 10,9)	+ 0,6 (- 1,6)
Sondrio - 290 m	24,0 (- 28,9)	+ 8,2 (+ 0,8)
Andalo Valtellino - 220 m	48,5 (- 20,2)	+ 8,3 °

Aprile 2005

Andamento meteorologico generale

I primi giorni del mese vedono una zona di alta pressione con fulcro sull'Europa centrale: ne segue un tempo secco e fresco. Con il passare dei giorni, l'avvicinarsi progressivo di una saccatura atlantica apporta sulle regioni alpine aria più umida e mite: una perturbazione atlantica interessa le regioni settentrionali italiana attorno al 10 del mese con discrete precipitazioni. Tale depressione ha il merito di fare da "apripista" per una serie di fronti che interessa le Alpi in tutta la seconda decade, con buoni accumuli. Il mese si chiude con l'espansione di un promontorio subtropicale verso l'Europa centrale che porta temperature molto miti.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Il mese di aprile, pur non cambiando le sorti della stagione di accumulo, presenta numerosi giorni piovosi che non portano però accumuli davvero consistenti. La prima perturbazione giunge il giorno 7 e si esaurisce il 9, lasciando sul terreno dai 30-50 cm di neve del Bernina e dell'Alta Valle ai 60-70 cm delle Orobie, con limite inferiore sui 900-1000 m. Questo episodio, pur modesto, è il più importante dalla fine di novembre 2004. Dopo la tipica pausa favonica, che in questa stagione non provoca troppi danni, si susseguono giornate umide, con isolati rovesci lungo i crinali. Anche al *sito nivologico principale* lo spessore del manto nevoso, dopo 4 mesi di stazionarietà, torna a crescere: il giorno 14 si misurano 157 cm, per un peso totale di 489 kg/m³. Il 16 si apre un periodo perturbato più organizzato che si concluderà il giorno 19 con i primi veri temporali. Sulle Orobie e in Adamello cade complessivamente mezzo metro di neve fresca mentre altrove gli accumuli sono molto variabili, dai 15 ai 30 cm. La neve è ancora in grado di scendere temporaneamente fino a 1000 m. Grazie al vento da N, l'aria si asciuga per qualche giorno, fino a quando la terza perturbazione del mese raggiunge le Alpi: fra il 24 e il 25 cadono 20-30 cm sulle Retiche e 10-20 cm sulle Orobie. Al Sobretta lo spessore cresce ancora, seppur di poco: il giorno 26 si rilevano 165 cm, per un peso di 577 kg/m³. Nonostante i numerosi giorni perturbati, i quantitativi complessivi presso le stazioni meteo sono nella norma a Sondrio e S. Antonio ma ancora sottomedio nella Bassa Valle, di solito più piovosa, e in l'Alta Engadina.

Stazione meteorologica / <i>Meteo station</i>	precipitazioni / <i>precipitations (mm)</i> (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures (°C)</i> (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1798 m	50,9 (- 18,3)	+ 1,4 (+ 0,8)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	58,8 (+ 7,0)	+ 4,7 (+ 0,1)
Sondrio - 290 m	79,0 (+ 13,7)	+ 12,5 (+ 1,0)
Andalo Valtellino - 220 m	82,0 (- 30,9)	+ 12,1

Maggio 2005

Andamento meteorologico generale

Il mese presenta caratteristiche estive fin dagli esordi, con temperature elevate per la stagione. Ciò a causa di un affondo meridiano della depressione islandese verso il Marocco, che attiva una risposta calda subtropicale sul Mediterraneo centrale e l'Italia. Attorno al giorno 10 si ha un ritorno a condizioni meteorologiche più consone a un mese primaverile: una saccatura transita sulle regioni settentrionali italiane apportando precipitazioni. Questa fase, con passaggi perturbati intervallati da schiarite, continua fino alla metà della terza decade. Il giorno 25, infatti, un calo pressorio al largo del Portogallo e la corrispondente onda calda subtropicale di risposta danno il via alla prima ondata di caldo sull'Italia: si raggiungono infatti i 30 °C sulle pianure del Nord e al Centro. Fortunatamente questa fase, pur intensa, ha vita breve. Il passaggio di un veloce fronte freddo apporta refrigerio limitatamente alle zone alpine e prealpine.

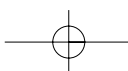




Foto 7: il Ghiacciaio dei Forni ripreso il 1 maggio 2005. In questo punto, a 3250 m, lo spessore del manto nevoso stagionale è di soli 40 cm. Se ne misurano 260 cm a 3450 m, sul plateau superiore del Ghiacciaio del Palon de la Mare. (R. Scotti).

Photo 7: Forni Glacier taken on 1st May 2005. In this area, 3250 m, the thickness of the seasonal snow mantle is only 40 cm. 260 cm are measured at 3450 m, on the upper plateau of the Palon de la Mare Glacier. (R. Scotti).

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Maggio inizia caldissimo, tanto che il primo giorno del mese a Sondrio si registrano 27,8 °C. Il giorno 3 lo zero termico a Milano Linate sale fino a 3729 m. Ai 3315 m della stazione del Corvatsch, in Alta Engadina, si tocca una massima di + 3,4 °C. Questo rialzo, che termina il giorno 5, ha effetti molto deleteri sulla neve vecchia alle medie quote, mentre i bacini superiori dei ghiacciai subiscono i primi deboli processi di fusione-rigelo. Modesti rovesci nevosi provocati da locali temporali permettono infatti al sito nivologico del M. Sobretta di mantenere invariato lo spessore rispetto alla fine di aprile, aumentando leggermente la densità (630 kg/m³ il giorno 5). L'abbassamento delle temperature che si verifica con le correnti da NW porta con sé una spiccata variabilità: si segnalano i temporali del giorno 14, con 15 cm di neve sui rilievi retici e non più di 5 cm nelle Orobie. Dal giorno 16 al 18 le precipitazioni diventano più frequenti e diffuse, soprattutto in Val Chiavenna (più di 60 cm di neve fresca sopra i 2500 m), mentre gli altri settori vedono accumuli variabili fra i 30 e i 50 cm, con il limite che scende fino a 1800 m, imbiancando Livigno. Dopo una breve pausa anticiclonica accompagnata da un modesto rialzo termico, il 23 un nuovo fronte temporalesco porta dai 30 ai 40 cm in Val Chiavenna, Val Masino, Val Malenco e circa 20 cm nei settori più orientali e nelle Orobie. La neve scende fino a 2300 m ma si accumula solo sopra i 2600 m. Questo breve ma intenso fronte chiude la stagione di accumulo 2004-2005: il giorno 26, al *sito nivologico principale* si tocca lo spessore massimo stagionale (175 cm, 707 kg/m³). Nonostante il modesto recupero di aprile e maggio l'accumulo risulta migliore solo del 2002 nella serie iniziata nel 1998. Gli ultimi 8 giorni del mese vedono l'esordio conclamato della stagione di ablazione grazie all'avvento dell'anticiclone subtropicale. Il 28 lo zero termico a Milano Linate supera i 4000 m e al Corvatsch si raggiunge la temperatura di 6,5 °C. I dati delle stazioni campione dicono di un decorso termico mensile nella norma e del solito cronico deficit pluviometrico in bassa valle, mentre sul resto del territorio il mese risulta nella media.

Stazione meteorologica / Meteo station	precipitazioni / precipitations (mm) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
Sils/Maria - 1798 m	90,2 (+ 7,0)	+ 6,5 (+ 0,5)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	55,0 (- 9,0)	+ 10,0 (+ 0,4)
Sondrio - 290 m	84,0 (+ 9,2)	+ 17,9 (+ 2,3)
Andalo Valtellino - 220 m	80,8 (- 44,2)	+ 18,0

B - STAGIONE DI ABLAZIONE

Giugno 2005

Andamento meteorologico generale

La debolezza dell'alta pressione delle Azzorre, laddove dovrebbe avere solide radici, vale a dire sul medio Atlantico, caratterizzerà il tempo di buona parte del mese sulle nostre regioni, con frequenti ondate di caldo di ragguardevole durata e intensità. Già i primi giorni risentono di tale circolazione: le temperature raggiungono valori elevati per il periodo. In una seconda fase, si assiste a intervalli costituiti da rapidi passaggi frontali sulle zone alpine, con conseguente attività temporalesca. Il giorno 15 giunge una saccatura atlantica, con un limitato peggioramento. Dopo questo episodio, sull'Europa occidentale si ha l'espansione di un promontorio subtropicale che determina un notevole incremento termico. Le temperature raggiungono valori molto elevati su tutto il Nord, con massime superiori ai 35 °C in pianura e nelle vallate alpine.

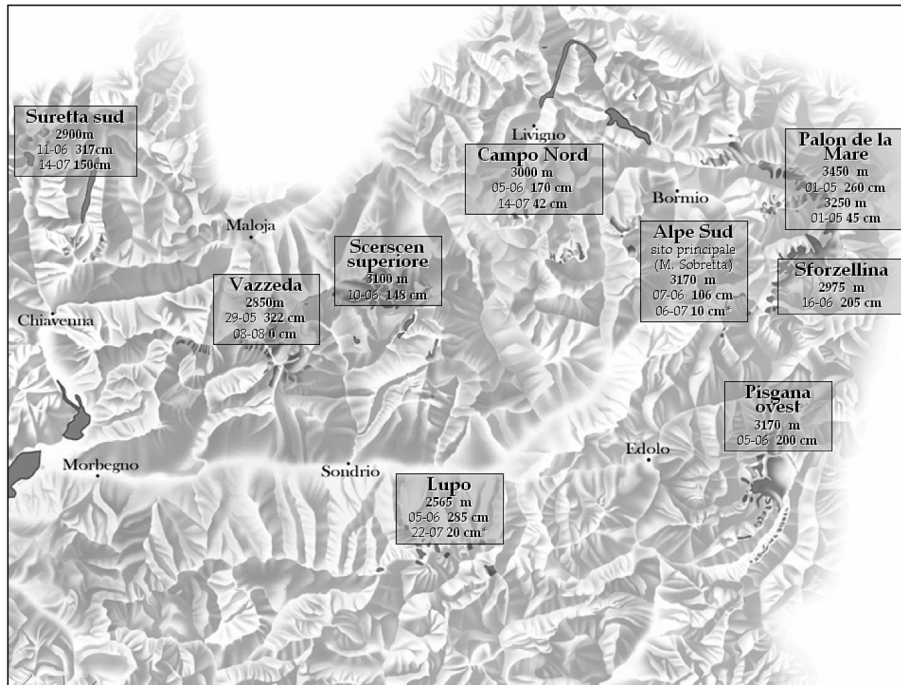


Fig 9: la mappa dei siti nivologici del SGL: il modesto manto nevoso rinvenuto nella tarda primavera (fine giugno) scompare quasi del tutto al controllo di luglio. Solo l'alta Valle Spluga riesce a mantenere un minimo accumulo a metà estate (L. Mottarella).

Fig. 9: the map of the snow sites shows how the simple thickness detected in late springtime (end of June) almost disappears in the month of July. Only the Upper Spluga Valley holds a minimum snowdrift in mid-summer (L. Mottarella).



Foto 8: l'alta Val d'Avio e il bacino artificiale di Pantano d'Avio ripresi il 16 giugno 2005. Già prima dell'ondata di caldo di fine mese la neve stagionale è scomparsa al di sotto dei 2700 m. (R. Scotti).

Photo 8: the Upper Avio Valley and the artificial basin in Pantano d'Avio taken on 16th June 2005. Well before the heat wave at the end of the month, the seasonal snow melted away below 2700 m. (R. Scotti).

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Anche giugno, come il mese precedente, risulta conservativo solo nella sua prima parte. Il rilievo del giorno 7 al *sito nivologico principale* evidenzia come gli ultimi giorni di maggio siano stati penalizzanti per la neve vecchia: dal 26 maggio lo spessore cala infatti di 58 cm. Dal 13 al 15 una modesta perturbazione porta 5-20 cm di neve solo sopra i 3100 m. Il giorno 16, sul Ghiacciaio della Sforzellina la neve è ridotta a 45 cm di spessore nella zona frontale ma aumenta fino a 200 cm nel *plateau* superiore: valori non sufficienti a garantire un bilancio di massa in equilibrio a fine stagione. Le temperature si portano su valori estivi a partire dalla metà del mese, per poi crescere ulteriormente, tanto che, nell'ultima decade, si assiste a una vera e propria ondata di caldo africano. Le temperature salgono vertiginosamente a tutte le quote, lo zero termico per due settimane resta sempre al di sopra dei 4000 m, superando sovente i 4400 m. Ai 3500 m dello Jungfraujoch si tocca l'incredibile valore di 11,8 °C, mentre i fondovalle, grazie a picchi di oltre 36 °C, battono i record degli ultimi anni¹. Il giorno 24 un violento temporale si scatena in Alta Valtellina, scaricando localmente più di 50 mm di pioggia: la neve non cade neppure sulle vette più alte, provocando il dilavamento dell'esiguo manto nevoso stagionale. Con tutta probabilità, è in concomitanza con questo episodio che scompare la neve vecchia al sito nivologico del M. Sobretta, addirittura più precocemente che nel 2003. Anche negli altri settori montuosi gli effetti sono molto simili, tanto che la neve dell'anno si dissolve sotto i 3100-3200 m, e anche a quote superiori sulle pareti più ripide. Così come nel 2004, il bilancio pluviometrico mensile è largamente deficitario: se a S. Antonio il giugno 2004 è stato il più asciutto della serie, il 2005 con i suoi 39,4 mm è solo lievemente migliore. Per le altre stazioni il deficit è ancora più notevole, -128,1 mm ad Andalo, - 72,2 mm a Sils/Maria. La media mensile dello zero termico a Milano Linate è di 174 m oltre la media di riferimento (1973-2005).

Stazione meteorologica / Meteo station	precipitazioni / precipitations (mm) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
Sils/Maria - 1798 m	50,7 (- 72,2)	+ 10,9 (+ 1,8)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	39,4 (- 62,6)	+ 14,4 (+ 1,5)
Sondrio - 290 m	72,2 (- 29,4)	+ 21,9 (+ 3,1)
Andalo Valtellino - 220 m	53,0 (- 128,1)	+ 22,1
Radiosondaggio Quota isobarica	Quota media isobara in m (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
MI Linate 850 hPa	1530,8 (+ 19,6)	+ 13,0 (+ 1,1)
MI Linate 700 hPa	3134,4 (+ 26,8)	+ 2,7 (+ 1,2)

Luglio 2005

Andamento meteorologico generale

Il mese di luglio presenta due facce distinte: la prima relativamente fresca e umida e una seconda calda e secca. La prima decade, infatti, risente dell'influenza di depressioni in transito sull'Europa centrale, favorite dalla latitanza dell'alta pressione delle Azzorre, ritiratasi in pieno Atlantico. Dopo il giorno 10 quest'ultima si espande verso SW, con conseguente tempo stabile e soleggiato, tipicamente estivo. Le temperature sono alte ma in linea con il periodo. Una fase molto instabile si instaura sulle regioni alpine tra il 22 e il 25, con frequenti e forti temporali. La situazione muta alla fine del mese, quando l'ennesimo ritirarsi dell'anticiclone fa sì che una saccatura si isoli al largo delle coste del Portogallo, richiamando sul suo bordo orientale masse d'aria molto calda di diretta estrazione tropicale. Le temperature raggiungono i massimi di tutta l'estate nella regione alpina, con l'isoterma dei 30 °C che raggiunge i fondovalle di media quota e con punte di 36 °C sulla pianura padana.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Luglio porta nuovamente la neve in quota il giorno 1 (una debole spolverata sfiora i 2800 m), il 5 (20-30 cm, con limite inferiore attorno ai 2600 m) e infine il 7, con altri 10-20 cm sopra i 3000 m (fino a 2650 m). Il 6 luglio, al sito nivologico del M. Sobretta, 16 cm di ghiaccio sono già finiti nel Frodolfo, mentre 10 cm di neve fresca riparano temporaneamente il ghiaccio dalla fusione. Si ripete per il terzo mese consecutivo una prima parte più fresca: le temperature tornano infatti sopra i 30 °C solo a partire dal giorno 15, anche se già il 19 si ha un nuovo impulso freddo, con neve sopra i 2600 m e accumuli localmente superiori ai 30-40 cm. Dopo alcuni giorni caldi, il 23 un altro fronte da N porta la neve intorno ai 2900 m. L'insieme di questi apporti non

¹ riferiti al mese di giugno. Sondrio, con la massima di 36,4 °C del 28 giugno 2005, batte il record di 36,1 °C del 25 giugno 2003. La stazione di Morbegno (Consorzio Adda) registra il 28 una massima di 36,6 °C. Il 25 giugno 2003 la stazione ARPA (posta nelle vicinanze) aveva segnato 35,7 °C, mentre il 22 giugno 2002 la medesima stazione aveva fermato la colonnina di mercurio a "soli" 32,9 °C.

consente però un bilancio nivologico mensile in equilibrio; anche a causa delle pessime condizioni cristallografiche, infatti, la neve scompare rapidamente dai *siti nivologici*: al Ghiacciaio del Lupo (Orobie) si passa dai 285 cm del 5 giugno a soli 20 cm, al Suretta (Spluga) dai 317 cm dell'11 giugno ai 150 del 14 luglio. Nello stesso giorno vengono misurati 42 cm al Ghiacciaio di Campo Nord (Livigno). Nei giorni seguenti una intensa ondata di caldo investe le Alpi lombarde azzerando la neve in tutti i siti nivologici con l'eccezione di quello del Ghiacciaio di Suretta. Le temperature in quota sono elevatissime: il giorno 28 lo zero termico tocca i 4745 m e il 30 luglio la stazione del Vioz (TN, a 2950 m) fa segnare la strabillante massima di 15,7 °C. A fine mese, lo zero termico a Milano Linate supera di 15 m la media di riferimento.

Stazione meteorologica / Meteo station	precipitazioni / precipitations (mm) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
Sils/Maria - 1798 m/s.l.m.	91,8 (- 13,0 mm)	+ 11,4 ° (+ 0,2 °)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m/s.l.m.	103,0 (- 3,3 mm)	+ 15,2 ° (+ 0,4 °)
Sondrio - 290 m/s.l.m.	96,2 (- 0,3 mm)	+ 22,5 ° (+ 1,3 °)
Andalo Valtellino - 220 m/s.l.m.	71,0 (- 61,6 mm)	+ 23,1 °
Radiosondaggio Quota isobarica	Quota media isobara in m (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)	temperatura / temperatures (°C) (variazione rispetto alla media / variation versus mean value)
MI Linate 850 hPa	1513,2 (- 13,8 m)	+ 15,1 ° (+ 0,6 °)
MI Linate 700 hPa	3126,9 (- 12,0 m)	+ 4,3 ° (+ 0,1 °)

Agosto 2005

Andamento meteorologico generale

I primi giorni del mese risentono ancora parzialmente di un flusso di correnti molto calde di origine subtropicale, innescate da una saccatura iberica che poi evolve verso il Nord Italia, interessandolo nei giorni successivi. Questa variazione della dislocazione dei centri barici influenza buona parte del mese, esponendo le regioni alpine a frequenti irruzioni di aria fresca dai quadranti settentrionali e che portano diffusa instabilità. Condizioni più perturbate si hanno intorno al 20 del mese, quando una depressione di origine Nord atlantica apporta precipitazioni diffuse per alcuni giorni. Solo verso la fine del mese il tempo diviene più stabile, grazie all'espansione dell'anticiclone azzorriano, fino a quel momento assente dalla scena estiva europea.



Foto 9: il Palon de La Mare dopo l'importante nevicata del 19-23 agosto 2005: il ghiacciaio omonimo è coperto da 55 cm di neve fresca, fino alla fronte. (G. Cola, 24 agosto 2005).

Photo 9: Palon de la Mare after a heavy snowfall on 19th-23rd August 2005: the glacier is covered with 55 cm of fresh snow, up to the front. (G. Cola, 24th August 2005).

Dati e commenti dalla montagna lombarda

Il mese di agosto 2005 verrà ricordato come uno dei più rigidi degli ultimi anni. Numerose irruzioni fredde mantengono lo zero termico quasi sempre al di sotto dei 4000 m, mantenendo una *snow-line* temporanea attestata sui 3200-3300 m di quota, al di sopra della quale, nei settori con esposizione favorevole, la stagione di ablazione si conclude anticipatamente. Le frequenti, modeste nevicate iniziano già il giorno 2 e proseguono il 3 quando il limite si abbassa a 3100 m. Gli apporti denotano la variabilità tipica dei fenomeni temporaleschi e non superano comunque i 15 cm. Nei giorni successivi il tempo non si mette al bello: forti correnti in quota lasciano trasparire poco sole e le temperature rimangono basse. Dall'11 al 15 l'instabilità si fa ancora più marcata, tanto che sui crinali retici, quotidianamente, si registrano deboli nevicate sopra i 3000-3300 m. L'orizzonte glaciale posto al di sotto dei 3000 m, pur godendo in parte delle basse temperature, viene decisamente penalizzato da piogge dilavanti. Nelle Orobie, per esempio, complice la scomparsa precoce dell'accumulo stagionale, si assiste a un vero disastro glaciologico, con l'erosione accelerata anche del firn delle stagioni precedenti. Le correnti settentrionali, che il giorno di Ferragosto hanno portato a deboli nevicate per sfondamento sui crinali di confine, persistono fino al 18, quando l'instabilità provoca modeste precipitazioni nevose oltre i 3000 m. Non è che la prova generale per la nevicata estiva più importante dell'anno: dal 19 al 23, infatti, una intensa perturbazione temporalesca apporta nevicate soprattutto in Alta Valle, e le correnti, inizialmente Sud occidentali, ruotano rapidamente prima da SE e quindi da NE. La Svizzera orientale, la Baviera e l'Austria vengono investite da piogge alluvionali che provocano lo straripamento di numerosi corsi d'acqua. L'evento perturbato colpisce in particolare modo i settori di Livigno e dell'Ortles Cevedale, dove cadono dai 40 ai 60 cm di neve fresca sopra i 3000 m (a tratti la neve scende fino a 2600 m). Più a W i quantitativi diminuiscono man mano fino a diventare nulli sulle Orobie, dove i rilievi più elevati sono ricoperti di grandine. Successivamente le temperature aumentano un poco e lo zero termico va nuovamente a sfiorare i 4400 m a fine mese. L'ultima nevicata si ha il giorno 27 (20-30 cm oltre i 3100 m). I dati mostrano come il mese sia stato solo di poco più piovoso rispetto alla norma nelle stazioni in quota. Le temperature sono invece decisamente sotto la media: per trovare un agosto più fresco a Sils/Maria bisogna tornare al 1979, al 1996 a S. Antonio. Nell'Ortles-Cevedale, oltre i 3300 m, si stima una sommatoria mensile di neve fresca superiore a 1 m. Nonostante l'andamento nivo-meteorologico mensile piuttosto favorevole (zero termico: - 179 m), al *sito nivologico principale* fondono 75 cm di ghiaccio tra il 28 luglio e il 30 agosto: un valore molto elevato.

Stazione meteorologica / <i>Meteo station</i>	precipitazioni / <i>precipitations</i> (mm) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures</i> (°C) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1798 m	121,7 (- 1,7)	+ 9,7 (- 1,9)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	122,6 (+ 26,2)	+ 13 (- 1,8)
Sondrio - 290 m	66,0 (- 48,2)	+ 20,5 (+ 0,1)
Andalo Valtellino - 220 m	118,0 (- 37,3)	+ 20,1
Radiosondaggio Quota isobarica	Quota media isobara in m (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures</i> (°C) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
MI Linate 850 hPa	1508,6 (- 19,8)	+ 13,2 (- 1,1)
MI Linate 700 hPa	3112,1 (- 27,5)	+ 2,8 (- 1,3)

Settembre 2005

Andamento meteorologico generale

Il primo mese dell'autunno meteorologico si apre con connotazioni estive: temperature ancora elevate e tempo bello, influenzato da un'espansione dell'alta pressione sub-tropicale verso l'Europa centrale e, quindi, l'Italia. L'alta pressione ha però vita breve, tanto che attorno al giorno 7 si assiste all'affondo di una depressione atlantica sulla Francia con conseguente interessamento delle regioni settentrionali italiane. Le temperature ancora abbastanza alte consentono precipitazioni nevose solo a quote relativamente elevate. Si hanno comunque discreti apporti, favoriti anche dalla stazionarietà della depressione a W dei mari italiani. La situazione meteorologica guarisce solo dopo il giorno 13 con l'espansione di un temporaneo cuneo anticiclonico, che garantisce bel tempo per qualche giorno. Dal 16, infatti, l'alta Italia è interessata da una nuova saccatura che condiziona il tempo sulle regioni alpine fino al giorno 20, con precipitazioni e calo termico. L'ultima decade del mese è caratterizzata da tempo discreto e temperature in moderata riduzione, grazie all'influenza di una vasta figura anticiclonica che si protende dal vicino Atlante alla Russia.

Dati e commenti dalla montagna lombarda

L'ablazione riprende nei primi giorni di settembre, quando le temperature ricominciano a salire e l'alta umidità non permette un efficace rigelo notturno. Mancano del tutto le correnti settentrionali e le giornate di sole si contano sulle dita di una mano. Intanto deboli rovesci o temporali riportano la pioggia fino a 3400-3500 m,

erodendo la neve di fine agosto. Dal 9 al 12 l'ingresso di un fronte temporalesco reca piogge più consistenti, soprattutto sulle Orobie. Il limite delle nevicate scende gradualmente da 3300 m a 2700 m, depositando sui ghiacciai accumuli variabili fra i 10 e i 20 cm. Dal 13 al 16 una breve ma intensa ondata di caldo riporta lo zero termico oltre i 4400 m: è l'ultimo picco dell'ablazione estiva. Il giorno 17, l'ingresso di aria di origine artica dalla Valle del Rodano innesca nuovi temporali accompagnati da un calo delle temperature: la neve scende fino a 2300 m. Gli accumuli a 2700 m sono di circa 10 cm (20-30 cm oltre i 3000 m). I giorni successivi, fino alla fine del mese, presentano condizioni anticicloniche con temperature nella norma. L'ablazione continua comunque fino ai primi di ottobre quando una intensa perturbazione ne segnerà la fine effettiva. Lo zero termico a Milano Linate è sotto la media di 95 m, in parziale antitesi con i dati delle stazioni terrestri che mostrano invece temperature sopra la media (+ 1 °C a S. Antonio e + 1,2 °C a Sils) dimostrando come, in alcune situazioni, questo parametro non sia del tutto applicabile alla montagna lombarda.

Stazione meteorologica / <i>Meteo station</i>	precipitazioni / <i>precipitations</i> (mm) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures</i> (°C) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
Sils/Maria - 1798 m	50,6 (- 47,3)	+ 8,8 (+ 1,2)
S. Antonio di Valfurva - 1360 m	63,9 (- 8,7)	+ 11,4 (+ 1,0)
Sondrio - 290 m	99,0 (+ 8,5)	+ 18,8 (+ 1,4)
Andalo Valtellino - 220 m	108,0 (- 30,0)	+ 18,7
Radiosondaggio Quota isobarica	Quota media isobara in m (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)	temperatura / <i>temperatures</i> (°C) (variazione rispetto alla media / <i>variation versus mean value</i>)
MI Linate 850 hPa	1527,0 (+ 6,7)	+ 10,9 (- 0,1)
MI Linate 700 hPa	3120,8 (+ 6,8)	+ 1,3 (- 0,5)

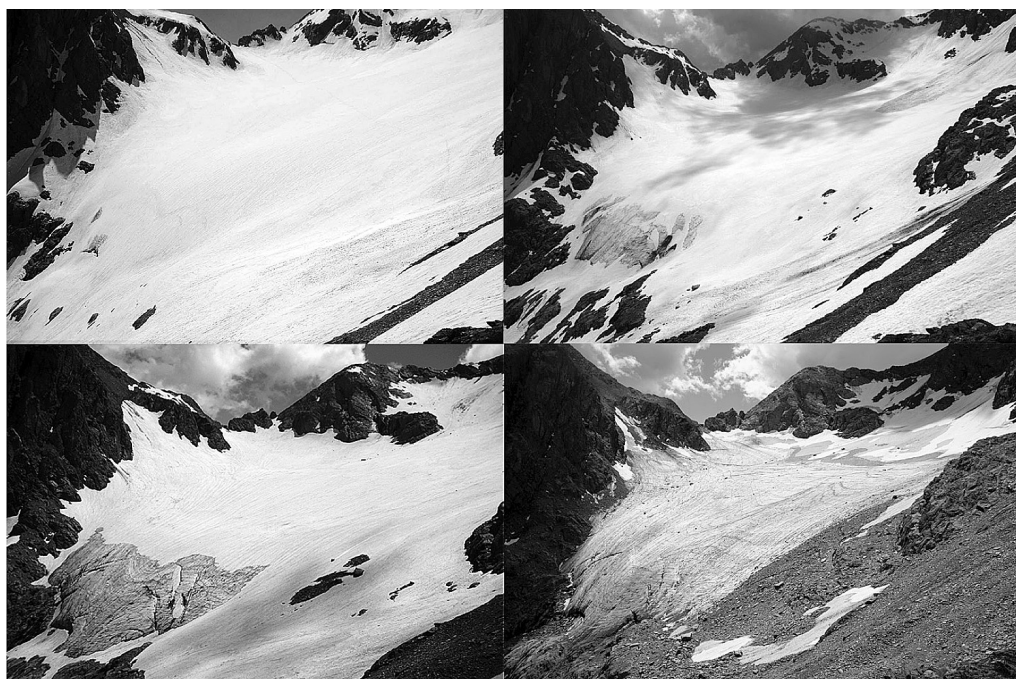


Foto 10: Ghiacciaio del *Lupo*, sito nivologico delle Orobie valtellinesi. Il confronto fra il 2004 (a sinistra) e il 2005 (a destra) chiarisce quanto sia stata disastrosa la stagione nivologica 2004-2005 per i ghiacciai di bassa quota. Anche se non appare dal confronto fotografico, lo spessore del manto nevoso a inizio giugno 2005 è già più scarso che alla fine di luglio 2004. (in alto a sinistra: 18.06.2004; in alto a destra: 05.06.2005; in basso a sinistra: 25.07.2004 e in basso a destra: 22.07.2005).

Photo 10: *Lupo* Glacier, snow site located on the Orobic Alps in Valtellina. The comparison between 2004 (to the left) and 2005 (to the right) shows how devastating the snow season 2004-2005 was in low mountain glaciers. The thickness of the snow mantle in early June 2005 is far thinner than in late July of the previous year. (at the top on the left: 18.06.2004; at the top on the right: 05.06.2005; at the bottom on the left: 25.07.2004 and at the bottom on the right: 22.07.2005).



8 - BIBLIOGRAFIA

Fonti dei dati meteorologici e nivologici

ARPA LOMBARDIA - 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.

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

VALTLINE (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 dai meteo-amatori dell'Associazione Meteonetwork. Un sentito ringraziamento per la collaborazione va a: Paolo Pagliardi, Giuseppe Cola, Corrado Scolari, Angelo Molteni, Massimo Urso, Fabio Pozzoni, Francesco Rota Nodari, Virgilio e Diego Rava, Franco Scotti, Stefano Losa, Matteo Mazza, Luca Colzani, Enrico Bertoli, Gian Mario Lucini, Davide Patriarca, Gianluca Bertoni, Fabio Locatelli, Gianluca Moroni, Giovanni Rovedatti. Un ringraziamento particolare al Dott. Giovanni Kappenberger.

ABSTRACT

Nelle Alpi Centrali italiane, l'anno idrologico 2004-2005, pur in assenza di anomalie eccezionali, ha significato per i ghiacciai lombardi un nuovo episodio di marcato deficit di bilancio. Ciò si deve al succedersi di fasi meteorologiche e nivologiche sfavorevoli alla genesi e alla conservazione dell'accumulo nevoso stagionale. Si sono infatti avuti sia una prolungata siccità invernale, con notevole deficit nivometrico a tutte le quote, sia ripetuti e periodi di vento da Nord, con conseguente erosione del manto nevoso, sia prolungati periodi di basse temperature, che hanno innescato i fenomeni ricostruttivi del manto nevoso. Questi fattori hanno prodotto un accumulo tardo-primaverile scarso e di pessime caratteristiche cristallografiche, che si è dissolto già nella caldissima prima parte dell'estate. L'ablazione è poi ripresa parzialmente in settembre. Ad aggravare la situazione si è aggiunta l'assenza di alimentazione valanghiva. Un mese di agosto fresco e nevoso non è riuscito a riequilibrare in alcun modo questa situazione, se non in limitatissimi settori di alta quota.

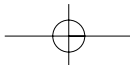
Parole chiave: *Alpi Centrali italiane, anno idrologico 2004-2005*

In Italian Central Alps, the hydrological year 2004-2005 was generally not influenced by abnormal conditions and represented for the glaciers in Lombardy a new case of evident shortage of equilibrium. That is due to different meteorological and snow-related phases unsuitable for the genesis and the persistence of the seasonal snowdrift. Both a condition of prolonged winter drought, with very little snow at every altitude, and persistent cases of north wind with erosion of the snow mantle, and prolonged low temperatures that started the process of remaking of the snow mantle. Such phenomena produced a poor late spring snowdrift with very bad snow crystals melting away well in the very hot early summer. Ablation was partially re-established in September. To make things worse, no avalanches came to increase the amount of snow. Such a cool and snowy August could not re-establish this condition in any way, apart from some fairly restricted areas on high mountains.

Key words: *Italian Central Alps, hydrological year 2004-2005*

Chez les Alpes Centrales Italiennes, l'année hydrologique 2004-2005 a fait enregistrer un bilan déficitaire pour les glaciers de la Lombardie, même si on n'a pas eu des anomalies extraordinaires. On a eu des phases météorologiques et neigeuses qui ont été défavorables à la genèse et à la conservation de l'accumulation de la neige de l'année. En effet pendant l'hiver il y a eu une longue période de sécheresse, avec un déficit de la neige à toutes altitudes ; des périodes avec des vents du Nord, qui ont rongé la couche neigeuse ; des longues périodes avec des températures très basses, qui ont causé des phénomènes de reconstruction de la couche de neige. Ces facteurs ont produit une accumulation insuffisante pendant le printemps, qui avait des caractéristiques cristallographiques mauvaises et qui a disparu pendant la première partie très chaude de l'été. L'ablation a recommencé encore partiellement au mois de septembre. L'absence d'alimentation des avalanches a aggravé la situation. Le mois d'août a été frais et neigeux, mais il n'a pas réussi à équilibrer cette situation, sauf chez des hauts secteurs.

Mots clés: *Alpes Centrales italiennes, année hydrologique 2004-2005*



Riccardo Scotti (*), Andrea Toffaletti (*)

THE HYDROLOGICAL YEAR 2004-2005 IN THE LOMBARD ALPS: SNOW AND METEOROLOGICAL NOTE

Results of the 2005 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. Lojacono, C. Scolari, F. Rota Nodari, F. Roveda, C. Bessi

1 - SUMMARY OF MAIN EVENTS

The course of the hydrological year 2004-2005 in the Italian Central Alps can be defined as follows:

- extensive winter drought with considerable snow-gauge shortage at every altitude.
- frequent and prolonged spells of the North wind characterised by consequent erosion of the snow mantle;
- no avalanches causing glacial accumulation;
- particularly intense ablation in early summer and in September;
- coolness and snowfalls in the month of August

2 - SUMMARY OF THE ACCUMULATION SEASON (OCTOBER-JUNE)

The accumulation time 2004-2005 is characterized by windy and dry spells. After a rather humid October, in which snow fell only at high altitude and a promising early December, the growth of the snow mantle stopped at the end of March. In April some snow fell so as to mitigate an extremely poor period of deposits. The month of May was marked by only one abundant snowfall (days from 16 to 18) and by early summer signs, whereas the month of June - in the last few years actually turned into a time of pure ablation - warm and dry. Through all these months, the North wind has slashed the Alps in Lombardy, frequently blowing strongly after the few winter snowfalls, causing serious damage to the glacial accumulation. In addition to intensity, at times rather excessive, such a frequent phenomenon became stronger in the area of Andalo in the valley-floor of the Valtellina, the föhn wind days were 57 subdivided into 19 spells.

The chilly weather lasting throughout all three winter months has further reduced the snow shortage. Very low temperatures along with scarce snow layers on the ground have started an active remaking process of the snow mantle going as far as the glaciers, not usually affected by this phenomenon². At the end of February, below 3200 metres of altitude, the snow mainly consisted of very thin angular crystals of *depth boar*. Such bad mechanical aspects of the snow mantle shown by higher temperatures in March and in the space of a very few days, winter has literally disappeared from the Lombardy mountains.

Weather stations show very low rainfall values going from 380,6 mm in S. Antonio Valfurva (- 110,0 mm: - 22,6 %) to 643,2 mm in Andalo (- 283,7 mm: - 30,6%). From a thermal point of view, the accumulation season has been colder in the upper-level stations (- 0,1 °C for Sils/Maria and - 0,3 °C in S. Antonio) and warmer in the valley-floor (+ 0,8 °C in Sondrio), due to frequent fall wind days.

Data, figures and comments can show only in part the consequences that such adverse a case has produced in the mountain changing situations. Images may much better reveal some anecdotes. That was the winter when we drove up to 2700 m. in late December in order to check the snow site (or wind site?) of Mount Sobretta, of snow-pipes without which no skiing area would never ever have been opened on occasion of the skiing season, of snowfall fans covered with stone discharges; of water crises affecting the mountain villages which have run dry due to frost and chronic rain shortages. Not much is still to be added but the hope not to go through another monotonous accumulation season.

Fig. 1: see page 108

Photo 1: see page: 109

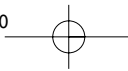
Fig. 2: see page 109

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

After such a poor accumulation season, the glaciology results of that year were all placed in the summer season: in the second half of June, all hope had already gone lost, since the regular incursion of the subtropical anticyclone laid waste all the Alps for 15 days, thus destroying the seasonal bed of snow below 3200 m. The

* Servizio Glaciologico Lombardo & Associazione Meteonetwerk.

² the lapse rate between the glacier and the snow cover surface is usually not able to prime intense reconstructive process, due to low glacier temperatures that isolates the snow cover from geothermal heat.



presence of this meteorological picture over south Europe has been actually one of the reasons for glaciological disasters in the last few seasons. It is rather difficult to expound the causes for such an anomaly : therefore we merely have to record new heat waves and fast melting of the snow mantle.

In July we record frequent snow precipitations but they are not heavy and the snow melts quickly owing to the sudden rises in temperature afterwards. In August, thanks to the high altitude, the meteorological course in the season changes radically, characterised by much heavier snow precipitations (in the period from 19 to 23) and cooler temperatures at every altitude. September, as well as June, is a time of full ablation which has been much more reduced in the second half only.

Photo 2: see page 110

In compliance with what occurred in 2004, the public opinion described the whole summer season as one of the coldest in the last few years. This inaccurate view is only based on the rating in the month of August which for holiday makers was rather cold and stormy. However, it is quite significant to consider the heat in the month of June which came in a very bad period for glacial processes while the sun was shining up in the sky, as well as the short but strong heat waves in July.

The figures gathered at the meteo stations show the relentless phenomenon of poor rainfalls: Andalo has only 350,0 mm (- 257,0 mm: - 42,3 % compared to the average in the period June-September) and is proportionally the most affected area, whereas S. Antonio shows a more limited rainfall (- 48,3 mm: - 12,8 %). From a thermal point of view, these two stations show the same result (+ 0,3 °C); that is a significant figure if we consider the cold rigours during the month of August. On the whole, the ablation season which favoured high altitudes with heavy snow precipitations affecting the circles and glacial fronts characterised by rather scarce and weak rains falling almost everywhere.

Fig. 3 and 4: see page 111

Fig. 5: see page 112

4 - SURVEY BASED ON HISTORICAL DATA ON SILS/MARIA

In conformity with the other sample stations (particularly with S. Antonio Valfurva), as well as the common survey as regards the historical average lasting 141 years (1864-2005), meteorological data in Sils/Maria have also been compared to the average 1988-2005. The two types of rain precipitations do not seem to be so different one from the other, but from a thermal point of view the reference measurements change substantially, since the historical average is reported to be the lowest in the last 18 years. Also the year 2005 and last year were ever so much warmer than they usually are. Throughout the hydrological year, only February and August report under average temperatures; whereas the seasonal margin records + 1 °C. With regard to that, + 2 °C in May, + 2,1 °C in October and + 2,6 °C, are temperatures which make the difference.

As for the summer, the temperature in August (9,7 °C: - 0,6 °C compared to the average) should be considered. One colder month of August could be traced back to 1979 (9°C). However, that month remains a drop in the sea, since all other summer months have been reported to have reached 1 °C in the period between June and September.

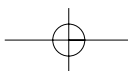
Rain precipitations have not filled up the thermal gaps in any way. During accumulation season, only October reports the above average temperature of + 42,3 mm, whereas the whole shortage in the period October-June reports considerable values (- 151,8 mm: - 23,3 %, compared to the average). This accumulation has been reported since 1996. In summertime, August is the only month reporting a pluviometric average (+ 2,1 mm) even though it cannot contrast with the heavy shortages in June (- 49,6 mm) and September (- 48,5 mm), The summer rain precipitation shortage is proportionally even poorer than the one during the accumulation season: 314 mm of rain fallen between June and September are reported not to have reached 116,3 mm (- 27 %).

5 - CONCLUSIONS

Finally, according to the results issued by the sample-stations and from what has been observed from the ground, it can eventually be said that, even if no exceptional anomalies have been reported, the hydrological year 2005 has shown a new case characterised by a strong shortage in balance in the Lombardy glaciers.

Fig 6: see page 113

Fig. 7: see page 114



6 - MAIN CHARACTERISTICS OF THE METEO STATIONS

<p>Sils/Maria (Upper Engadine, Grisons – Switzerland) Altitude: 1798 m a.s.l. Co-ordinates: 46° 26' N / 09° 46' E Exposure : NW Data provider: MeteoSchweiz</p> <p>The surroundings of Sils/Maria in the valley bottom of Upper Engadine bordering with Val di Fex, are not far from the principal ridge. Even if Upper Engadine is one of the most evident examples of Alpine valleys, it is linked to the South Alpine slope if considered from a hydro meteorological point of view. That is why the rainiest month since 1864 at this site has been November 2002, characterised by strong winds from SW. From over 140 years, it has kept an excellent historical uninterrupted series. In this project also the average 1988-2005 has been considered so as to better relate to the estimated values.</p>	<p>S. Antonio Valfurva (Upper Valtellina, Valfurva, Sondrio – Italy) Altitude: 1360 m a.s.l. Co-ordinates: 46°27' N / 10° 25' E Exposure : S Data provider: Giuseppe Cola (SGL)</p> <p>The meteorological station centrally located if compared to the glaciers in Upper Valtellina has been a considerable landmark for 15 years for snow information of Lombardy Glaciological Service. It is located in the valley bottom in a rather unfavourable hydro-meteorological area compared to the rest of the region. However, it is a typical area of the nearby snow gauge site of Mount Sobretta (Glacier in the South Alps 3180 m.). The historical series refers to 1987/1988-2005. St. Antonio Valfurva (649,2 mm rain each year) is the driest area in Lombardy.</p>
<p>Sondrio (valley bottom in Valtellina – Italy) Altitude: 290 m a.s.l. Co-ordinates: 46° 10' N / 09°52' E Exposure: S (valley bottom) Data provider: Fabio Pozzoni (meteonetwork)</p> <p>The station which has operated since 2002, is located in extra-urban surroundings and is not affected, although quite mildly, by the town heat island. It provides hydro meteorological data for the mountains in Val Marengo, in the Scalino Painale area and in the south part of the massif of Mount Disgrazia. From a thermal viewpoint, the valley bottom location clearly shows the sudden changes caused by the west winds, maintaining a continental thermal condition. Thermal averages refer to climatic values in UCEA station which is also located in an extra-urban area (46° 10 N/09° 50 E, historical series (1951-1971). Pluviometrical values have been calculated by referring to 979,2 mm as annual value of the historical series 1873-1990. Monthly values have been extrapolated on the basis of this annual value along with the data issued by UCEA station.</p>	<p>Andalo Valtellino (valley bottom, Sondrio – Italy) Altitude: 220 m a.s.l. Co-ordinates: 46°08' N / 09° 28' E Exposure: N (valley bottom) Data provider: Riccardo Scotti (SGL)</p> <p>The village which is located at the mouth of the Valtellina, clearly shows the Orobian crest and some part of the Val Chiavenna. The observatory, situated at "I Burnigui", ensures in winter a better exposure to the sun than the village centre. The pluviometric data have been available since July 2003, the thermal data since February 2004. The climate in Lower Valtellina, less continental than the average and Upper Valtellina is affected by the mild influence of the Lario. Rainfall averages are based on the annual data of 1350 mm. Monthly values have been estimated on the basis of this annual value from the historical series 1954/1971 in Monbegno in the province of Sondrio only a few kilometres from the meteorological station.</p>

7 - SNOW AND METEOROLOGICAL REPORT

A - ACCUMULATION SEASON

October 2004

Synoptic situation

The month started with levelled-out pressures, dry weather and average temperatures. In the Atlantic, however, things change: the north Atlantic vortex, in proximity of the Iberian Peninsula keeps off a low pressure area affecting Northern Italy for a few days, bringing extended precipitations, mainly over the western side and opens up an area of depression spreading out from England across to the Alpine territory dragging along new disturbances. Temperatures drop, whereas previously they were high. Relatively steady conditions settle successively but they suddenly deteriorate due to a new deep Atlantic trough off the Portuguese coasts: such a configuration, extending until the end of the month, is characterised by south-western humid and mild winds bringing much rain.

Data and comments from the Lombard Alps

The beginning of the accumulation season occurs on 10th of each month when the snow falls below 3000 m. thus whitening the Stelvio Pass. Subsequently the weather does not settle; with short rainfalls every day. One more weather disturbance comes on the 12th and wears off on the 19th, leaving nearly 40 cm of snow on the ground above 2000 m on the Orobian, whereas the lower level of snowfalls temporarily drops down to 1400 m. From 22nd October to 2nd November the heaviest disturbance in the season occurs. Initially the snow falls only

above 2800-2900 m and reaches 2000-2200 m between 28th and 31st, with lower accumulations at 30 cm. The glacial areas above 3000 m. are covered with an excellent bottom layer measuring about 70-90 cm. On the glacial fronts at average altitude and on the Orobian mountains, the quantity of ice on 12th and 19th forms a thin but strong snow layer, along with a ice layers, whereas far from the glaciers the new blanket is almost completely eroded. In St Antonio Valfurva, a total amount of 140,5 mm of snow falls on the ground (an average of 95,6 mm). In the lower valley even more substantial accumulations are reported: 215 mm at Andalo (an average of 125,7 mm). From a thermal viewpoint, due to continuous, humid, mild Atlantic air streams, the month reaches quite warm temperatures: 7,3 °C (+ 0,9 °C) at St Antonio Valfurva and 5,1 °C at Sils/Maria (+ 1,1 °C). October was particularly positive for the high glacial areas above 3000 m, but it was rather unfavourable for lower uplands where snow precipitations were quite insufficient. Frequent and abundant thunderstorms along with disturbances are noteworthy.

November 2004

Synoptic situation

The month begins with a low pressure area in Western Italian territory, what is left of the extensive depression in late October. It is blocked by an area of high pressure on the eastern side of the peninsula and it gradually wears off locally. In this phase abundant precipitations in the alpine and mid-western pre-alpine areas are reported but they gradually become fewer to the eastern side. Actually 100 mm fallen over the Como mountain areas, as well 30 mm in eastern Lombardy turn out to be considerable figures. In the remaining days of the first decade, the weather is good again and temperatures suddenly drop again due to cold winds blowing from North eastern Europe. Such a circulation causes, in the first days of the second decade, a Mediterranean depression affecting the weather over all alpine regions, bringing the first snow precipitations on mid-low altitudes. Successively steady conditions are reported thanks to the strong Atlantic anticyclone, but rough northern winds and föhn episodes come blowing strong. These are caused by the strong pressure winds blowing between the two alpine slopes. The dry trend is prolonged until the end of the month, when a mild depression circulation, mainly affecting at high altitude, brings the first snow precipitations over the hilly areas.

Data and comments from the Lombard Alps

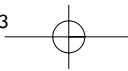
November starts with a strong Atlantic perturbation bringing abundant precipitations on the mountains in Lombardy. On the other hand, such a humid-warm southern wind increases the amount of snowfalls at extremely high altitudes for that time: at times the rain falls up to 3200 m. The quantity of rain is noteworthy: in less than 48 hours, 61 mm of rain fall on Andalo. With this last episode a humid season terminates which was the longest in the last few years. From 7th October to 3rd November in the valley bottom of Valtellina, 23 out of 27 days affected by precipitations are reported: at the snow gauge site of Mt. Sobretta, 103 cm of snow are measured, reporting a total weight of 307 kg/m³; these are average values in ten years' time. After a short and almost warm anticyclone phase, the first föhn storm threatens: from 7 to 9 the wind blowing from the north sweeps off the crests and warms up the valley bottom area. On 11th November the first snow precipitation falls at low altitude (15-30 cm up to 800 m), soon followed by the second heavy fall wind. The föhn featuring the main meteorological situation of the accumulation season, is raging once again, driving away the snow fallen on 11th. Fortunately, at high altitudes, the rain in the early month created some highly cohesive layers which resist the wind force fairly well; accordingly no serious damage on the bottom snow mantle are reported. On 28th a new disturbance set in but it will not get by until 5th December. From 29th to 30th the snow falls again over the low mountains (temporarily up to 1000 m). On most mountains in Lombardy, when the snowfalls stop, some 80 cm of fresh snow remain on the ground. As it often occurs with south eastern airflows, Upper Valtellina remains a critical point, since it has far less abundant snow on the ground compared to the south western areas, as the pluviometrical, monthly results in St Antonio show (- 28,5 mm) and Sils (- 47,2 mm). Despite these two important reported episodes, the valley floor is also covered with less snow if compared to the average: - 40,4 mm at Andalo and 41,9 mm in Sondrio.

Photo 3 and 4: see page 116

December 2004

Synoptic situation

The meteorological winter sets in along with weak south-west airflows blowing over every altitude, driven towards our regions by a low pressure area spread out over the Iberian Peninsula. The Atlantic current flows at high latitudes and runs into a high pressure area over the Atlantic and in proximity of the British Isles. Therefore, temperature are relatively high, but precipitations are generally scarce due to the low pressure



circulation. At the end of the first ten days in the month on the Alpine regions, some good weather conditions are reported and that is due to an anticyclone cell over central Europe, whereas a low pressure area triggered off from the main flow lingers on the Mediterranean regions and brings abundant precipitations. Such a condition remains unchanged until 16th and 17th when the Atlantic atmospheric disturbance sets in causing some temporary bad weather conditions. The subsequent south airflows bring dry weather even though it gets progressively colder. The condition changes with the beginning of Christmas festivities: a strong north Atlantic depression affects the regions of northern Italy, bringing the first precipitations right on 25th December. The passage of north Atlantic winds builds up a moderate depression worsening the weather conditions over Italy until 28th. When such a depression moves away to the East and blows in cold north eastern winds causing a drop in temperatures down to more adequate values for the running season.

Data and comments from the Lombard Alps

The deep perturbation in late November drags on until 5th December, bringing additional 10 cm of snow, mainly on the Orobic Alps. On 16th, more snow rising to 10 more centimetres fell on the ground. They are well spread out over the regional upland and up to 600 m. A new anticyclone phase builds up along with the first slight fall in temperatures lasting until the end of the month when the snow covers the valley floor. The snow falls on Christmas day and on the following days with a rising limit up to 1300-1500 m. The perturbation drifts away on 28th, leaving some 50-60 cm of snow on the Orobic Alps. In other sites, the snowdrifts are substantially inferior, especially in the Upper Valley. However, this remains the very last perturbation in the winter 2004-2005, since the next two months will exceptionally go short of precipitations. The final entries at the station show negative pluviometric results, but from a thermal viewpoint the month temperature is slightly below the average in the mountains (- 0,1 °C Sils, - 0,2 °C St Antonio), in Sondrio it is warmer than usual (+ 0,7 °C).

January 2005

Synoptic situation

With the beginning of the new year, a dynamic high pressure comes from the Atlantic and brings sunny days, mainly over the mountains and hills. On the other hand, colder and damp weather conditions are present on the ground owing to thermal changes. Such a condition is prolonged with slight configuration changes until mid-January. From 18th, a trough leading to Island almost permanent depression, runs over Northern Italy bringing some short precipitations. The successive northern airflows bring fine, sunny weather but much wind as well. On 19th, along with the expansion of the high pressure over Central Europe, strong winds from north-west blow over the alpine regions accompanied by the föhn in central western valleys and rarely enough as far as Trento. The wind blows strong for many days, becoming weaker only on 27th, when it blows more eastwards and affecting mainly the Adriatic regions causing a drop in temperature. Strong north winds blow again on 30th due to the nth expansion northwards of the Atlantic anticyclone.

Fig. 8: see page 118

Data and comments from the Lombard Alps

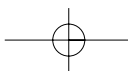
The year 2005 has quite bad beginning for the conditions of the poor snow mantle of the season: the north wind blows strong on 2nd and rages until 7th. Such an episode is rather devastating due to the amount of snow fallen in late December. The month goes by with anticyclone bridges and föhn storms (13, 19-22) and 25-26. In such conditions only the area of Livigno receives some moderate snowdrifts. As it often occurs, a length of time with poor precipitations, is characterised by a drop in temperatures which impair moderate snowdrifts on the ground favouring the remaking of snow crystals at every altitude. Only two are the disturbed episodes; on 18th a short snowfall coming from the West brings 5 to 10 cm of fresh snow down over the plain but it is totally melted by the föhn wind in the following days, so that on 23rd, the day when the second and last snow episode in the month occurred, the fresh snow (10 cm on the Orobic Alps, 5 cm elsewhere) will fall on right over the old and slashed snow mantle in early wintertime. The month ends with the north föhn storm. Barely affected by any precipitation, being cold and windy, January 2005 will be remembered as one of the most critical winter months for the glaciers in Lombardy. At St Antonio, 7,1 mm of snow fall, but the temperature is 0,8 °C under average. The pluviometric data of Sils/Maria is better. This result was given by frequent breaking-down activities from the north, even worse is the result in the more southern areas: Sondrio and Andalo terminate with precipitations lower than 5 mm and monthly shortages higher than 40 mm.

Photo 5: see page 119

February 2005

Synoptic situation

The previous month's trend drags on, characterised by strong north winds due to the constant Atlantic high pressure expanding from the Azores to Iceland. Such a condition circles around clockwise and blends with the



Russian high pressure and causes more winds to blow from the East with a subsequent strong fall in temperature. The condition remains unchanged until the end of the first decade, when a through coming from Scandinavia penetrates the central Mediterranean area favoured by the high pressure setting back to the West of the British Isles. Some snow precipitations occur. Successively, until the end of the month, strong north winds blow but no substantial precipitation can be noted on the southern alpine slope.

Data and comments from the Lombard Alps

February does not show any considerable meteorological change. No trace can be noticed of the humid and favourable Atlantic airflow. The harmful "coming and going" of useless western airflow, anticyclone intervals and sudden is carried on. Nothing can be worse for glaciers in a winter month. From 20th to 25th, slightly damper south-west currents bring some snowfalls (in 5 days 15 to 30 cm snow fall on the Orobic Alps and hardly any snow elsewhere). On the other hand, constantly low temperatures tend to favour the inevitable process of remaking of the snow mantle. At the end of the month, where some of it is still to be seen, on middle and low Lombardy mountains it is almost entirely made up of frost crystals, which are useless and flimsy from a snow gauge point of view. The data issued at the mountain station show a gloomy picture: Sils closes the month with 16,7 mm, St Antonio with 4,2 mm. Over the valley bottom that month is almost entirely rainless: Andalo records 0,7 mm, whereas in Sondrio no rain precipitation occur. But temperatures are severe, particularly in the mountains; so much that the monthly average of - 5,3 °C in St Antonio Valfurva has been the lowest degree since the beginning of the recordings in 1987; namely 4 °C less than usual. Also Sils records a difference from the average of - 3,1 °C.

March 2005

Synoptic situation

A deep cold mass lingers over Europe characterised by rather low temperatures for the season. Over the Atlantic, a strong anticyclone area lets in some chilly air coming from the Pole. The weather becomes worse towards the 4th due to the passage over the North Italian regions of a mild depression with extensive snowfalls over the plain, as well. The weather settles very quickly and remains cold and dry until mid-March, when the block high pressure over the Atlantic conditioning the weather over Europe in the two previous months, is undermined by a strong Icelandic depression. Such a depression expands across the Azores and lets a new subtropical high pressure system proceed on to Italy. Therefore a new rise in temperature is recorded in all regions. Rain precipitations remain quite moderate, even though the air-masses over Italy change. Only in the last days in the month, thanks to more humid air flowing into a mild depression area, some significant rainfalls occur.

Photo 6: see page 120

Data and comments from the Lombard Alps

Meteorological springtime shows distinctive winter signs, so much that on 3rd, while snow fell up to 10-15 cm, the thermometer never rose above zero, not even in the valley-bottoms (icy day): the first ten days of the month reveal extremely low temperatures. The stormy phase is followed by strong föhn winds sweeping away incessantly mountain-tops and valley-bottoms from 6th to 13th. After this rather dry spell, the very first seasonal warm weather eventually sets in. A subtropical anticyclone spread out over south Europe with mild temperatures and clear skies for many days ahead. On 19th, the highest temperature rises up to 27,4 °C at Sondrio. The shortage of snowfalls is partially unnoticed up to here by low temperatures but manifests itself and show its most serious aspects. The poor-quality crystallographic snow quickly melts down the slopes and falls again over 1500 m on the shady slopes and up to 2700 m on the south slopes. At the snow gauge site of Mt. Sobretta, 109 cm snow fallen on 18th February do not become less on 18th March, showing a moderate rise in density. From 23rd a weak perturbation system affects the mountains in Lombardy: until 28th, only short rainfalls and weak snowfalls are recorded above 1800-2000 m, whereas on 29th cold weather sets in, bringing considerable snowdrifts only over West Orobic Alps. That is why 32 mm of rain fallen in Andalo equal to 10-20 cm of snow on other Lombardy glaciers. The snowfall limit proves to be about 1600 m, with a temporary drop in temperature up to 1000 m. The final data show another rather negative month for glaciation: 22 mm at Sils, 16 mm at St Antonio, 24 mm at Sondrio; namely half of monthly average. Also this month is proportionally colder on high mountains than down in the valley.

April 2005

Synoptic situation

The first days of the month are characterised by a high pressure area right over Central Europe. Cool and dry weather follows. As the days go by, an Atlantic trough progressively approaches and blows in damper and milder air over the alpine regions: an Atlantic perturbation affects the Italian northern regions towards 10th of

the month with weak rainfalls. Such a disturbance acts as a “bulldozer” for a series of fronts affecting the Alps for ten days ahead, with good snowdrifts. The month terminates with the expansion of a subtropical promontory towards central Europe bringing very mild temperatures.

Data and comments from the Lombard Alps

The month of April does not modify the course of the snowdrift season and gives many rainy days which do not bring any substantial snowdrifts. The first disturbance sets in on 7th but wears off on 9th, leaving 30-50 cm of snow from Bernina and the Upper Valley 60-70 cm of the Orobic Alps, with lower limit on 900-1000 m. This simple episode, has been the most important from the end of November 2004. After the traditional break, which does not cause any damage at this time of the year, some rather damp days follow with spread-out showers along the crests. Also at the main snow gauge site the thickness of the snow mantle rises up again after many unchanging months. On 14th, 157 cm are measured, with a total weight of 489 kg/m³. On 16th a stormier time breaks in and ends on 19th causing the first real thunderstorms. On the Orobic Alps and on the Adamello half metre of fresh snow fell, but elsewhere snowdrifts are different; from 15 to 30 cm. The snow temporarily falls up to 1000 m Thanks to the north wind, the air is drier for a few days, until the third disturbance of the month sets in over the Alps. From 24th to 25th, 20-30 cm of snow fall on the “Retiche” Alps and 10-20 cm on the Orobic Alps. On the Sobretta the thickness rises up again: on 26th, 165 cm are reported, with a weight of 577 kg/ m³. Despite many stormy days, the total amount at the meteorological stations are regular in Sondrio and St Antonio but still under the average down in the valley which usually has much more rain, and in Upper Engadine.

May 2005

Synoptic situation

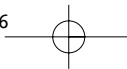
The month shows summer signs from the very beginning, with high temperatures for the season. That is due to a meridian “lunge” of the Icelandic depression towards Morocco, bringing warm subtropical air across the Central Mediterranean Sea and Italy. Around 10th of the month more spring-like conditions appear: a trough drifts away over the Italian northern regions bringing rainfalls. This phase characterised by passing perturbations interrupted by clear skies, is prolonged until half of the third week. On 25th, a drop in pressure off Portugal and the relating subtropical heat wave trigger off the first heat wave over Italy. Therefore the temperature rises to 30°C on the north and central plains. Fortunately, however intense, this phase does not last long. The passage of a rapid cold front brings some coolness over the alpine and pre-alpine zones.

Photo 7: see page 122

Data and comments from the Lombard Alps

May has such a hot beginning that the first day of the month 27,8 °C are recorded at Sondrio. On 3rd, the thermal zero at Milan Linate rises up to 3729 m. At the altitude of 3315 in the station of Corvatsch, in Upper Engadine, a maximum temperature of + 3,4 °C is recorded. This rise stops on 5th day and bring along some devastating effects on the old snow at middle altitude, whereas the upper basins of the glaciers undergo the first slow melting-frosting processes. Judging from the weak snowfalls caused by local thunderstorms, the snow centre of Mt Sobretta is able to maintain the same thickness as at the end of April, slightly increasing its density (630 kg/m³ on 5th day). The drop in temperatures caused by the north-west winds brings along considerable changing conditions. Thunderstorms are reported on 14th, with 15 cm of snow on the Retiche mountains and not more than 5 cm on the Orobic Alps. From 16th to 18th snow falls extensively and constantly, especially in Val Chiavenna (more than 60 cm of fresh snow above 2500 m), whereas other areas contain variable snowdrifts from 30 to 50 cm, with the limit falling to 1800 m and covering Livigno with snow. After a short anticyclone phase with a moderate rise in temperature, on 23rd a new stormy front some 30 to 40 cm of snow in Val Chiavenna, Val Masino, Val Malenco and about 20 cm in the easternmost areas and on the Orobic Alps. The snowdrift season 2004-2005: on 26th, at the main snow centre, the maximum seasonal thickness (175 cm, 707 kg/m³) is recorded. Even though in April and May more snow fell down, a better snowdrift than 2002 can be found in the long series which started in 1998. The last weak of the month show the acclaimed beginning of the ablation season thanks to the approach of the subtropical anticyclone. On 28th, the thermal zero at Milan Linate rises up beyond 4000 m and at Corvatsch the temperature rises to + 6,5 °C. The results of the pattern stations show a monthly thermal, regular course, as well as the usual pluviometrical, chronic shortage in the lower valley, but on the remaining area average temperatures are recorded.

Fig. 9: see page 123
Photo 8: see page 123



B - ABLATION SEASON

June 2005

Synoptic situation

The Azores weak high pressure, exactly where it should be deep-rooted, namely over the mid-Atlantic, will condition the weather for the most part of the month over our regions with frequent, long-lasting and intensive heat waves. The first days are affected by such a circulation: temperatures rise to high values, if we consider the time of the year. During the second phase, we notice rapid front passage intervals over the alpine areas, with subsequent stormy weather. On 15th, an Atlantic trough sets in and makes the weather worse. After that, a subtropical promontory expands over western Europe with considerable rises in temperatures. Temperatures rise very high over the northern territory where they reach the maximum point; above 35 °C on the plain and in the alpine valleys.

Data and comments from the Lombard Alps

Both June and the previous month are conservative only in the first part. The survey carried out on 7th at the main snow site underlines how the last days of May were rather difficult for the old snow: from 26th May, it becomes thinner to 58 mm. From 13th to 15th a moderate perturbation brings 5-20 cm of snow only above 3100 m. On 16th, on the Sforzellina Glacier, the snow is 45 cm thick in the frontal zone, but it rises up to 200 cm in the upper plateau: such values cannot guarantee a mass equilibrium by the end of the season. Temperatures have risen up to summer values since the second week of the month, only to rise up again; so high that in the last ten days, a real African heat wave is reported. Temperatures rise quickly at every altitude, the thermal zero always remains above 4000 m for two weeks, even above 4400 m. On the 3500 m high Jungfrauoch, the incredible degree of 11,8 °C is reported; whereas the valley-bottoms, thanks to the maximum temperatures rising over 36 °C, beat all the records in the last few years. On 24th, a violent storm rages over the Upper Valtellina, discharging locally more than 50 mm of rain, The snow does not fall either on the highest tops, thus washing away the thin snow mantle in the season. It is very likely that the old snow melted away at the snow site of Mt Sobretta, in coincidence with this episode, ever so much earlier than 2003. Also in other mountainous areas, almost similar effects are shown, to such an extent that the snow of the year melts away below 3100-3200 m and also higher on steeper slopes. Like 2004, the pluviometrical monthly balance is partly inadequate: if at St Antonio, the month of June 2004 was the driest of all the year 2005, with 39,4 mm is only slightly better. In other stations, the shortage is even worse; - 128,1 mm at Andolo, - 72,2 mm at Sils/Maria. The monthly average of the thermal zero at Milan Linate marks 174 m beyond the reference average (1973-2005).

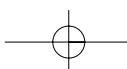
July 2005

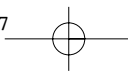
Synoptic situation

The month of July shows tow different faces: earlier it is relatively cool and humid but later, it is warm and dry. The first ten days are actually affected by some perturbations passing over Central Europe favoured by the absence of the Azores high pressure which withdrew right over the Atlantic. After 10th of the month, this perturbation spread down to the south-west, with good sunny, typical sunny weather. Temperatures are high but typical of the season. A considerably unsteady system sets in over the alpine regions between 22nd and 25th, with frequent strong thunderstorms. The condition changes at the end of the month, when one more withdrawal of the anticyclone makes a trough move on off the Portuguese coasts and blows over its eastern border masses of very warm air coming from the tropics. Temperatures rise up to the maximum level in the season over the alpine region with 30 °C isotherm over medium altitude valley-bottoms with a top temperature rising to 36 °C over to Po Valley.

Data and comments from the Lombard Alps

The month of July is still affected by snowfalls in the mountains on 1st (a weak sprinkling of snow over 2800 m), on 5th (20-30 cm, with a lower limit at about 2,600 m) and finally on 7th, 10-20 cm over 3000 m (up to 2650 m). On 16th July, at the snow site of Mt Sobretta, 16 cm of ice flowed down into the Frodolfo River, but 10 cm of fresh snow temporarily prevent the ice form melting away. For the third month on end, the days are cooler: temperatures drop to 30 °C only from 15th, even though on 19th a new cold front sets in and the snow falls over 2600 m and snowdrifts locally higher than 30-40 cm. After some warm days, on 23rd another north Front brings snow at about 2900 m. The total of these snowfalls does not supply a monthly snow gauge balanced equilibrium. Due to awful crystallographical conditions, the snow nearly disappears from the snow sites. On the Lupo Glacier (Orobic Alps) on 5th June, only 20 cm are left out of 317 on 11th July. On the same day 42 cm are measured at Campo Nord Glacier (Livigno). In the following days a strong heat wave spread out over the Lombardy Alps which melted the snow at all sites with the exception of the Suretta Glacier.





Temperatures in the mountains are very high: on 28th, the thermal zero reaches out to 4745 m and on 30th July the Vioz station (in the province of Trento at 2950 m) reaches the maximum temperature of 15,7 °C. Late in the month, the thermal zero at Milan Linate rises up the reference average to more than 15 m.

August 2005

Synoptic situation

The first days of the month are partly affected by hot airflow coming from subtropical areas triggered off by an Iberian trough developing over Northern Italy and bringing warm weather later on. This change of the dislocation of pressure centres affects most part of the month by blowing cool air over the alpine regions from the North causing some sort of instability. More unsettled conditions are reported around 20th, when a North Atlantic depression brings extended rainfalls for a few days. Only towards the end of the month does the weather become milder for the expansion of the Azores anticyclone which had been absent from the European summer scene up to that time.

Photo 9: see page 125

Data and comments from the Lombard Alps

The month of August will be remembered as one of the coldest in the last few years. Strong cold winds keep the thermal zero almost always below 4000 m, with a temporary snow-line around 3200-3300 m above which, in more favourably exposed areas, the ablation season terminates earlier. The frequent, moderate snowfalls start on 2nd until 3rd; the day when the limit drops at 3100 m. The snowfalls show the traditional variability of storms and do not rise over 15 cm. In the following days the weather does not improve: strong winds over the mountains do not let the sunlight come through and temperatures remain low. From 11th to 15th more changing conditions are present so that over the crests, weak snowfalls are daily reported above 3000-3300 m. Even though the glacial horizon below 3000 m is favoured by low temperatures, it is strongly affected by pouring rains. On the Orobic Alps, supported by the early disappearance of the seasonal snowdrift, a new glaciological disaster occurs with accelerated erosion of the previous seasons. North winds brought weak snowfalls due to the breaking down over the border crests and blew on until 18th when such an instability brought moderate snowfalls beyond 3000 m. That is only the “general test” before the heaviest summer snowfall of the year from 19th to 23rd a strong stormy perturbation brings snow on the Upper valley and initially south-west winds first rotate rapidly from south east and then from north east. Eastern Switzerland; Bavaria and Austria are struck by heavy rainfalls, thus making rivers overflow. That perturbation particularly affected the Livigno and Ortles Cevedale areas, where 40 to 60 cm of fresh snow fell above 3000 m (in some areas the snow fell at 2600 m). Moving westwards, the quantity of snow gradually decreases and almost disappears on the orobic Alps where the highest mountains are covered with hail. Subsequently temperatures go up and the thermal zero reaches 4400 m by the end of the month. The last snowfall was reported on 27th; (20-30 cm above 3100 m). Figures show how this month was only slightly affected by rainfalls, if compared to the usual figures issued in the station. Temperatures are decidedly below the average: a cooler month of August at Sils/Maria can only be found back in 1979, in 1996 at St Antonio. In Ortles-Cevedale above 3300 m, a monthly amount of fresh snow is estimated higher than 1 m. Despite the monthly snow trend which was pretty positive (thermal zero - 179 m) at the main snow site, 75 cm of ice layer melted away between 28th July and 30th August: a very high value.

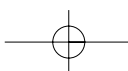
September 2005

Synoptic situation

The first month of the meteorological autumn starts by still showing summer signs: temperatures are still high and fine weather characterised by a high pressure subtropical area towards central Europe and Italy. High pressure does not last long; around 7th an Atlantic depression area over France also affects Italian northern regions. Fairly high temperatures still let some snow fall only on relatively high mountains. However, moderate snowfalls are reported owing to the stationary depression to the west of Italian seas. The meteorological condition improves only after 13th with an expansion of a temporary anticyclone wedge ensuring fine weather for a few days ahead. From 16th, Northern Italy is affected by a new trough influencing the weather over the alpine regions until 20th, with showers and drop in temperatures. The last ten days in the month are mild and temperatures gradually fall, thanks to an extended anticyclone spreading out from the Atlantic over to Russia.

Data and comments from the Lombard Alps

Ablation continues in early September, when temperatures rise again and a high humidity level does not cause any regelation overnight. No northern winds blow and sunny days are really few. Meanwhile weak rainfalls or thunderstorms fall up to 3400-3500 m and erode late August snow. From 9th to 12th the passage of a



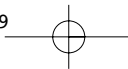
thunderstorm affects the Orobian Alps with heavier rainfalls. Snowfalls are gradually fewer from 3300 m to 2700 m leaving 10-20 cm snowdrifts on the glaciers. From 13th to 16th a short but intense heat wave brings the thermal zero back to over 4400 m: that is the last peak of the summer ablation. On 17th, the passage of some air currents coming from the Arctic from the Rhone Valley causes more thunderstorms with a drop in temperatures: snow falls up to 2300 m. The snowdrifts at 2,700 m are about 10 cm (20-30 cm above 3000 m). The following days, until the end of the month, are characterised by anticyclone conditions with regular temperatures. Ablation carries on until early October when a deep perturbation will mark the definite end. The thermal zero at Milan Linate is below the average of 95 m, partially in contrast with the data of the ground stations which, on the other hand, show temperatures above the average (+ 1 °C at St Antonio and + 1,2 °C at Sils). All this explains why, in some cases, this parameter cannot be entirely applied to the mountains in Lombardy.

Photo 10: see page 127

ACKNOWLEDGMENTS

Much information in this survey has been found during on-the-spot inspections of the authors, as well as important notes provided by the operators SGL and meteo-connoisseurs of Meteonetwork Association. Many thanks to Paolo Pagliardi, Giuseppe Cola, Corrado Scolari, Angelo Molteni, Massimo Urso, Fabio Pozzoni, Francesco Rota Nodari, Virgilio e Diego Rava, Franco Scotti, Stefano Losa, Matteo Mazza, Luca Colzani, Enrico Bertoli, Gian Mario Lucini, Davide Patriarca, Gianluca Bretoni, Fabio Locatelli, Gianluca Moroni, Giovanni Rovedatti. Special thanks to PhD Giovanni Kappenberger

BIBLIOGRAPHY and ABSTRACT (see page 128)



SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2005

Alpi Centrali Italiane

*Coordinamento scientifico, elaborazione di testi e dati /
Scientific co-ordination, text preparation and data processing:*

Paolo Pagliardi, Riccardo Scotti, Luca Bonardi, Antonio Galluccio

Coordinamento logistico-operativo / Logistical-operative co-operation:

Emanuele Congiu, Massimo Urso, Valerio Paneri, Stefano D'Adda, Mario Butti, Stefania Zocchetti

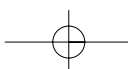
Nivometeorologia / Snow-meteorology:

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, Luca Colzani, E. Orsini

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

(52 operatori / operators; 4 accompagnatori / accompanying)

SPLUGA-LEI (10): C. Bonfanti, E. Congiu, M. Felisa, G. Ghielmi, M. Lojacono, E. Orsini, F. Rossini, C. Salmoiraghi, C. Scolari, A. Tamburini; CODERA-MASINO (8): A. Barilli, G. Di Gallo, G. Gorni, L. Pironi, M. Marzorati, A. Molteni, R. Scotti, F. Strozzi; DISGRAZIA-MALLERO (13): A. Almasio, Bracchi (acc.), M. Butti, F. Cambieri, F. Di Gallo (acc.), G. Di Gallo, G. Gorni, A. Mussi, V. Paneri, G. Paneri (acc.), R. Peja, M. E. Peroschi, A. Proh, Rolfi (acc.), B. Rosa, R. Scotti, M. Urso; BERNINA (9): S. Alberti, M. Butti, F. Cambieri, G. Catasta, V. Paneri, G. Paneri (acc.), R. Peja, B. Rosa, P. Sala, M. Urso; SCALINO-PAINALE (3): M. Butti, A. Proh, R. Scotti; DOSDE'-LIVIGNO (11): S. Alberti, L. Bonetti, C. Bonfanti, F. Galluccio, G. Grazzi-Lonardo, M. Lojacono, M. Marzorati, A. Molteni, E. Orsini, S. Ratti, A. Tamburini; ORTLES-CEVEDALE (13): C. Bessi, L. Bolognini, L. Bonetti, A. Borghi, G. Casartelli (CGI e CSC del CAI), G. Catasta, G. Cola, L. Colzani, G. Fontana, A. C. Galluccio, P. Pagliardi, M. Pala, A. Scaltriti; ADAMELLO (8): C. Bessi, P. Caprara, P. Pagliardi, A. Proh, F. Rota Nodari, F. Roveda, F. Strozzi, A. Toffaletti. OROBIE (7): M. Butti, C. Ciapparelli, S. D'Adda, M. Merati, R. Scotti, C. Bessi, F. Rota Nodari.





N.B.

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

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

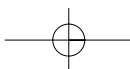
Tra l'altro, tale operazione rende necessaria anche una revisione del passato (almeno sino al 1991) al fine di uniformare il metodo. Per questi motivi, nelle tab. 2, 3, 4 e 6 si è praticata la distinzione tra il confronto riferito al 2004 (cioè all'anno immediatamente precedente quello del rilievo in 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.



Foto 1: l'alto bacino collettore dei ghiacciai di Fellaria (settore Bernina italiano), comune alla elvetica Vadrec da Palü (in primo piano), disposto oltre i 3500 m di quota, costituisce forse l'unica porzione di territorio lombardo che possa attualmente definirsi artica: o meglio, in ambito alpino, semplicemente glaciale. (R. Scotti, 5 agosto 2005).

Photo 1: the upper accumulation area of both Fellaria glaciers (on the Italian side of the Bernina group) is shared with the Swiss Vadrec da Palü (foreground). Located above 3500 m, this area is the only portion of Lombardy that could still be defined "artic" or, more properly for an Alpine environment, simply "glacial". (R. Scotti, 5th August 2005).



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 2004-2005 (cap. 4). Le modificazioni della copertura glaciale dei singoli settori montuosi vengono illustrate nella parte sistematica (cap. 5).

b - TABELLE DI RIEPILOGO (pag. 155)

Le tabelle sono 2: la prima contiene i dati dei rilievi degli apparati la cui ultima visita precedente è avvenuta nel 2004; la seconda contiene i dati di confronto con visite antecedenti al 2004. 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 2004), la fase dinamica, la quota della snow-line, la quota minima della fronte (QMF), una breve nota di sintesi.

c - PARTE SISTEMATICA (cap. 5, pag. 160)

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 / *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.*

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: 255	GHIACCIAI RILEVATI / CHECKED GLACIERS:	139
	- confronto 2005-2004 / comparisons 2005-2004:	94
	- unità glaciali esistenti al 2004 / existing units in 2004:	89
	- unità di nuova identificazione (2005) / newly identified units (2005):	2
	- forme glaciali minori osservate / checked minor glacial formations:	3
	- confronto 2005-annate precedenti il 2004/ comparisons 2005-2003 or 199x:	45
	- ghiacciai sottoposti alla sola osservazione fotografica / glaciers checked only through photographic monitoring:	116

operatori impiegati: 56; numero totale delle inquadrature fotografiche: 761

operators involved: 56; pictures taken: 761

1b - DATI DI VARIAZIONE / PROVED VARIATIONS

	Unità osservate / surveyed units:	89	%
D	Ghiacciai in decremento / shrinking glaciers:	89	(100)
S	Ghiacciai stazionari / unchanged glaciers:	0	(0)
I	Ghiacciai in incremento / growing glaciers:	0	(0)
X	Ghiacciai incerti / uncertain glaciers:	0	(0)
E	Ghiacciai estinti / extinct glaciers:	0	(0)

Tab. 3: campagna glaciologica 2005 in Lombardia: sintesi dei dati di variazione del campione complessivo dei ghiacciai osservati.

Tab. 3: 2005 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 2005-2004 comparison 2005-2004								confronto 2005 < 2004 comparison 2005<2004	osservazioni fotografiche photographic monitoring	n. totale osserv. total checks
		3	4	5	6	7	8	9	10			
1	2	Dati di variazione variations (unità 89 / units)						F.G.M. minor units	NEO new units	11	12	13
		T	D	X	I	S	E					
Spluga- Lei	10	4	4	0	0	0	0	-	-	6	9	19
Codera-Masino	28	8	7	0	0	0	0	-	1	20	13	41
Disgrazia-Mall.	20	17	16	0	0	0	0	-	1	3	6	26
Bernina	7	7	7	0	0	0	0	-	-	-	8	15
Scalino-Painale	2	1	1	0	0	0	0	-	-	1	5	7
Dosdè-Piazzì	9	9	8	0	0	0	0	1	-	-	9	18
Livigno	8	8	6	0	0	0	0	2	-	-	6	14
Ortles-Cevedale	21	13	13	0	0	0	0	-	-	8	18	39
Adamello	20	13	13	0	0	0	0	-	-	7	19	39
Orobìe	14	14	14	0	0	0	0	-	-	-	23	37
Totali	139	94	89	0	0	0	0	3	2	45	116	255
%			100	0	0	0	0					

Tab. 4: dati relativi alla fase dinamica dei ghiacciai lombardi osservati nel 2005. Si noti la distinzione tra i rilievi eseguiti nei confronti del 2004 e quelli nei confronti degli anni precedenti al 2004 (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 2004. Tra questi: 4: unità in decremento; 5: unità in fase incerta; 6: unità in incremento; 7: unità stazionarie; 8: unità estinte nell'anno rispetto al 2004 (solo le colonne dalla 4 alla 8 forniscono un dato di variazione: 84 unità). 9: forme glaciali minori; 10: unità di nuova identificazione; 11: n. dei ghiacciai osservati con precedente rilievo anteriore al 2004; 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 2004 and comparisons with years prior to 2004 (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: comparisons with 2004: extinct glaciers in 2005 (only columns 3 to 8 provide details of variations occurred to the 84 glaciers); 9: minor glacial units; 10: new glacial units; 11: number of glaciers with previous surveys made before 2004; 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 (26 unità) / GROUP II (26 units)			GRUPPO III (26 unità) / GROUP III (26 units)		
unità glaciale / unit	variaz. media segnali (anno) / mean variation (year)	variaz. media annua / average annual variat.	unità glacialie / unit	variaz. media segnali (anno) / mean variation (year)	variaz. media annua / average annual variat.	unità glacialie / 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	- 18 (2003)	- 9
Rasica Est	non visitato		Cima di Lago W	+ 4,5 (2003)	+ 2	Tambò Inf.	- 4,5	- 4,5
Ventina	- 17,5	- 17,5	Sivigia Nord-Est	- 18	- 18	Cassandra W	- 76	- 76
Vazzeda	- 17	- 17	Passo di Bondo	non misurabile		Cassandra C.	- 67,5	- 67,5
Scerscen Inf.	- 123,5	- 123,5	Pioda Sud	- 49	- 49	Sassera	- 17 (2003)	- 8,5
Fellaria W	- 49,5 (2003)	- 25	Predarossa	- 11,5	- 11,5	Punta Baroni	- 19,5	- 19,5
Caspoggio	0	0	Cassandra Est	- 4,5	- 4,5	P.so Chiareggio	non misurabile	
Scalino	- 28	- 28	Disgrazia	nuovo segnale		Cima Rosso SE	- 3,5	- 3,5
Dosdè Est	- 11,5	- 11,5	Sissone	- 28	- 28	Cima Rosso E	- 2,5	- 2,5
Campo Nord	- 9	- 9	Scerscen Sup.	- 15	- 15	P.zo Tre Mogge	non misurato	
Vitelli	- 48	- 48	Fellaria Est	- 78,5 (2001)	- 19,5	Marinelli	- 82	- 82
Castelli W	non visitato		Val Viola Est	- 4	- 4	C. Fontana NE	- 18	- 18
Gran Zebrù	- 8	- 8	Val Viola Ovest	- 12	- 12	Campaccio	0	0
Cedec	-58,5 (2002) S	- 19,5	Zebrù	non misurabile		Sasso Torto	- 10	- 10
	-18,5 (2003) N	- 9	Castelli Est	non visitato		Verva Magg.	non visitato	
Palon de la Mare	- 12	- 12	Rosole	non misurato		Dosdè Ovest	- 25 (2003)	- 12,5
Forni	- 33	- 33	Col de la Mare I	osserv. fotogr.		Zebrù Est	- 10	- 10
Tresero	- 16 N	- 16	P.ta Pedranzini	non visitato		Montagna V. II	- 8 (2003)	- 4
	- 1 (2003) S	- 0,5	Alpe Sud	osserv. fotogr.		Forà	- 5,5 (2003)	- 2,5
Dosegù	- 28	- 28	Savoretta	- 46,5 (2003)	- 23	S. Giacomo E	- 20	- 20
Sforzellina	- 7	- 7	Pisgana Est	non misurabile		S. Giacomo W	- 13	- 13
Pisgana W	- 2	- 2	Lupo	- 8	- 8	P. Tresero SW	non misurato	
Venerocolo	- 26	- 26	Porola	- 12,5 (2003)	- 6,5	Avio Est	non misurabile	
Adamello (Baltzer)	- 20 (2003)	- 10	Trobio Est	non misurabile		Dente di Coca	- 11,5	- 11,5
(Conoide)	Non misurato		Platigliole *	- 22	- 22	Scais	- 0,5	- 0,5
Marovin	- 33 (2003)	- 16,5	Mlne *	- 81,5	- 81,5	Cerena *	- 28 (1999)	- 4,5
Trobio Ovest	non misurabile		* reintegrati					

Tab. 5: campagna glaciologica 2005: variazioni lineari delle fronti dei ghiacciai-campione lombardi.

Tab. 5: 2005 glaciological campaign: snouts variations of Lombardy sample glaciers.

Variazioni rispetto al 2004 / variations versus 2004:	43	ritiro / shrinkage: 40 (93%)	avanzata / growth: 0	stazionari / unchanged: 3 (7%)
Variazioni con anni prec. il 2004 / variations versus years before 2004:	14	ritiro / shrinkage: 13 (93%)	avanzata / growth: 1 (7%)	stazionari / unchanged: 0

Tab. 6: trattamento dei dati della tab. 5, rispetto al 2004 e agli anni precedenti il 2004.

Tab. 6: summary of tab. 5 data versus 2004 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
2005	53	1	3	57	93,0	1,7	5,3

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 Lombardia from 1990. The dynamic phase is expressed according to the algebraic sign.

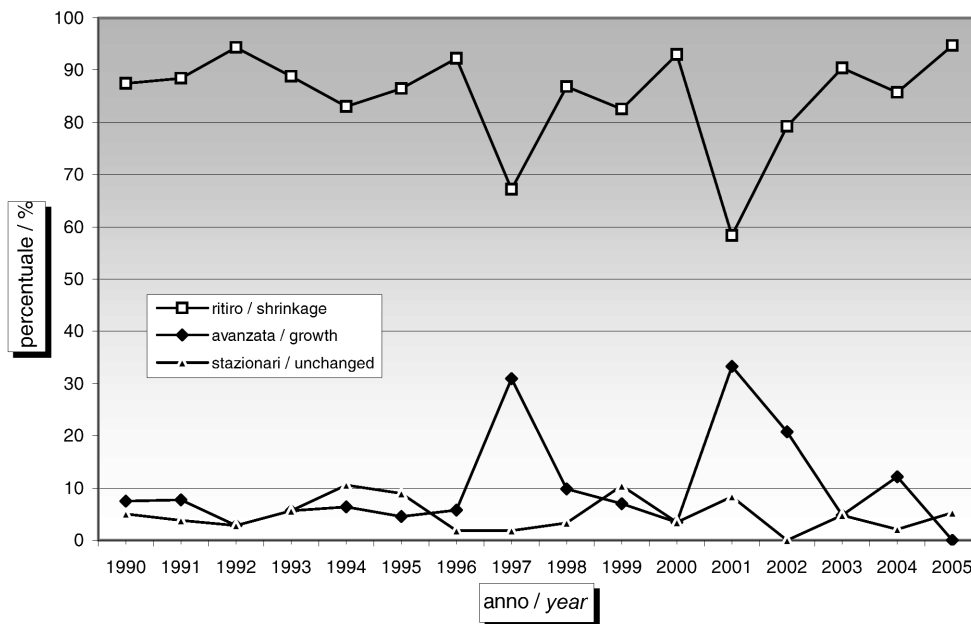


Fig. 1: le variazioni frontali dei ghiacciai-campione lombardi negli ultimi 16 anni.

Fig. 1: snouts variations of Lombardy sample glaciers over the past 16 years.

4 - ANNO IDROLOGICO 2004-2005: ANDAMENTO DELLA COPERTURA NIVO-GLACIALE DELLA LOMBARDIA

Antonio Galluccio

4.1 - INTRODUZIONE

A partire dal 1990, il Servizio Glaciologico Lombardo studia l'andamento dei corpi nivo-glaciali regionali utilizzando un campione vasto e geograficamente articolato: in media, a rotazione, annualmente viene visitato il 40-60 % delle unità catastate. La relazione finale su questo lavoro, volutamente così esteso, è sempre stata scritta nell'intento di fornire al lettore una *visione di insieme* che consentisse di cogliere il segno delle modificazioni morfometriche del fenomeno glaciale anno per anno. Senza perdere di vista le eventuali situazioni particolari, relative a un settore montuoso o anche al singolo individuo glaciale.

Nel commentare l'andamento dell'anno idrologico 2004-2005 questa operazione risulta, purtroppo, assai semplice, e le descrizioni di dettaglio sostanzialmente inutili¹: con un inusitato 100 % delle unità in regresso, il glacialismo regionale ha infatti subito l'ennesimo durissimo colpo, costituito dalla perdita di un enorme volume di ghiaccio, ineffabilmente fluito verso il Mare Adriatico².

Giuseppe Cola, figura fulgida - e quasi anacronistica - di studioso autodidatta, nativo e residente in Valfurva, ci aiuta a quantificare questo ennesimo disequilibrio: sul Ghiacciaio dei Forni, Suo preferenziale campo di indagine, la sola lingua valliva ha perso 4,5 m di spessore (vedi scheda specifica di pag. 170-171). Tenendo conto che la superficie di questo settore può essere stimata in circa 2 km², il calcolo è fatto: 9 milioni di m³ di ghiaccio fuso, forse 12 o 13 sull'intero ghiacciaio (la

¹ nel prossimo futuro, visti gli attuali orientamenti climatici, anche il campionamento delle osservazioni verrà semplificato, riducendo drasticamente il numero dei ghiacciai sottoposti a rilievo annuale.

² e in piccola percentuale verso il Mar Nero e il Mare del Nord: la Valle di Livigno, come noto, con il suo Torrente Spöl, è tributaria del Fiume Inn, affluente del Danubio. Così come la Val di Lei è tributaria del Reno.

cui superficie è di circa 11,5 km²) e svariate decine di milioni a livello regionale. Si tratta di una valutazione quanto mai approssimata e preliminare³, ma l'ordine di grandezza è questo e pone il problema: pochi, ma proprio pochi, anni di questo tipo e il fenomeno glaciale in Lombardia diverrà quasi solo iconografia, da guardare con stupore e rammarico su vecchie fotografie appese alle pareti delle sale da pranzo di rifugi e alberghi. O sulle cartoline.

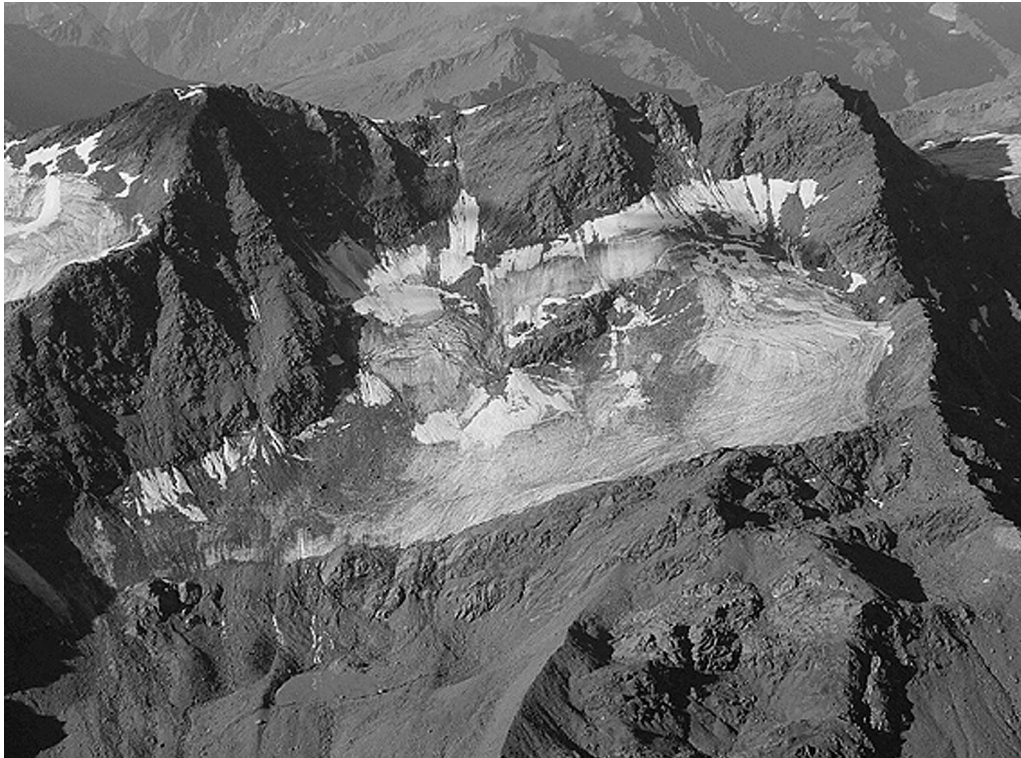


Foto 2: il Ghiacciaio dei Castelli Ovest (Ortles-Cevedale, Val Zebriù), ripreso il 22 luglio 2005. Il residuo nevoso stagionale è già scomparso e l'apparato rimarrà per un altro anno del tutto privo di alimentazione: inoltre, per più di 70 giorni, la calura estiva fonderà il ghiaccio, a ritmi di 3-8 cm al giorno. (G. Cola).

Photo 2: the West Castelli glacier (Ortles-Cevedale group, Zebriù Valley) on 22 July 2005. The seasonal snow has disappeared and the glacier, once more, will not be fed. In addition, the summer heat has melted 3-8 cm of ice per day for 70 days. (G. Cola)

Del resto, il frequentatore della montagna ormai sa riconoscere i segnali della disfatta glaciale, in particolare il più importante di tutti, la *snow-line*, il limite altimetrico inferiore della neve stagionale alla fine dell'estate, posto sempre più in alto e sovente non più visibile: pur con qualche eccezione, negli ultimi 15 anni, al di sotto dei 3400-3500 m la presenza di neve residua è ormai del tutto sporadica e ascrivibile solo ai cosiddetti "fattori locali", in particolare alle valanghe e ai coni d'ombra generati dalla morfologia del rilievo. In effetti, i monti della Lombardia sono oggi in media troppo bassi perchè possa soggiornarvi una *snow-line*.

Per questo motivo, sui numeri precedenti di *Terra glacialis*, è stato più volte evocato lo stato *fossile* del glacialismo regionale, soprattutto per quanto attiene le unità di media quota⁴. Forse l'espressione

³ secondo Bonardi e Galluccio (2003), il volume dei ghiacciai del versante lombardo dell'Ortles-Cevedale (Parco Nazionale dello Stelvio) ammontava nel 2001 a 1,38 miliardi di m³ di ghiaccio.

⁴ per convenzione compresa tra i 1800 e i 3000 m (vedi *Terra glacialis*, n. 5, nota di pag. 83).



era un poco colorita ma diviene anno dopo anno sempre meno contestabile. Quando, infatti, un corpo nivo-glaciale rimane privo di alimentazione nevosa per più anni consecutivi⁵, di fatto cessa di essere un ghiacciaio o un glacionevato attivo. Viene meno il presupposto fondamentale: la conservazione dell'accumulo della materia prima, cioè la neve.

Altre catene montuose hanno un regime nivale imponente o comunque simile a quello alpino: a esempio, sui Monti Carpazi (Romania), che molto spazio hanno avuto in queste pagine grazie agli studi di M. Voiculescu, gli inverni portano sommatorie di neve fresca che fanno a gara con i consolidati records orobici⁶. Eppure sulle montagne danubiane, al termine della stagione calda, non rimane alcunché, se non in rari casi: fenomeni nivali ma non corpi glaciali. Per motivi analoghi, in passato, citammo l'Alto Atlante marocchino.

Anche le Alpi conoscono oggi questo fenomeno: le temperature estive non consentono la sopravvivenza di depositi nevosi residui al termine dell'estate che possano alimentare i corpi glaciali ancora presenti. Circhi, conche e avvallamenti al di sotto dei 3200 m vanno così rapidamente deglacializzandosi. In molti casi questo processo è già compiuto. Accadde anche in passato, sia nel XIX sia nel XX secolo, ma, crediamo, mai con i ritmi e la violenza attuale. Su gran parte dell'Arco Alpino, l'entità della copertura glaciale attuale è la più limitata dal XIV secolo.

Sotto il profilo meteo-nivologico, ciò che conta è l'andamento pluriennale. Ma anche i singoli episodi sono importanti. In questo primo scorcio di XXI secolo, sia il trend sia gli episodi sono di un segno solo, quello che porta alla dissoluzione glaciale.

Nella stagione 2004-2005, come ben evidenziato nella nota nivo-meteorologica (vedi pag. 107 e seguenti), l'aspetto più penalizzante è stato quello della scarsità delle precipitazioni, aggravato dagli episodi di vento deflattivo, che hanno asportato in quota anche i pur miseri accumuli. Inoltre sono mancate del tutto le valanghe, fatto che ha penalizzato i numerosi apparati lombardi che esistono ancora solo grazie a questa modalità di alimentazione⁷.

La successiva estate 2005 non è stata torrida come le precedenti (agosto è trascorso fresco se non quasi freddo), ma ha comunque conosciuto un esordio precoce, a maggio, e una pesante fase tardiva, a settembre.

Un tempo non era così: a maggio, in quota, era inverno, giugno consentiva ancora accumuli importanti⁸; settembre, e sovente la terza decade di agosto, portava il termine dell'ablazione conclamata. Oggi abbiamo il cocktail micidiale costituito da poca neve nella stagione fredda e dall'estate comunque prolungata. Insomma, la già più volte descritta variazione climatica alle medie latitudini, che si esprime soprattutto, nella stagione calda, con le sempre più numerose irruzioni dell'anticiclone subtropicale sullo scenario europeo occidentale, in passato solo sporadiche.

Come dimostrò, a esempio, il nevossimo anno idrologico 2000-2001, il caldo estivo ha un ruolo più importante nella conservazione della neve vecchia rispetto all'entità delle precipitazioni. Non tutti gli studiosi concordano su questa sintesi, riassunto di un argomento complesso: per noi i ghiacciai lombardi sono invece lì a dirci chiaramente che le cose vanno in questo modo.

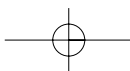
Compie dunque un ventennio, dal 1986, questa fase di inversione di tendenza rispetto alla modesta ma significativa avanzata degli Anni Settanta e primi-Ottanta del XX Secolo. Pur con qualche rallentamento e almeno un anno francamente favorevole (il già citato 2000-2001), il trend sfavorevole al glacialismo è oggi consolidato e in ulteriore accelerazione.

⁵ si pensi, solo per citare un caso, al piccolo Ghiacciaio del Passo Dosegù I (Ortles-Cevedale, sottosettore Gavia) che, a parte l'anno idrologico 2000-2001, da un ventennio, sul finire dell'estate, appare privo di residui nevosi stagionali e probabilmente sopravvive solo grazie al fenomeno del *ghiaccio di sovrimposizione*.

⁶ nel citato anno idrologico 2000-2001, nelle Orobie Occidentali fu stimata una sommatoria annua di neve fresca non lontana dai 40 m.

⁷ sotto questo profilo, l'annata ha avuto un andamento esattamente opposto rispetto alla precedente (2003-2004).

⁸ soprattutto per quanto attiene la dinamica di accumulo-ablazione delle pareti di ghiaccio, che non a caso vanno dissolvendosi con ritmi che sono ancora più rapidi di quelli del regresso delle fronti glaciali.





4.2 - ANALISI DEL CAMPIONE DELLE UNITA' GLACIALI OSSERVATE

Sotto il profilo statistico, il campione di 89 unità per il quale sia disponibile il confronto con il 2004 (tab. 2) denuncia, un significativo 100% di apparati in regresso o assottigliamento (tab. 8). Nei 110 anni della ricerca glaciologica speditiva italiana è la prima volta che accade. Le 3 unità nel gruppo dei ghiacciai-campione (quelli che ricevono misure frontali, tab. 7) che mostrano la stazionarietà della fronte esprimono in effetti una stasi totale della massa glaciale per effetto della copertura detritica o dello sprofondamento in *conche di sovraescavazione*. Il Ghiacciaio di Cima di Lago Ovest (settore Spluga-Lei) segna un progresso biennale di 4,5 m che ha probabilmente a che fare con una dislocazione della colata dovuta alla lubrificazione del fondo roccioso. Di contro impressionano alcuni regressi frontali annuali: oltre 120 m per il Ghiacciaio di Scerscen Inferiore, oltre 80 per quelli di Marinelli e delle Mine.

anno idrologico hydrological year	% unità in decremento % shrinkage units	% unità stazionarie % unchanged units	% unità in incremento % growth units
2001-2002	89,4	6,7	0,9
2002-2003	97,0	1,0	1,0
2003-2004	73,9	8,0	17,0
2004-2005	100,0	0,0	0,0

Tab. 8: fase dinamica complessiva dei ghiacciai lombardi negli ultimi 4 anni idrologici (campione complessivo, tab. 2)

Table 8: overall dynamics of Lombardy's glaciers in the last four hydrological years (overall sample, tab. 2).

4.3 - EVIDENZE DI TERRENO

Fenomeni e situazione complessiva

Come ricordato nel paragrafo precedente, i fenomeni che caratterizzano una fase di rapida deglaciazione sono già ben noti allo studioso di glaciologia e all'appassionato di montagna. In passato, su queste pagine, li abbiamo elencati più volte. Oggi potremmo solo ripeterci. Ci limitiamo invece a ricordare che le fasce altimetrico-climatiche, riferibili alla componente termica su base annua, che possono conservare siti glaciali o *glaciogeni* sono oggi posizionate assai più in alto che in passato, mediamente ben oltre i 3200 m: questo fatto coinvolge l'intera criosfera, con la progressiva fusione anche del ghiaccio non visibile, quel *permafrost* che è stato la causa di molti dei crolli rocciosi che hanno interessato, dopo il 2003, montagne famose. Inoltre, i versanti e le pareti di alta quota si instabilizzano anche dal basso, per effetto della riduzione delle masse di ghiaccio poste alla loro base.

Non scompare solo il ghiaccio: cambiano anche le forme delle montagne.

Concentrando l'attenzione solo sui corpi glaciali, si nota che la loro fusione progressiva, e la conseguente riduzione di spessore, fa emergere il rilievo roccioso sottostante e che questo elemento morfodinamico comporta fatalmente sepimentazioni e smembramenti. Ancora più tristemente, in molti casi, la massa glaciale si annida sotto il proprio mantello di detriti, estinguendosi in questo modo in tempi un poco più lunghi.

Va detto inoltre che l'anno idrologico appena trascorso paga l'eredità delle due pessime stagioni precedenti, cosa che concorre a qualificarlo come il peggiore che si ricordi, per le dinamiche nivoglaciali del versante italiano delle Alpi Centrali.

Alla luce di quanto fin qui esposto, gli elenchi delle unità glaciali lombarde (ghiacciai e glacionevati attivi e *forme glaciali minori*) necessitano ora di una profonda revisione⁹. Essi verranno pubblicati sul n. 10 di *Terra glacialis*: a una prima valutazione, è possibile prevedere che circa un quarto delle unità esistenti all'anno 2000 confluirà nel gruppo degli apparati estinti.

⁹il catasto regionale più recente (dati 1998-2001) è stato pubblicato dal SGL nel 2002, in collaborazione con il Centro Nivometeorologico Regionale di Bormio.

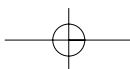




Foto 3: la formazione di laghi proglaciali è uno dei fenomeni più tipici di una fase di rapida deglaciazione (il lago del Ghiacciaio di Pisgana Ovest, Adamello). (F. Roveda, settembre 2005).

Photo 3: the appearance of proglacial lakes is a typical indicator of rapid de-glaciation (West Pisgana proglacial lake, Adamello group). (F. Roveda, September 2005).

settore montuoso mountain sector	quota media snow-line / average altitude of the snow-line					
	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Spluga-Lei	2850	2650	3150	assente	2830	2920
Codera-Masino	2950	2780	3100	assente	3150	assente
Disgrazia-Mallero	2850	2705	3100	assente	3200	3045
Bernina	3130	2850	3150	assente	3500	3475
Scalino	3000	2690	3050	assente	2950	3150
Dosdè-Piazzì	2930	2730	3070	assente	assente	assente
Livigno	3000	2670	3050	assente	3000	3100
Ortles-Cevedale	3090	2930	3180	assente	3350	3450
Adamello	3000	2700	3100	assente	2950	3120
Orobìe	non valutabile / non assessable	Nord: 2370 Sud: 2500	>3100	assente	non valutabile / non assessable	assente

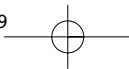
Tab. 9: quota media della snow-line nei diversi settori montuosi della Lombardia alla fine delle estati 2000, 2001, 2002, 2003, 2004 e 2005. Il confronto tra le annate è puramente indicativo in quanto il campione dei ghiacciai considerati varia di anno in anno.

Tab. 9: average altitude of the snow-line in the different mountain sectors of Lombardia at the end of the 2000, 2001, 2002, 2003, 2004 and 2005 summer seasons. The comparison between the years is purely an indication because the sample of checked glaciers change year after year.

La quota della snow-line

A quanto detto nel par. 4.1, si aggiungano i dati della tab. 9, che mostrano la quota della snow-line nei diversi settori montuosi lombardi negli ultimi anni. Va detto che questo limite, in un'analisi qualitativa, deve oggi essere considerato ben più elevato rispetto a quanto leggibile: molte delle quote indicate, infatti, sono frutto di situazioni locali¹⁰. In generale, si può notare un netto innalzamento della quota di questa snow-line, non perfettamente "climatica", procedendo da Ovest verso Est e poi verso Sud: un dato sul quale il climatologo alpino può impostare utili riflessioni.

¹⁰ non possono essere trascurate, in quanto esistenti, ma è facile comprendere che non esprimono l'effettiva fase climatica. Ad esempio, negli ultimi anni, si osserva con sempre maggior frequenza la seguente situazione: non si riviene alcun residuo nevoso sul rilievo montuoso (circhi, canali, pendii detritici) posto nei pressi di un ghiacciaio che presenta invece una snow-line evidente. Quest'ultimo dato altimetrico viene annotato, va a comporre la media del settore in oggetto ma non ne descrive l'effettiva realtà nivo-glaciologica.



La quota dello zero termico (0 °C)

Guido Catasta

Decade	Media	
	1976/2005	Anno 2005
III mag	2908	3551
I giu	3210	2980
II giu	3313	3452
III giu	3535	4127
I lug	3676	3483
II lug	3782	3916
III lug	3889	4041
I ago	3860	3638
II ago	3821	3617
III ago	3669	3652
I set	3491	3641
II set	3422	3344
III set	3254	3129
I ott	3123	2796

Nel periodo di fusione del 2005, l'andamento della quota dello zero termico si può suddividere in due fasi: nella prima i valori si sono discostati di molto rispetto alla media trentennale, soprattutto in senso positivo; nella seconda i valori sono più vicini alla media, anche se quasi sempre al di sotto di essa. Già nella terza decade di maggio, infatti, lo 0 °C si attesta su quote molto elevate (+ 600 m), mentre in giugno, dopo un calo nella prima decade, si raggiungono i valori massimi dell'estate, con una quota media di ben 4127 m nella terza decade (+ 600 m circa rispetto alla media trentennale). In luglio, dopo una diminuzione nella prima decade, si osserva un nuovo picco nella terza, con un valore medio che supera di poco i 4000 m. Con agosto inizia la descritta seconda fase, con valori quasi sempre al di sotto della media,

anche se di poco. Lo zero termico si abbassa successivamente in modo graduale, scendendo alla fine della terza decade di settembre al di sotto dei 3000 m e chiudendo così con un certo anticipo la stagione di ablazione.

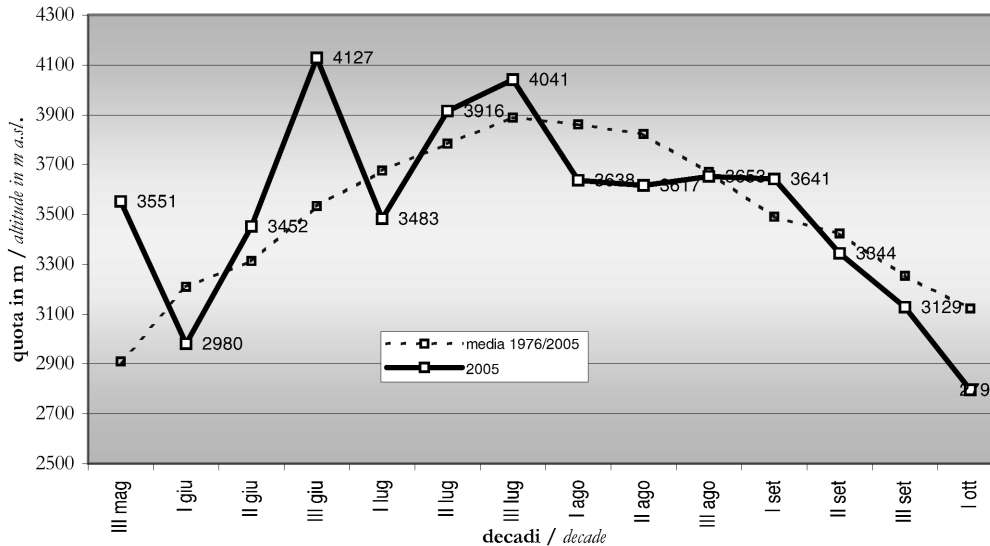


Fig. 2: grafico relativo alla quota dello 0 °C termico nel periodo estivo presso la stazione di Milano Linate: valori decadici del 2005 e confronto con la media del periodo 1976-2005.

Fig. 2: 0 °C altitude in summer time on Milano-Linate meteo station: values of the 2005 decades and comparison with 1976-2005 average.

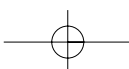
BIBLIOGRAFIA

BONARDI L., GALLUCCIO A. (2003) - *Indagini sullo stato attuale e le variazioni recenti del glacialismo e della riserva idrica connessa nel Parco nazionale dello Stelvio*, Agenda 21 del Parco Nazionale dello Stelvio, capitolo 7: *Le componenti ambientali prioritarie per il Parco Nazionale dello Stelvio*, Milano.

KAPPENBERGER G., KERKMANN J. (1997) - *Il tempo in montagna*, AINEVA, Zanichelli Ed., Bologna.

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO, CENTRO NIVO-METEOROLOGICO DELLA REGIONE LOMBARDIA (2002) - *Masse glaciali e nivo-glaciali lombarde: situazione 1998-2001*, Milano

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2001, 2002, 2003, 2004, 2005) - *Campagna Glaciologica 2000 (2001, 2002, 2003, 2004), settore Alpi Centrali italiane*, Terra glaciälis n. 4, 5, 6, 7, 8, Milano.



ABSTRACT

Al termine dell'anno idrologico 2004-2005, il 100% dei ghiacciai lombardi sottoposti a rilievo è in fase di regresso. Questo dato, che si registra per la prima volta in oltre 110 anni di osservazioni, è frutto in particolare di una fase di accumulo connotata da scarse precipitazioni e dall'assenza di attività valanghiva. Inoltre, frequenti episodi di vento in quota hanno contribuito a ridurre lo spessore del manto nevoso e a peggiorarne le caratteristiche cristallografiche. La stagione di ablazione, pur non particolarmente calda (si annoverano alcuni episodi nevosi, anche importanti), è stata però prolungata, da maggio a settembre, per circa 70 giorni di ablazione conclamata. A fine estate, minimi accumuli di neve vecchia permangono solo nei siti privilegiati da fattori locali. Il concorso delle due annate precedenti, particolarmente negative, completa il quadro di quella che oggi può considerarsi, almeno alla media quota alpina (sotto i 3000 m), una fase di vera e propria dissoluzione glaciale.

Parole chiave: *ghiacciai lombardi, campagna glaciologica 2005*

At the end of the 2004-2005 hydrological year, all monitored glaciers are in a withdrawal state. This has never happened in 110 years of glaciological observations and is the result of a year of scanty precipitations and no significant avalanches. Besides, several episodes of strong winds at the highest elevations have thinned the snow cover and worsened its crystallographic properties. The ablation season, though not particularly warm and with a few significant snowfalls, has been nevertheless a very long one (from May to September). By the end of summer, only minimal amounts of old snow could still be found at sites blessed by local conditions. The last three years have set a trend that, at mid-elevations (i.e. below 3000 m) can only be classified as deglaciation.

Key words: *Lombardy glaciers, 2005 glaciological campaign*

A la fin de l'année hydrologique 2004-2005, tous les glaciers observés de la Lombardie sont en recul. Cette donnée, qui a été enregistrée pour la première fois après plus des 110 années d'observations, est le résultat d'une période d'accumulation caractérisée par des précipitations insuffisantes et par l'absence d'avalanches. En outre, les vents chez les hautes altitudes, ont réduit l'épaisseur de la couche de neige et ont aggravé ses caractéristiques cristallographiques. La période d'ablation n'a pas été très chaude (on a eu des chutes de neiges), mais elle a été très longue (mars-septembre), avec 70 jours d'ablation continue. A la fin de l'été, de petites accumulations de neige vieille ont été observées seulement chez des sites favorisés par des facteurs locaux. Les deux années qui précèdent, très négatives, vont compléter le panorama d'une phase qui peut être considérée, au niveau des altitudes alpines moyennes (au dessous de 3000 m), une véritable dissolution glaciale.

Mots clés: *glaciers de la Lombardie, campagne glaciologique 2005*

GLACIOLOGICAL SERVICE OF LOMBARDY
2005 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN

Italian Central Alps

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 2004 (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.

Photo 1: see page 140

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 2004-2005 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 155)

Two tables are presented: the first shows data related to those sites previously surveyed in 2004, the second contains data for sites surveyed prior to 2004. Each glacier is described as follows: *cadastre number*, *survey date*, *yearly average front variation* (in parenthesis the reference year, if different from 2004), *dynamic phase*, *snow line altitude a.s.l.*, *snout's minimum altitude (QMF)*, a short synthetic note.

c - SYSTEMATIC PART (chapter 5, page 159)

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 141

Tab. 2, 3, 4: see page 142

Tab. 5, 6, 7: see page 143

Fig. 1: see page 144

4 - 2004-2005 HYDROLOGICAL YEAR: STATUS OF LOMBARDY'S SNOW-ICE COVER

Antonio Galluccio

4.1 - INTRODUCTION

Since 1990, the Glaciological Service of Lombardy (SGL) has been studying the trends of the regional glacialism by examining a large sample of selected glaciers spread over all mountain groups: every year the monitoring activities have covered 40 to 60% of existing glaciers. The final report of each campaign, meant to be as comprehensive as possible, has always been produced with the aim of giving the reader both a general overview and detailed information of the morphometric changes incurred, year after year, by the glacial units. All this without losing sight of peculiar, local situations of whole mountain groups or individual glaciers. Now, for the first time, the task of analyzing the 2004-2005 hydrological year is unfortunately very simple: the negative trend shown by all glacial units makes any detailed comments useless¹. All regional glaciers have received a severe blow, sending enormous amounts of melted ice into the Adriatic Sea².

Giuseppe Cola, a self-taught researcher from the Valfurva Valley, helps us to understand the extent of this terrible imbalance: the Forni Glacier, his favourite ice body, has lost 4,5 m of tongue thickness (see chart, pages 169-170). Considering that this portion of the glacier is about 2 km², 9 million m³ of ice have melted away for this area alone, while the total for the whole glacier (whose area is about 11,5 km²) could be as high as 12 or 13 M m³. This is a preliminary evaluation, but losses of this magnitude mean that, in few years, glacialism in Lombardy could be a thing of the past, something to be remembered only through pictures and prints³.

Photo 2: see page 145

The mountaineers can easily identify the signs of the incoming de-glaciation; the most important of them all, the *snow-line* - the lowest limit reached by the seasonal snow at the end of the summer - has continued to recede and is often absent on most glaciers: over the last 15 years, save a few exceptions, there has been very little residual snow below 3400-3500 m and, if at all present, the snow cover can be attributed to specific factors such as avalanches and orographic protection. In most cases, Lombardy's mountains are generally too low to favour the presence of a *snow-line*.

For this reason, prior issues of *Terra glaciális* have outlined the *fossil status* of the regional glaciation especially for the ice bodies set at medium-high elevations⁴. Calling them *fossil glaciers* was probably a bit strong but, as years go by, this is becoming more and more evident. When a glacier ends with no snowcover for several consecutive years⁵, it can no longer be considered an active glacier/glacierette for the lack of its main feeding element: the snow.

Other mountain chains, such as the Carpathian Mountains (Romania), have consistent snowfalls, equal to, or at least comparable to the ones of the Alps. As testified by M. Voiculescu's studies, well documented in this magazine, winter snowfalls reach levels that approximate the record levels of the Orobic Alps⁶. Still, at the end of the summer, no ice is present on the Danubian Mountains; no glaciers, only sporadic snow fields. The very same considerations, as already mentioned in this magazine, apply to the High Atlas of Morocco.

Nowadays, the same thing is happening to the Alps. The high summer temperatures melt the snow layers that are supposed to feed the ice bodies. Glaciers located below 3200 m are rapidly disappearing. Sometimes this process is already over. Though a recurring event in our recent past (in the XIX and in the XX century) we believe that de-glaciation never happened so fast and so destructively. The glacial area of the Alps is now smaller than what it used to be in the XIV century.

¹ considering the present trends, our plan is to reduce the number of glaciers being monitored on a yearly basis.

² and, in a very small percentage, towards the Black Sea and the North Sea: the Livigno Valley drains into the Danube, through the Spöl and the Inn while the Lei Valley drains into the Rhein River.

³ according to Bonardi and Galluccio (2003), the total volume of the glaciers on the Lombard side of the Ortles-Cevedale Group (Stelvio National Park) was estimated at 1,38 billion m³ of ice in 2001.

⁴ conventionally set between 1800 and 3000 m (see *Terra glaciális*, n. 5, page 83).

⁵ for instance, the Dosegù Pass Glacier (Gavia sector, Ortles-Cevedale) has had no residual snow cover for the last twenty years (excluding 2000-2001); it probably owes its survival to the super-imposing ice.

⁶ in the 2000-2001 winter, the total amount of snowfalls on the Western Orobic Alps was estimated at 40 m.

From the nivo-meteo point of view, what really matters is the multiannual trend. This is what is happening now and every single episode, positive or negative as it may be, is of a great importance. In the first part of the XXI century, all episodes have been constantly pointing towards the dissolution of glaciers.

During the 2004-2005 season, as shown in the snow-meteo report (see from page 109 onward), the worst thing was the almost total lack of precipitations coupled with strong winds that removed most of the snow cover from the highest elevations. One more fact to consider was the lack of avalanches, quite often the only source of snow for many Lombard glaciers⁷. The 2005 summer was not as hot as the previous one (August was chilly, even cold at times) but started off very early (May) and ended very late (September was quite warm).

This is very different from what we were used to: May was the last winter month at higher elevations, June was adding additional snowfalls to the existing snow cover⁸, September (sometimes even the last week of August) marked the end of the ablation season. The situation is quite hopeless now: not enough snow during the cold seasons and a long, long summers. The already reported climatic changes at mid-latitudes are testified by the ever growing intrusions of the subtropical anticyclone into Western Europe during the summer months, something that was rather sporadic in the past.

As clearly proved by the 2000-2001 snowy winter, the summer heat is a more important factor, for the preservation of the snow cover, than the amount of winter precipitations. Though some experts would disagree with this conclusion, Lombardy's glaciers are an example that things are actually going this way.

The trend of the last twenty years (the present phase started in 1986) is the opposite of what happened in the 70s' and early 80s', when modest, though significant advances were common to all glaciers. In spite of a few rare episodes like the 2000-2001 "snow year", the regression trend is very well in places and even accelerating.

4.2 - ANALYSIS OF THE GLACIERS' SAMPLE

Statistically, the 100 glaciers of the sample whose reports can be compared with the 2004 surveys (chart 2) show 98 units to be in a regression stage while the remaining 2 have disappeared; this means that 100 % of all units had a negative trend (chart 8). This is the first time that such a thing has happened in 110 years of the Italian glaciological research. The 3 glaciers of the samples that show an unchanged front among those measured each year (see chart 7) show an ice mass protected by the glacial drift or by the sinking into overdeepening hollows. The West Cima di Lago Glacier (Spluga-Lei section) has shown a growth of 4,5 m over the last two years, thanks to a probable dislocation of the flow induced by a water-lubricated bedrock. Very impressive and opposite trend is shown by some other glaciers: - 120 m for Lower Scerscen Glacier, - 80 m for both Marinelli and Mine Glaciers.

Tab. 8: see page 147

4.3 - FIELD REPORTS

Episodes and general situation

Glaciologists as well as mountaineers know how to recognize the signs of a rapid de-glaciation phase. Those indicators have been detailed in these pages many times. Today we could only repeat ourselves. We simply need to point out that the classic climatic/elevation bands that can host glacial or *glaciogenic* sites, based upon the yearly mean temperatures, are now placed at a much higher elevation, well above 3200 m as rule. This is affecting the whole cryosphere, causing the buried layers of ice called *permafrost* to melt progressively and originate many of the landslides that have plagued famous mountains after 2003. Another consequence is that slopes and rock walls become less stable, following the reduction of the ice masses at their foot. Not only is the ice disappearing but the shape of the mountains is also changing.

Focusing only on the ice bodies, it is evident that the progressive melting and the thinning of the ice flow exposes part of the bedrock, obviously causing dismemberments and a faster melting. This saddening process is slowed a bit where the ice is covered by a thick layer of drift.

The past hydrological year has been influenced by the two dreadful previous seasons, thus turning out to be the worst year, considering the snow-ice dynamics, for the glaciers on the Italian side of the Central Alps.

⁷as far as avalanche-feeding, this year was just the opposite of the previous one (2003-2004).

⁸this is particularly true for the accumulation-ablation dynamics of the ice walls, now melting faster than the glacier's ice.

As a result of the above considerations, the list of Lombardy's glacial units (glaciers, glacierettes and minor glacial units) needs to be reviewed⁹. The new list will be published on *Terra glaciális* n. 10: at first sight, one fourth of the glacial units reported in the year 2000 shall have to be considered as extinct.

Photo 3 and tab. 9: see page 148

The height of the snow-line

In addition to the considerations of paragraph 4.1, please see the data reported in chart 9, showing the yearly position of the *snow-line* for the various mountain groups. It is to be noted that the effective snow-line shall be even higher than what is reported: many of the elevations quoted were affected by local situations¹⁰. The level of the snow-line, not perfectly "climatic," is generally showing a higher shift from West to East and then to South: a detail which should warrant further analyses by the climatologists.

Thermal 0 °C

Guido Catasta

In the course of the 2005 ablation season, the diagram of the thermal 0 °C altitude has a two-fold trend: in the first one, values are very different from the three-year average, particularly the positive trend; in the second one, they match the mean value more closely, but lay nearly always below it. Beginning with the third decade of May, the thermal 0 °C rises to very high altitudes (+ 600 m); in June, after a drop in the first decade, in the third decade it reaches the maximum values at a mean altitude of 4127 m (+ 600 m above the three-year average). In July, again a drop in the first decade but a new peak is reached in the third decade, with a mean value exceeding the average by slightly more than 400 m. The second part begins in August, with values nearly always below the average, even if slightly. Afterwards, the thermal 0 °C decreases a little, down by 300 m at the end of the third decade of September and ending the ablation period.

Fig. 2: see page 149

REFERENCES (*see page 149*)

ABSTRACT (*see page 150*)

⁹ the last regional cadastre was published by SGL in cooperation with the Regional snow-meteo Center of Bormio in 2002, using data gathered in the 1998-2001 period.

¹⁰ the following situation has become more common in the past years: no snow is visible in the immediate surroundings (cirques, gullies, slopes, ...) of glaciers showing a clear snow-line. The height of the snow-line is registered but this does not reflect the effective situation of the mountain group as a whole.

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2005- SETTORE LOMBARDO / GLACIOLOGICAL CAMPAIGN 2005 - LOMBARD SECTOR
ELENCO DEI GHIACCIAI VISITATI / LIST OF SURVEYED GLACIERS
 Previous rilievo: 2004 / previous survey: 2004

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din. front	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front	ph.			
SETTORE SPLUGA-LEI							
364.0	PIZZO QUADRO NORD	14 sett	- 9	DM	2580	2750	Vedi scheda / See systematic part
365.0	PIZZO FERRE'	28 ago		DF	n.v.	ass.	Ampliamento delle finestre rocciose. Notevole perdita volumetrica. / Rocky inliers increasing. Strong volume shrinkage. (Congiu)
370.0	TAMBO' INFERIORE	16 sett		DM	2750	ass.	Riduzione di superficie e spessore. / Thickness and surface reduction. (Felisa)
371.0	SURETTA SUD	3 sett	0	DL	2692	2780	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 Tambo, 372.0 Orsareglis, 373.0 Mortee, 9002.0 Calcagnolo.							
SETTORE CODERA-MASINO							
376.0	SIVIGIA NE	4 sett.	- 18	DF	2500	ass.	Separazione del bacino d'accumulo sup. Nuovo lago proglaciale a q. 2520 m. / Separation of the upper accumulation basin. New proglacial lake at the altitude of 2520 m a.s.l. (Barilli)
8107.0	LIGONCIO OVEST	5 sett.		neo	2170		Vedi scheda / See systematic part
388.0	CENGALO SUD-EST	24 sett.		DM	n.v.	ass.	Incremento della copertura morenica in sin. idrografica. / Debris cover increasing on the left (hydrographic). (Marzorati, Molteni)
389.0	GEMELLI	24 sett.		DF	n.v.	ass.	Dissolte due delle tre placche. In fase di pre-estinzione. / Two of the three ice field melted. Pre-extinction. (Marzorati, Molteni)
390.0	PASSO DI BONDO	24 sett.		DL	n.v.	irreg.	Materiale franoso rende pericolose le misure frontali. / Landslide till made front measures dangerous. (Marzorati, Molteni)
391.0	PASSO DI BONDO INF.	24 sett.		DF	n.v.	ass.	Dissoluzione del firn del 2004. in fase di pre-estinzione. / Dissolution of 2004 firn. Pre-extinction. (Marzorati, Molteni)
397.0	RASICA OVEST INF.	22 sett.		DF	2690	irreg.	Dissoluzione del firn del 2004. Fronte sollevata dal substrato. / Dissolution of 2004 firn. Snout lifted from the rocky substrate. (Barilli)
407.0	PIODA SUD	24 sett.	- 49	DF	2800	ass.	Vedi scheda / See systematic part
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 377.0 Sivigia SE, 383.1 Calvo, 383.2 Calvo NW, 383.3 Passo della Vedretta, 384.0 Ligoncio, 385.0 Badiletto, 386.0 Badle, 395.0 Zocca S, 396.0 Zocca E, 402.0 Cameraccio W, 403.0 Cameraccio E, 406.0 Pioda SW.							
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO							
408.0	PREDIA ROSSA	17 sett.	- 11,5	DF	2615	n.v.	Involuzione della porzione superiore. / Regression of the upper part. (Urso, Scotti)
409.0	CORNA ROSSA	24 sett.		DL	n.v.	n.v.	Superficie invariata. / Unchanged surface. (Urso, Scotti)
8201.0	VALLE AIRALE	24 sett.		neo	n.v.	n.v.	Vedi scheda / See systematic part
410.0	CASSANDRA OVEST	24 sett.	- 76	DF	2788	ass.	Completa estinzione del firn del 2001. Aumento del morenico di superficie. / 2001 firn completely melted. Debris cover increased on the surface. (Scotti)
410.1	CASSANDRA CENTR.	24 sett.	- 67,5	DF	2960	ass.	Forte ritiro frontale e morenizzazione della lingua. Scomparsa del firn. / Strong snout retreat. Debris cover on the glacier tongue. Firn melted. (Scotti)
411.0	CASSANDRA EST	24 sett.	- 4,5	DL	2720	3300	Vedi scheda / See systematic part
411.1	CASSANDRA SUP.	24 sett.		DL	3130	irreg.	Neve vecchia sul 10% della superficie. Perdita di spessore contenuta. / Old snow covers 10 % of the surface. Moderate thickness reduction. (Scotti)
416.0	VENTINA	1 sett.	- 17,5	DF	2226	3050	Pochissima neve vecchia. Lingua interessata da eventi franosi. Formazione di un lago proglaciale di circa 50 m². / Very little old snow. Landslide events at the snout. New proglacial lake of about 50 m². (Peroschi, Cambieri, Rolli, Bracchi, Urso)
417.0	CANALONE d.VERGINE	1 sett.		DF	2700	3100	Forte riduzione e assottigliamento / Strong retreat and thickness reduction. (Cambieri, Bracchi)
419.0	DISGRAZIA	5 sett.		DL	2560	2900	Crolli di detrito in sx idrografica. / Debris collapse on the hydrographic left. (Proh)
420.0	PUNTA BARONI	5 sett.	- 19,5	DL	2610	n.v.	Riduzione di spessore. Aumento copertura detritica. / Thickness reduction. Debris cover increasing. (Proh)
421.0	P.SO DI CHIAREGGIO	30 ago		DM	2700	2900	Neve vecchia solo alla base delle pareti. Ulteriore ricopimento morenico della fronte. / Old snow cover only at the foot of rock-faces. Increase of the snout debris cover. (Almasio)
422.0	SISSONE	30 ago	- 28	DF	2625	3000	Marcata involuzione del settore sinistro. Ampliamento del nunatak. / Strong reduction of the left side. Nunatak increased. (Almasio)
423.0	CIMA DI ROSSO SE	29 ago	- 3,5	DM	2870	3000	Innevamento stagionale presente solo alla base delle pareti rocciose. Vistosa perdita i massa. Ampliamento della grotta glaciale. / Old snow cover only at the foot of rock-faces. Strong mass loss. Glacial cave increased. (Almasio)
424.0	CIMA DI ROSSO EST	29 ago	- 2,5	DM	2760	3000	Innevamento stagionale solo alla base delle pareti di contorno. Fronte sollevata e coperta da abbondante morenico. / Old snow cover only at the foot of perimetric rock-faces. Lifted and debris covered snout. (Almasio)
425.0	VAZZEDA	13 sett.	- 17	DF	2765	>3100	Vedi scheda / See systematic part
429.0	MONTE D. FORNO NE	28 ago		DL	n.v.	n.v.	Variazioni contenute. Assenza di accumuli significativi. / Moderate variations. No snow accumulation. (Mussi)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 409.1 C. Bruciati I, 409.2 C. Bruciati II, 9200.0 C. Bruciati III, 8200.0 Corni Bruciati NE o V, 430.0 Sassa di Fora, 430.1 Passo delle Tre Mogge.							
SETTORE BERNINA							
432.0	SCERSCEN INFERIORE	23 sett.	-123,5	DF	2613	n.v.	Vedi scheda / See systematic part
433.0	SCERSCEN SUP.	23 sett.	- 15	DF	2575	irreg.	Prossimo allo smembramento in due apparati distinti. / Near division in two separate units. (Paneri, Peja, Rosa, Alberti)
434.0	MARINELLI	23 sett.	- 82	DF	3005	ass.	Vedi scheda / See systematic part
435.0	CASPOGGIO	25 sett.	0	DM	2650	irreg.	Perdita di spessore. Ingrandimento delle finestre rocciose. / Thickness reduction. Increasing of rocky inliers. (Alberti)
439.0	FELLARIA OVEST	16 sett.	- 25 (2003)	DF	2545	3550	Vedi scheda / See systematic part
440.0	FELLARIA EST	16 sett.	- 19,5 (2001)	DL	2558	3400	Vedi scheda / See systematic part
441.1	CIMA FONTANA NE	4 sett.	- 18	DF	2840	ass.	Neve vecchia assente. Riduzione volumetrica. / No old snow. Volume reduction. (Butti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 8301.0 Cime di Musella, 436.0 Sasso Moro NE, 437.0 Sasso Moro NW I, 8302.0 Sasso Moro NW II, 439.1 Fellaria Centrale, 440.1 Fellaria Sup. I, 441.0 Varuna, 9300.0 Cima Fontana.							

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front	dyn. ph.			
SETTORE SCALINO-PAINALE							
443.0	PIZZO SCALINO	19 sett.	- 5	DL	2590	2950	Vedi scheda / See systematic part
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 445.0 Pizzo Painale NW, 447.0 Gombaro Sup., 448.0 Gombaro Inf., 449.0 Corti, 452.0 Calino.							
SETTORE DOSDE´ -PIAZZI							
462.0	CAMPACCIO	14 sett.	0	DM	n.v.	ass.	Innevamento assente. Perdita di massa minore rispetto alla scorsa stagione. / No old snow. Loss of mass is less than last year. (Bonetti)
463.0	SASSO TORTO	14 sett.	- 10	DF	n.v.	ass.	Neve vecchia assente. Riduzione di spessore. / No old snow. Thickness reduction. (Bonetti)
9401.0	MOTTI	14 sett.					Apparato quasi del tutto morenizzato. / The unit is almost a debris covered glacier. (Bonetti)
473.0	DOSDE´ EST	3 sett.	- 11,5	DM	2540	3010	Presenza di neve sui pianori a minore inclinazione. / Snow-cover only on short inclined upland plains. (F. Galluccio, Ratti)
474.0	DOSDE´ CENTRALE I	3 sett.		DM	2800	ass.	Vedi scheda / See systematic part
474.1	DOSDE´ CENTRALE II	3 sett.		DM	2650	ass.	Assottigliamento generale, più accentuato sulla fronte. / Thickness reduction, emphasized at the snout. (F. Galluccio, Ratti)
475.0	DOSDE´ OVEST	4 sett.	- 12,5 (2003)	DL	2680	ass.	Innevamento residuo quasi assente. / Old snow almost absent. (F. Galluccio, Ratti)
476.0	VAL VIOLA EST	4 sett.	- 4	DL	2780	ass.	Poche variazioni morfologiche. Neve vecchia assente. / Few morphologic variations. No old snow. (Ratti, F. Galluccio)
477.0	VAL VIOLA OVEST	4 sett.	- 12	DL	2830	ass.	Fronte assottigliata nella zona centrale. Campi superiori morenizzati. / Snout thinned in central area. Upper debris covered fields. (S. Ratti, F. Galluccio)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 467.0 Val Lia, 468.0 Cardonnè, 472.0 Passo dei Sassi Rossi W, 474.2 Gma di Lago Spalmo W, 474.3 Cantone di Dosdè I, 474.4 Cantone di Dosdè II, 475.0 Dosdè W Inf., 477.1 Gma Dugorale, 478.0 Corno di Dosdè.							
SETTORE LIVIGNO							
8402.0	PIZZO FILONE NORD	3 sett.					Estinto. / Extinct. (Marzorati-Molteni)
8403.0	PIZZO ZEMBRASCA	3 sett.					Conferma di estinzione. / Extinct (confirmed). (Marzorati, Molteni)
990.0	MINE SUPERIORE	3 sett.		DF	n.v.	ass.	Copertura morenica su quasi tutto l'apparato. Suddivisione in due placche. / Debris cover almost on the whole unit. Separation in two plaques. (Marzorati, Molteni)
991.0	MINE	3 sett.		DF	2850	ass.	Riduzione di spessore > 2 m, morenizzazione, scomparsa della bocca glaciale. / Thickness reduction > 2 m, debris cover, glacial mouth absent. (Marzorati, Molteni)
8404.0	MINE INFERIORE	3 sett.			n.v.	ass.	I residui del firm 2001 si coprono di detriti. / Debris cover on 2001 residual firm. (Marzorati, Molteni)
992.0	C.NA CAPRA DENTRO	3 sett.		DF	n.v.	ass.	Prosegue il ricoprimento morenico in dx idrografica e alla fronte. / Debris cover increasing on the right hyd and at the snout. (Marzorati, Molteni)
994.0	PIZZO PAVALLO	3 sett.		DF	n.v.	ass.	Perdita di massa e aumento copertura detritica. / Mass reduction and debris cover increasing. (Marzorati, Molteni)
997.0	CAMPO NORD	4 sett.	- 9	DM	2837	3090	Vedi scheda / See systematic part
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 9411.0 Corna di Capra di Fuori, 995.1 Val Nera Centrale, 996.0 Val Nera Ovest, 996.1 Monte Val Nera, 1000.0 Saliente, 9411.0 Cassa del Ferro.							
SETTORE ORTLES-CEVEDALE							
481.0	PLATIGLIOLE	1 sett.	- 22	DF	2945	n.v.	Interrotto il collegamento con la Vedretta Piana. / Link to Vedretta Piana interrupted. (Scaltrii)
482.0	VITELLI	2 sett.	- 48	DF	2580	n.v.	Neve recente. Prosegue il processo di sdoppiamento della colata. / Recent snow. Flow halving in progress. (Scaltrii)
490.0	ZEBRU´	24 sett.		DL	2900	n.v.	Ablazione differenziale per la frana del 2004; segnale di misura cancellato. / Differential ablation due to the 2004 landslide. Signal cancelled. A. C. Galluccio
490.1	ZEBRU´ EST	24 sett.	- 10	DL	2820	n.v.	Vedi scheda / See systematic part
502.0	GRAN ZEBRU´	24 sett.	- 8	DL	2995	n.v.	Neve recente. Nessuna grossa variazione morfologica. / Recent snow. No evident morphological variations. (Catasta, Pagliardi, Iulitta)
507.0	PALON DE LA MARE	10 sett.	- 12	DM	2950	3450	Riduzione di spessore di 3-5 m. Effluenza delle Rosole ancora potente. / Thickness reduction of 3-5 m. Rosole's effluence is still powerful. (A.C. Galluccio, Fontana, Cola)
507.1	FORNI	22 sett.	- 33	DF	2500	3440	Vedi scheda / See systematic part
508.0	SAN GIACOMO EST	4 sett.	- 20	DF	n.v.	ass.	Abbondante detrito superficiale. Prossima divisione in due apparati distinti. / Abundant debris cover. Next separation into two distinct units. (Cola)
509.0	SAN GIACOMO OVEST	4 sett.	- 13	DF	2907	ass.	Accumuli nevosi inesistenti. Ricoprimento detritico della parte medio-bassa. / Persistent snow accumulation. Debris cover on the middle-low part. (Cola)
510.0	CERENA	10 sett.	- 4,5 (1995)	DL	2445	n.v.	Riduzione di potenza della parte ripida a monte della fronte. / Weakening of the ripid part upon the snout. (A.C. Galluccio, Fontana, Cola)
511.0	TRESERO	5 sett.	-16 N - 0,5 S (2003)	DF	3000	n.v.	Grave involuzione dei campi alti del ghiacciaio sotto la parete SW del P.zo Tresero. / Strong reduction of the upper snow fields below the SW face of P.zo Tresero. (Borghi-Bolognini-Pagliardi)
512.1	DOSEGU´	1 ott.	- 28	DF	2870	n.v.	Marcato ritiro frontale. Reperimento di reperti bellici nella zona prefrontale. / Remarkable frontal retreating. War material discovered in the pre-snout part. (Fontana, Bessi, Pagliardi)
516.0	SFORZELLINA	6 ott.	- 7	DM	2780	ass.	Margine sollevato e ricoperto da abbondante morenico, soprattutto nella porzione meridionale. / Glacier edges lifted and covered by abundant morainic debris, specially in the south part. (Colzani, Pagliardi, Cola)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 484.0 Cristallo E, 485.0 Cristallo Centrale, 486.0 Cristallo W, 488.0 Campo, 504.0 Pasquale N, 505.0 Pasquale S, 506.0 Rosole, 506.1 Col de la Mare I, 506.2 Col de la Mare II, 517.0 Lago Bianco, 522.0 Sobretta NE Sup., Pietre Rosse N, 9511.0 Coleazzo S, 9512.0 Coleazzo N, 9513.0 Pietre Rosse S.							
SETTORE ADAMELLO							
573.1	PAYER SUPERIORE	3 sett.		DM	2860	ass.	Neve vecchia quasi assente. Aumento della copertura morenica. / Old snow nearly absent. Debris cover increasing. (Toffaletti)
574.0	PAYER INFERIORE	3 sett.		DM	2740	ass.	Poca neve vecchia in sx idr. Morenico in aumento. / Little old snow on the left hyd., debris cover increasing. (Toffaletti)
574.1	P.TA PISGANA NORD	3 sett.		DL	n.v.	ass.	Nessuna variazione morfologica. / No morphological variations. (Toffaletti)
574.2	P.TA PISGANA NW	3 sett.		DL	n.v.	ass.	Neve vecchia solo alla base delle pareti di testata. Morenico in aumento. / Old snow at the foot of the upper rocky faces. Debris cover increasing. (Toffaletti)
577.0	PISGANA OVEST	4 sett.		DF	2565	3100	Vedi scheda / See systematic part
578.0	SALIMMO	3 sett.		DM	n.v.	ass.	Neve vecchia solo nel canale superiore. / Old snow only in the upper canal. (Toffaletti)



N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catal.nr.	glacial unit	date	front	ph.			
581.0	VENEROCOLO	4 sett.		DF	2550	ass.	Neve residua solo di origine valanghiva. Rapida involuzione della zona frontale. / <i>Avalanche residual snow only. Rapid reduction of the snout area.</i> (Pagliardi, Bessi)
582.0	AVIO EST	4 sett.		DM	n.v.	n.v.	Neve recente nella porzione superiore. Dissoluzione del nevato del 2004. / <i>Recent snow in the upper part. 2004 snow melted.</i> (Roveda, Bessi, Pagliardi)
583.0	AVIO CENTRALE	4 sett.		DF	n.v.	2950	Accumulo esclusivamente valanghivo. Ampliamento delle finestre rocciose. Divisione dalla porzione più meridionale. / <i>Avalanche accumulation only. Larger rocky inliers. SE part now separated.</i> (Roveda, Pagliardi)
584.0	AVIO OVEST	4 sett.		DF	n.v.	ass.	Dissoluzione del firm delle annate precedenti. / <i>Previous years firm melted.</i> (Roveda, Bessi, Pagliardi)
585.1	BAITONE EST SUP.	4 sett.		DF	n.v.	ass.	Quasi completamente morenizzato. / <i>Nearly full covered by debris.</i> (Pagliardi)
586.0	BAITONE EST	4 sett.		DM	2925	ass.	Ridimensionamento del firm 2001. Limite frontale coperto da morenico. / <i>2001 firm reduction. Debris cover at front ledge.</i> (Pagliardi, Toffaletti)
608.0	ADAMELLO (complex)	5 sett.		DF	2550	irreg.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	CONOIDE SALARNO	22 sett.		S	2400	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EF. CORNO SALARNO	22 sett.		X	3150	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EFFLUENZA SALARNO	22 sett.		DM	n.v.	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	GHIACCIAIO BALTZER	22 sett.	- 10 (2003)	DM	2540	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EFFLUENZA ADAME	10 sett.		DF	1900	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
	EFFL. MANDRONE	6 sett.		DF	2550	n.v.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING.</i> 579.0 Calotta, 579.1 Punta Venerocolo I, 579.2 Punta Venerocolo II, 580.0 Passo Brizo, 585.0 Piem, 587.0 Lavedole, 8601.0 Guello E, 590.1 Gma Laste N, 590.2 Gma Wanda, 591.1 Cima dei Laghi Gelati, 592.0 Val Gallinera I, 593.0 Val Gallinera II, 594.0 Val Gallinera III, 595.0 Val Gallinera IV, 598.0 Cristallo, 599.0 Gma del Laghetto, 599.1 Miller Inf., 601.0 Remulo, 608.1 Monte Adamello.							
SETTORE ORBIE							
528.0	MONTE TORENA	1 ott.		DM	n.v.	ass.	Coperto di detrito per l'80%. In pre-estinzione / <i>Debris cover on 80% of surface. Pre-extinction.</i> (Pironi)
533.0	BONDONE INFERIORE	29 ago		DF	2475	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
534.0	CAGAMEI IV	29 ago		DM	n.v.	2600	Monitorato mediante 19 osservazioni. Bilancio annuale negativo. Un lembo di neve vecchia. / <i>19 observations. Unfavourable annual balance. One field of old snow.</i> (Scotti, Butti)
541.0	MAROVIN	1 ott.	- 16,5 (2003)	DF	2045	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
542.0	DENTE DI COCA	1 ott.	- 11,5	DL	2165	ass.	Apparato ancora coperto del firm 2004. / <i>Still covered by 2004 firm.</i> (Butti)
543.0	LUPO	1 ott.	- 8	DM	2430	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
549.0	POROLA	4 sett.	- 6,5 (2003)	DF	2320	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
550.0	SCAIS	4 sett.	- 0,5 (2003)	DF	2415	ass.	L'apparato si è suddiviso in due porzioni sovrapposte (2004). / <i>Divided into two units laid one upon the other.</i> (Merati, Ciapparelli, Rota Nodari, Bessi)
552.2	CERICH	26 ago		DM	2240	ass.	Forte perdita di spessore ma ancora coperto dal firm del 2004. / <i>Strong thickness reduction but still covered by 2004 firm.</i> (Scotti)
553.0	SALTO	26 ago		DF	2040	ass.	Decremento di spessore di 4 m. / <i>Thickness reduction of 4 m.</i> (Scotti, Merati, Ciapparelli)
554.0	PIZZO OMO NW	26 ago		DF	n.v.	ass.	Bilancio annuale negativo. / <i>Unfavourable annual balance.</i> (Scotti)
555.0	PIZZO OMO OVEST	26 ago		DM	n.v.	ass.	Discreta conservazione della massa glaciale. / <i>Glacial mass fairly good preserved.</i> (Scotti)
566.0	TROBIO EST O GLENO	30 sett.		DF	2695	ass.	Ridotto a placca di ghiaccio esile e non dinamica. / <i>Reduced to small patch, not active.</i> (D'Adda)
567.0	TROBIO OVEST	30 sett.		DF	2540	ass.	Affioramenti rocciosi in ampliamento. Spessore sempre più sottile. / <i>Rocky outcrops increasing. Thickness reduction.</i> (D'Adda)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING.</i> 528.1 M. Torrena Sup., 8705.0 Bondone E, 532.0 Bondone Sup., 535.0 Cagamei III, 536.0 Cagamei II, 537.0 Cagamei I, 537.1 Foppa, 538.0 Druet o Vagh, 539.0 Foscere, 540.0 Val Sena, 544.0 Pioda Inferiore, 545.0 Pioda Superiore, 550.1 P.zo Brunone, 551.0 Cantunasc, 552.0 Mottolone, 556.0 Pizzo del Diavolo di Tenda NW, 556.1 Bocchetta di Podavitt, 556.2 Podavista, 557.0 Aga, 557.2 Corna d'Ambria o Aga Nord, 557.3 Diavolo di Tenda Ovest, 566.1 Trobio Centrale.							

rilievo precedente: anteriore al 2004 / previous survey: before 2004

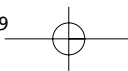
SETTORE SPLUGA-LEI							
1001.0	CIMA SOVRANA W	4 sett.		X	n.v.	ass.	Neve vecchia assente. Copertura detritica abbondante. / <i>No old snow. Abundant debris cover.</i> (Ghielmi)
1002.0	PIZZO ROSSO	4 sett.		DL	2680	>2900	Neve vecchia scarsa. Limitate variazioni morfologiche. / <i>Little old snow. Some morphological variations.</i> (Ghielmi)
1003.0	CIMA DI LAGO NORD	4 sett.		DF	2670	>3000	Modestissima copertura nevosa. Ampliamento finestra rocciosa. / <i>Very poor snow cover. Rocky inliers increasing.</i> (Ghielmi)
1004.0	C.MA DI LAGO W	3 sett.	+ 4,5 (2003)	DL	2590	>2800	Spessore esiguo. Interruzione del collegamento con il Passo di Lei. / <i>Slight thickness. Link to Passo di Lei interrupted.</i> (Ghielmi)
1005.0	PONCIAGNA	4 sett.		DF	2650	>3150	Neve vecchia molto scarsa. Ampliamento della finestra rocciosa presso la fronte. / <i>Very little old snow. Rocky inliers increasing at the snout.</i> (Ghielmi)
8001.0	GUGLIE D'ALTARE W	4 sett.					Evidente ritiro. Copertura detritica in aumento. / <i>Remarkable retreating. Debris cover increasing.</i> (Ghielmi)
SETTORE CODERA-MASINO							
375.0	PUNTA TRUBINASCA	4 sett.		E	-	ass.	Entra a far parte delle forme glaciali minori con n. 9107.0 / <i>Changed to minor glacial formation.</i> (Barilli)
9107.0							
378.0	ARNASCA EST	5 sett.		DF	2260	ass.	Smembrato in 3 sezioni. / <i>Dismembered into three units.</i> (Pironi)
379.0	ARNASCA OVEST	5 sett.		DF	2240	ass.	Coperto di morenico per i ¼ della superficie. / <i>Debris cover on ¼ of surface.</i> (Pironi)
380.0	SPASSATO EST	5 sett.		E	-	ass.	Rimangono tre placche di nevato. Inserito nelle forme glaciali minori con il n. 8108.0. / <i>Three snowclads left. Changed to minor glacial formation.</i> (Pironi)
8108.0							
381.0	SPASSATO OVEST	5 sett.		DF	2335	ass.	Coperto per metà da morenico. / <i>Debris cover on 50% of surface.</i> (Pironi)
8103.0	SFINGE	24 sett.				ass.	Di esigue dimensioni ma stazionario. / <i>Glacier of small size but unchanged.</i> (Strozzi, Scotti)



N° cat. <i>Catal.nr.</i>	Unità glaciale <i>glacial unit</i>	data <i>date</i>	variaz. fronte <i>front variat.</i>	fase din. <i>din. ph.</i>	QMF	snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
392.0	PIZZO DEL FERRO W	24 sett.		DF	3010	ass.	Prossimo all'estinzione. / <i>Next to extinction.</i> (Strozzi, F. e G. Di Gallo, Gorni)
393.0	PIZZO DEL FERRO CENTRALE	24 sett.		DF	2790	3050	Neve vecchia sul 30% della superficie. / <i>Old snow on 30% of surface.</i> (Strozzi, F. e G. Di Gallo, Gorni)
9100.0	PIZZO DEL FERRO INFERIORE	24 sett.				n.v.	Minima placca residuale coperta di firn. / <i>Smallest residual patch covered by firn.</i> (Strozzi, F. e G. Di Gallo, Gorni)
9101.0	PIZZO DEL FERRO SUPERIORE	24 sett.				ass.	Ridotto a piccole placche disgiunte. / <i>Reduced to small distinct patches.</i> (Strozzi, F. e G. Di Gallo, Gorni)
8104.0	PLACCA DEL FERRO	24 sett.				ass.	Notevole riduzione di spessore e superficie. / <i>Remarkable thickness and surface reduction.</i> (Strozzi, F. e G. Di Gallo, Gorni)
9102.0	TORRIONE D. FERRO	24 sett.				ass.	Notevole riduzione di spessore. Campi di ghiaccio morto nel vallone sottostante. / <i>Remarkable thickness reduction. Dead ice fields in the strath below.</i> (Strozzi)
399.1	PIZZO TORRONE W SUPERIORE	24 sett.		DF	3175	ass.	Fortissimo decremento di massa. / <i>Very strong mass reduction.</i> (Strozzi, F. e G. Di Gallo, Gorni, Scotti)
400.0	PIZZO TORRONE W	24 sett.		DF	2905	ass.	Notevole smagrimento e aumento morenico. / <i>Remarkable thinning and debris cover.</i> (Strozzi)
401.0	PIZZO TORRONE EST	24 sett.		DL	2790	ass.	Ridotto a una vasta massa di ghiaccio morto morenizzato. / <i>Reduced to a large mass of dead ice covered by debris.</i> (Strozzi)
8102.0	CLEOPATRA	24 sett.				ass.	Residua solamente la parte superiore. Dimezzata rispetto al 2000. / <i>Just the upper part left. Halved compared to 2000.</i> (Strozzi)
403.1	MONTE SISSONE SW	24 sett.		DF	2950	ass.	Scomparsa della placca superiore occidentale. / <i>West upper patch melted.</i> (Strozzi, F. e G. Di Gallo, Gorni)
404.0	MONTE SISSONE W	24 sett.		DF	3080	ass.	Minimo residuo glaciale. Prossimo all'estinzione. / <i>Minimum glacial residue.</i> (Strozzi, F. e G. Di Gallo, Gorni)
405.0	PASSO DI MELLO	24 sett.		E	-	ass.	Estinto. Nessun residuo glaciale visibile. / <i>Extinct. No visible glacial residue.</i> (Strozzi)
9105.0	BOCCH.TA ROMA INF.	24 sett.				ass.	Ghiaccio morto coperto da detriti. / <i>Dead ice with debris cover.</i> (F. e G. Di Gallo, Gorni)
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO							
412.0	SASSERSA	5 ago	- 8,5 (2003)	DM	2700	ass.	Assenza di neve residua. Notevole aumento della copertura detritica. / <i>No residual snow. Debris cover remarkably increasing.</i> (Proh)
414.0	CIMA DEL DUCA	24 sett.		E	-		Estinto. / <i>Extinct.</i> (V. e G. Paneri, Peja, Rosa)
418.0	PIZZO VENTINA	1 sett.		DM	2450	n.v.	Emergenza di morenico. Grossa frana sul lato dx. Arretramento frontale. / <i>Morainic debris emerging. Big landslide on the right hyd. Frontal retreating.</i> (Peroschi, Rolfi, Urso)
SETTORE SCALINO-PAINALE							
451.0 9304.0	VAL MOLINA	28 ago		E	-	ass.	Estinto. Entra a far parte delle forme glaciali minori col n. 9304.0. / <i>Extinct. Changed to minor glacial formation.</i> (Scotti)
SETTORE ORTLES-CEVEDALE							
495.0	M.GNA VECCHIA I	4 sett.		DM	2950	ass.	Neve recente. Riduzione areale. / <i>Recent snow. Area reduction.</i> (Colzani)
495.1	M.GNA VECCHIA II	4 sett.	- 4 (2003)	DM	2740	ass.	Quasi completamente coperto da morenico. / <i>Nearly full covered by debris.</i> (Colzani)
495.2	M.GNA VECCHIA III	4 sett.		DM	n.v.	ass.	Fronte in disfacimento. / <i>Snout ruined.</i> (Colzani)
495.3	M.GNA VECCHIA IV	4 sett.		DL	n.v.	ass.	Ghiaccio non visibile, coperto di detriti. / <i>No visible ice, debris cover.</i> (Colzani)
496.0	FORA'	3 sett.	- 2,5 (2003)	DL	2740	ass.	Fronti appiattite e con morenico in aumento. / <i>Flat snouts, debris cover increasing.</i> (Colzani)
503.0	CEDEC	24 sett.	-19,55 (2002) - 9 N (2003)	DL	2695		Neve recente. Riduzione di spessore e larghezza della lingua meridionale. Lingua settentrionale più avanzata e ricoperta di morenico in dx idr. / <i>Recent snow. Thickness and south tongue width reduction. North tongue is more advanced and covered by debris on the right hyd.</i> (Catasta, Pagliardi, Lulita)
518.0	GAVIA	3 sett.		DF	n.v.	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
527.0	SAVORETTA	28 ago	- 23 (2003)	DF	2645	ass.	Forte contrazione, soprattutto nella zona frontale / <i>Strong contraction, specially at the frontal sector.</i> (Bolognini, Borghi)
SETTORE ADAMELLO							
9601.0	VAL SERIA	3 sett.			n.v.	ass.	Da accertare la residua presenza di ghiaccio sepolto. / <i>Residual buried ice to be verified.</i> (Toffaletti)
8607.0	PLACCA DI SALIMMO	3 sett.			n.v.	ass.	Quasi totalmente privo di accumulo nevoso. / <i>Snow accumulation nearly absent.</i> (Toffaletti)
596.0	BOMPIA'	18 ago		DF	n.v.	ass.	Vedi scheda / <i>See systematic part</i>
610.0	LEVADE OVEST	10 sett.		DL	2900	ass.	Quasi completamente coperto da detrito. / <i>Nearly full covered by debris.</i> (Rota Nodari)
8605.0	BUCIAGA NORD	10 sett.					Diviso in due corpi. Presenza di firn sotto la parete di testata e in una fascia mediana. / <i>Separated into two units. Firn under the upper rocky face and in the middle area.</i> (Rota Nodari)
611.0	BUCIAGA	10 sett.		DL	2800	ass.	Rilevata la presenza di ghiaccio sotto il detrito. / <i>Debris covered ice.</i> (Rota Nodari)
8606.0	BUCIAGA SUD	10 sett.					Nessun residuo glaciale visibile. / <i>No visible residual ice.</i> (Rota Nodari)

Note - n.v.: non valutabile; ass.: snow-line assente. Per le forme glaciali minori (serie 8000.0 e 9000.0) la fase dinamica e la quota minima frontale non vengono riportate. Per le altre voci vedi "Avvertenza per la lettura" pag. 141.

Notes - n.v.: non assessabile; ass.: no visible snow-line. Dynamic phase and minimum frontal altitude are not represented for minor glacial formations (8000.0 and 9000.0 series). For all other items, see "Reading instructions" page 141.



5-PARTE SISTEMATICA

Settore SPLUGA-LEI

(Riccardo Scotti)

Dopo il 2004, stagione per certi versi non del tutto negativa, riprende a pieno ritmo la deglaciazione dell'alta Valle Spluga e della Val di Lei. Tutti i ghiacciai presentano bilanci in decremento, maggiore per quelli di dimensioni più cospicue, a eccezione del Ghiacciaio Suretta Sud. L'elevata ventosità della stagione fredda ha annullato gli accumuli, soprattutto sui ghiacciai del Pizzo Ferrè e di Ponciagna. La *snow-line* in Valle Spluga è rilevabile soltanto sui ghiacciai di Suretta Sud e di Pizzo Quadro Nord, mentre la Val di Lei, nel complesso, sembra aver conservato un minimo di innevamento residuo, pur relegato alle quote più elevate. Nulli gli accumuli valanghivi. 20 le unità osservate (100% del campione: 10 rilievi e 10 osservazioni fotografiche).

364.0 PIZZO QUADRO NORD 05.09.14 QMF: 2580 decremento moderato

La scarsissima nevosità della stagione di accumulo 2004-2005 e i pochi fenomeni valanghivi conseguenti hanno concorso, a dispetto di una stagione di ablazione conservativa, a riproporre la fase di contrazione dell'apparato. Il glacionevato posto nella porzione più orientale del bacino, che era sopravvissuto anche alla torrida estate del 2003, si è dissolto, mentre poco nevato della stagione 2004 permane nella porzione più elevata del ghiacciaio, a ridosso della parete settentrionale del Pizzo Quadro. Comunque, il ghiacciaio, efficacemente protetto dai detriti nella sua porzione di sinistra idrografica, scende ancora nella piccola piana antistante il segnale di misura posto da P. Piccini nel 2000. Tale porzione è sede di frequenti franamenti della copertura detritica. Al momento della misura un sottile strato di neve recente copre l'apparato, mentre ghiaccio morto coperto di morenico affiora ancora nell'area antistante la fronte in destra idrografica. *Snow-line*: 2750 m. (C. Scolari).

Variatz. media annua: - 9 m (2003)

1004.0 CIMA DI LAGO OVEST 05.09.03 QMF: 2590 decremento lieve

Il ghiacciaio, il cui spessore appare esiguo, si presenta quasi completamente privo di neve vecchia, a eccezione di limitate porzioni site oltre q. 2800 m, sottostanti le pareti della Cima di Lago (porzione NE), poco esposte al sole. Il sottostante firn dell'anno precedente ha un'estensione maggiore. La copertura detritica è presente solo sul perimetro NE della lingua principale, dove impedisce una facile individuazione del limite glaciale. La continuità della porzione principale del ghiacciaio con i lembi posti verso il Passo di Lei sembra interrotta; difficile valutare se per scomparsa della massa glaciale o per copertura detritica. La misura frontale evidenzia una avanzata biennale di + 4,5 m. *Snow-line*: 2800 m. (G. Ghielmi).

Variatz. media annua: + 2 m (2003)

Settore CODERA-MASINO

(Riccardo Scotti)

In questo anno 2005, i ghiacciai di dimensioni medio-piccole della Val Codera e della Val Masino evidenziano, come in nessun altro settore delle Alpi Centrali, la crisi del glacialismo lombardo. E, comunque, tutti gli apparati sono in fase di decremento. La carenza di accumuli valanghivi e la quota media non certo elevata delle unità del settore fanno sì che l'intera compagine glaciale risulti ben al di sotto della *snow-line* climatica. In Val Codera, è evento eclatante l'avvenuta ripartizione del Ghiacciaio di Sivigia NE, così come l'estinzione di ben 3 apparati sui 7 ancora presenti nel 2004¹. Situazione simile in Val Masino, dove gran parte delle masse glaciali è sulla soglia dell'estinzione senza distinzione di quota, modalità di accumulo o posizione geografica. Impressiona l'arretramento frontale annuale (49 m) del Ghiacciaio di Pioda Sud.

8107.0 LIGONCIO OVEST 05.09.24 QMF: 2170 App. di nuova identificaz.

Il piccolo ma compatto glacionevato si annida in un catino rettangolare alla base di una parete rocciosa verticale, tra i glacionevati Arnasca W e Spassato E. In più punti l'altezza del firn pluriennale supera i 2 m: evidente l'origine "da scivolamento da parete". Dimensioni: 80 m di lunghezza per 20 m di larghezza (30 m di larghezza massima). Ha collaborato: Andrea Marinoni. *Snow-line*: assente. (L. Pironi).

407.0 PIODA SUD 05.09.04 QMF: 2800 decremento forte

Il ghiacciaio è coperto da poca neve recente. La fronte, sollevata rispetto al *bedrock*, presenta due linguette residue, larghe pochi metri, che sopravanzano il punto di misura: sono destinate a sparire in breve tempo. *Snow-line*: assente. (F. e G. Di Gallo, G. Gorni, F. Strozzi).

Variatz. media annua: - 49 m

¹ questi dati non entrano nel computo statistico (vedi pag. 142) in quanto rilevati mediante la sola osservazione fotografica.

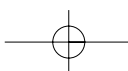




Foto 4: la fronte appiattita e sollevata dal substrato roccioso del Ghiacciaio di Pioda Sud, emblema della grave riduzione areale e volumetrica degli apparati glaciali del Settore Codera-Masino. (G. Gorni, G. Di Gallo, 24 settembre 2005) .

Photo 4: the snout of Pioda Sud Glacier, flattened and lifted from the bedrock, symbol of the heavy areal and volumetric reduction of the glacial units of Codera-Masino sector. (G. Gorni, G. Di Gallo, 24th September 2005).



Foto 5: il Ghiacciaio di Cassandra Est ripreso dal Sasso Bianco. (R. Scotti, 4 settembre 2005).

Photo 5: the Cassandra Est Glacier taken from Sasso Bianco. (R. Scotti, 4th September 2005).

Settore DISGRAZIA – MALLERO

(Riccardo Scotti)

Nelle passate stagioni, i ghiacciai nell'orbita del Monte Disgrazia, pur in un contesto climaticamente sfavorevole, erano stati in grado di mostrare modesti segni di resistenza rispetto al trend negativo dominante. Il 2005 azzerava completamente questo andamento peculiare: il regresso stagionale è infatti tra i più pesanti degli ultimi anni. Ben 7 sono i ghiacciai in forte decremento, fra i quali spiccano per dimensioni e importanza quelli di Preda Rossa, Ventina, Sissone e Vazzeda. L'altitudine mediana più elevata rispetto ad altri settori montuosi riesce comunque a garantire un minimo di innevamento residuo, relegato mediamente oltre i 3000 m di quota. Così come nel resto della regione, i ghiacciai più penalizzati sono quelli di origine valanghiva che, nel 2005, oltre a non aver beneficiato di accumuli di questo tipo, sono pure stati esclusi dalle nevicate estive, il più delle volte verificatesi ben al di sopra della loro quota massima. Sono state controllate 26 unità (20 rilievi glaciologici e 6 osservazioni fotografiche).



8201.0 VALLE AIRALE 05.09.24 QMF: - App. di nuova identificaz.

In una stupenda immagine di A. Corti, scattata il 30 agosto 1929 dalla cima settentrionale dei Corni Bruciati, sono ben visibili, sul versante meridionale della Cima di Corna Rossa, due modeste placche di ghiaccio stratificato che colmano i rispettivi circhi glaciali. Nonostante l'esposizione sfavorevole, principalmente grazie all'attività valanghiva, i due piccoli siti riescono ancora oggi a conservare un minimo innevamento residuo. In particolare le stagioni 2000-2001 e 2003-2004 hanno garantito accumuli sufficienti a superare le pessime stagioni 2002-2003 e 2004-2005: il residuo nivo-glaciale data dunque da almeno 5 anni. La placca superiore presenta una morena frontale ben conservata e un accumulo di firn pluriennale che riempie quasi per intero lo spazio fra questa e le pareti rocciose di testata. La placca inferiore, posta poche centinaia di metri dal P.so di Corna Rossa, è formata da ghiaccio parzialmente sepolto dal detrito cui si sovrappone in sinistra idrografica una placca di firn del 2004: di superficie potenzialmente maggiore, appare però penalizzata dalla quota più bassa e da un'alimentazione valanghiva meno efficiente. Il nome proposto recupera il toponimo che caratterizza la parte superiore della Val Torreggio. Il pendio meridionale della Cima di Corna Rossa rappresenta, tra l'altro, la vera testata della valle. *Snow-line*: assente (R. Scotti).

411.0 CASSANDRA EST 05.09.24 QMF: 2720 decremento lieve

A fine stagione la neve si ritira alla base delle pareti di testata e nello stretto canalone ghiacciato superiore (30% circa della superficie), mettendo a nudo l'esile copertura di firn del grande plateau centrale. La perdita di spessore e potenza della seraccata appare significativa mentre il collegamento con la placca di ghiaccio morto in sinistra idrografica non sembra ancora sul punto di interrompersi. Il regresso frontale risulta modesto grazie al considerevole spessore della colata nei punti di misura, in particolare presso il segnale OS. Il 24.09, data del rilievo definitivo, le piccole pozze formate dai torrenti ablatori nei pressi della fronte sono ghiacciate, testimoniando in tal modo un arresto dell'ablazione. La quota minima frontale del lobo destro è 2976 m. Al fine di determinare l'estensione dell'innevamento sul plateau centrale, in aggiunta alla SF 206 è stata utilizzata una serie di immagini scattate dal Sasso Bianco, ottima stazione fotografica occasionale. Hanno collaborato F. Scotti e M. Urso. *Snow-line*: 3300 m. (R. Scotti).
Variaz. media annua: - 4,5 m

425.0 VAZZEDA 05.09.13 QMF: 2765 decremento forte

Nel corso della stagione estiva il ghiacciaio è stato visitato più volte, a partire dal 28 maggio. L'8 agosto, l'innevamento residuo è già quasi scomparso. Poche le paline ritrovate ancora infisse nel ghiaccio. Il 24 settembre la situazione appare ancor più negativa: la parte più elevata del lato destro è notevolmente fessurata e mostra una forte perdita di spessore (per raggiungere il colle dove è situato il confine di Stato ora si deve superare una parete rocciosa alta 10 m). Analoghi rilievi anche lungo la larga fronte nell'area centrale. In corrispondenza del segnale S21, posato lo scorso anno, il ghiacciaio si è ritirato di circa 30 m, lasciando solo una piccola lingua che scende in diagonale verso destra, mentre è scomparsa la sottile apofisi di ghiaccio inserita nel valloncetto in direzione del segnale S1A. Per quanto attiene il bilancio di massa annuale, si constata che nell'area mediana del ghiacciaio (di quota compresa tra i 2900 e i 2950 m) la perdita di spessore subita nel corso della stagione estiva 2005 è mediamente di 155-160 cm. L'equivalente in acqua perso può essere stimato in 1440-1450 litri per ogni m² di superficie. Si ricorda che, al termine della stagione invernale, lo spessore della neve vecchia era compreso tra i 300 e i 400 cm, dei quali non vi è traccia se non presso i coni di valanga superiori. *Snow-line*: > 3100 m. (M. Butti, M. Urso).
Variaz. media annua: - 17 m

(Ricardo Scotti e Mario Butti)

Settore BERNINA

Prosegue senza sosta il depauperamento del patrimonio glaciale del versante italiano del Bernina. I grandi ghiacciai di Scerscen mostrano i segni di maggiore sofferenza: il ghiacciaio Inferiore segna quest'anno un regresso eccezionale, mentre sta per prodursi lo smembramento dell'apparato Superiore, evento forse non imminente ma certo di grande importanza. Segnali di forte contrazione anche per le zone frontali dei ghiacciai di Fellaria: l'apparato Ovest nell'arco di poche stagioni perderà del tutto la propria lingua valliva, ormai ridotta a un relitto, la lingua del ghiacciaio Est si è separato dinamicamente dalla seraccata soprastante. Anche i ghiacciai di dimensioni più contenute denotano segni di grave decremento (Caspoggio, Cima Fontana NE e Varuna). In particolare, l'area situata a S di Pizzo Varuna è stata ancora una volta penalizzata, come si evince dalla scomparsa dell'innevamento invernale sino alla quota di 3200-3300 m. Tutti gli apparati situati in zona ne hanno risentito: il Ghiacciaio di Cima Fontana NE è destinato in pochi anni a ricoprirsì totalmente di detrito, mentre quello di Pizzo Varuna si smembrerà ulteriormente. Una vera *snow-line* climatica si rinvia soltanto oltre i 3400 m sull'Altipiano di Fellaria, che si conferma uno dei pochi *siti glaciogeni* ancora attivi della Lombardia. Sono state controllate 15 unità (7 rilievi glaciologici e 8 osservazioni fotografiche).

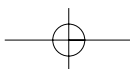




Foto 6: il Ghiacciaio Scerscen Inferiore segna nel 2005 un fortissimo ritiro frontale (- 123,5 m). (S. Alberti, settembre 2005).

Photo 6: the Scerscen Inferiore Glacier marks a very strong retreat of the snout (- 123,5 m). (S. Alberti, September 2005).

- | | | | |
|---------------------------------|----------|-----------|------------------|
| 432.0 SCERSCEN INFERIORE | 05.09.23 | QMF: 2613 | decremento forte |
|---------------------------------|----------|-----------|------------------|
- Prosegue la fase di forte decremento che si esprime quest'anno con un impressionante arretramento annuale ma anche con l'assottigliamento delle fronti e con l'espansione delle isole rocciose emergenti, in particolare in destra idrografica, al di sotto dell'ex-rifugio Scerscen-Entova, dove è probabile che nei prossimi due anni si staccherà la propaggine più bassa. Malgrado la presenza di una debole nevicata recente, si nota che il ghiacciaio è privo di neve residua nella parte inferiore. Si segnala un sensibile accrescimento del lago proglaciale. *Snow-line*: non valutabile. (Paneri V. e G., Peja, Rosa, Alberti S.).
 Variaz. media annua: - 123,5 m
- | | | | |
|------------------------|----------|-----------|------------------|
| 435.0 MARINELLI | 05.09.23 | QMF: 3005 | decremento forte |
|------------------------|----------|-----------|------------------|
- Anno molto negativo per questa unità sita a ridosso dei Passi omonimi. Il ritiro risulta vistoso per il distacco di parte della fronte. *Snow-line*: assente. (Paneri V., Peja R., Rosa B., Paneri G.).
 Variaz. media annua: - 82 m
- | | | | |
|-----------------------------|----------|-----------|------------------|
| 439.0 FELLARIA OVEST | 05.08.31 | QMF: 2545 | decremento forte |
|-----------------------------|----------|-----------|------------------|
- Consistente contrazione del ghiacciaio, la cui lingua, molto assottigliata e ormai ridotta a un relitto non più alimentato da monte, è coperta per metà da detriti. Alla fronte, che mostra segni di collasso, è presente un lago proglaciale con piccoli *icebergs*. L'innevamento residuo, come lo scorso anno, copre una porzione minima del ghiacciaio, nella zona compresa tra il Piz Argient e il Piz Zupò. *Snow-line*: 3550 m. (R. Scotti, P. Sala, A. Vercellino, M.E. Peroschi, F. Cambieri). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2004*
 Variaz. media annua: - 25 m (2003)
- | | | | |
|---------------------------|----------|-----------|------------------|
| 440.0 FELLARIA EST | 05.09.16 | QMF: 2558 | decremento lieve |
|---------------------------|----------|-----------|------------------|
- La lingua valliva si presenta depressa e ha perso potenza in modo evidente, mentre si constata l'avvenuta separazione dal bacino di accumulo, cui è collegata solo mediante un piccolo lembo non dinamico. La fronte è bordata da un laghetto allungato trasversalmente, di dimensioni 20x5 m. Il torrente glaciale esce a poche decine di metri a E di questo e, a differenza del passato, raccoglie quasi tutte le acque di ablazione. Il ritiro ha messo in evidenza una forra scavata dalle acque, profonda alcuni metri, che impedisce la progressione in zona proglaciale. Curiosamente la quota minima si è abbassata, in quanto in questa zona la lingua si adagia in una conca in contropendenza. Hanno collaborato R. Scotti, P. Sala, A. Vercellino, R. Moiola. *Snow-line*: 3400 m. (G. Catasta). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2004*.
 Variaz. media annua: - 19,5 m (2001)



Foto 7: la fronte della lingua valliva del Ghiacciaio di Fellaria Ovest sta per concludere un decennale processo di dissoluzione. Nella sede del lago si formarono nel 1999 alcuni calderoni del ghiacciaio, prodromici alla cessazione del trasferimento di massa da monte. Oggi la fronte è formata da ghiaccio morto e scomparirà in pochi anni. Il Sentiero Glaciologico Luigi Marson, inaugurato solo 12 anni or sono, perderà dunque la propria principale attrattiva. (R. Scotti, 16 settembre 2005).

Photo 7: the snout of the valley tongue of Fellaria Ovest Glacier is going to close a period of ten years of melting. Nearby the lake, in 1999, some calderone del ghiacciaio were formed, warning signs of the suspension of the transfer of the mass from the upper part. Today the snout is formed by dead ice and it will disappear within few years. The Luigi Marson Glaciological Trail, inaugurated only 12 years ago, will lose its main attraction. (R. Scotti, 16th September 2005).



Foto 8: le fronti del Ghiacciaio di Fellaria Est (pensile seraccata e della lingua valliva) riprese il 31 agosto (in alto) e il 16 settembre 2005 (in basso). Si noti il ritiro del margine della seraccata, quantificabile in 5-7 m, in soli 16 giorni di fine estate. (R. Scotti).

Photo 8: the snouts of Fellaria Est Glacier (of the hanging seracs and of the valley tongue) taken on 31st August (above) and on 16th September 2005 (below). Please notice the retreat of the border of the seracs, quantifiable in 5-7 m in only 16 days at the end of the summer. (R. Scotti).

Settore SCALINO PAINALE

(Mario Butti)

Sono state osservate e fotografate 7 unità glaciali, mentre è stata effettuata la misura frontale del solo Ghiacciaio di Pizzo Scalino. Come in altri settori, nonostante un'estate non molto calda, l'anno idrologico 2004-2005 si è rivelato, sotto l'aspetto glaciologico, uno dei peggiori, tanto che su nessuno degli apparati minori si è conservato alcun residuo nevoso. Anche il firn della scorsa stagione è scomparso. Stante il trend attuale, la maggior parte degli apparati del settore si estinguerà nel giro di poche stagioni.

443.0 SCALINO

05.09.25

QMF: 2590

decremento forte

L'innevamento residuo stagionale è praticamente nullo: solo alla quota di 3150-3200 m è rimasta qualche chiazza isolata protetta dal cono d'ombra della Cima di Valfontana. Conseguentemente il ghiacciaio ha subito un'ulteriore riduzione di spessore che ha dato luogo a una evidente contrazione dei limiti perimetrali, al distacco della lingua del Cornetto (annunciato da tempo) e all'apertura di una nuova finestra rocciosa sotto la verticale della q. 3058 m, mentre si è ampliato notevolmente un altro affioramento un poco più a monte. Notevoli arretramenti si riscontrano sotto la verticale del Pizzo di Canciano (- 60 m) e nell'area centrale, in corrispondenza del segnale MB024, dove è scomparsa una stretta lingua di ghiaccio. In entrambe le posizioni, davanti alla fronte sono rimaste alcune placche di ghiaccio morto in parte coperte da detrito. Sono stati posti nuovi segnali di misura. *Snow-line*: 3150 m. (M. Butti).

Variaz. media annua: - 28 m

Settore DOSDE²-PIAZZI

(Paolo Pagliardi)

I ghiacciai del settore, in questa stagione 2005, si presentano come l'emblema di un glacialismo fossile, seppur ancora discretamente esteso. In questo angolo di Valtellina, infatti, il cambiamento climatico degli ultimi anni ha indotto le unità nivo-glaciali a ritirarsi in ambiti climatici più consoni che, in loco, altimetricamente non esistono più, stante la quota media non elevata del rilievo. In particolare, si notano gli effetti di una forte crisi pluriennale degli apporti nevosi invernali, mentre va detto che le nevicate estive hanno spesso privilegiato questo settore rispetto ai gruppi montuosi più meridionali, in alcun modo però compensando la scarsità degli accumuli, tanto che a fine stagione su nessuno degli apparati era individuabile una *snow-line* climatica (dubbia, a 3010 m, sul solo Ghiacciaio Dosdè Est). Sono stati effettuati 9 rilievi glaciologici completi e 9 osservazioni fotografiche, per un totale di 18 unità.



Foto 9: il Ghiacciaio di Sasso Torto, ripreso il 14 settembre 2005 (foto grande) e nel settembre 2002: un esempio significativo della deglaciazione in atto alla media quota alpina lombarda. (L. Bonetti).

Photo 9: the Sasso Torto Glacier, taken on 14th September 2005 (the big photo) and on September 2002: a significant example of the deglaciation in action at the mean altitude of the Lombard Alps. (L. Bonetti).



474.0 DOSDE' CENTRALE I

05.09.03

QMF: 2800

decremento moderato

Non sono rilevabili sostanziali differenze rispetto all'anno precedente. Prosegue l'assottigliamento dello spessore del ghiaccio, in particolare modo nel settore terminale della fronte. Presenza di neve residua di valanga sui pianori a minore inclinazione. *Snow-line*: assente. (F. Galluccio, S. Ratti).



Foto 10: il Gb. Dosdè Centrale I: la copertura di neve vecchia è trascurabile. (G. Grazzi, 4 settembre 2005).

Photo 10: the Dosdè Centrale Glacier I: the covering of old snow is negligible. (G. Grazzi, 4th September 2005).



Settore LIVIGNO

(Paolo Pagliardi)

Stagione particolarmente negativa per il Livignasco, che vede tutti gli 8 apparati sottoposti a rilievo in fase di decremento forte o moderato. Altri 6 apparati, sottoposti all'osservazione fotografica, confermano questo trend. Se la tendenza climatica degli ultimi anni non subirà decise svolte, entro poche stagioni il glacialismo della regione di Livigno andrà incontro alla completa estinzione, residuando solo sotto forma di apparati neri (*debris covered glaciers*) o rock glaciers.

Foto 11: il Ghiacciaio del Saliente, il più settentrionale della Lombardia. (G. Grazzi, 3 settembre 2005).

Photo 11: the Saliente Glacier, the most northern of Lombardy. (G. Grazzi, 3rd September 2005).

997.0 CAMPO NORD

05.09.04

QMF: 2837

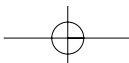
decremento moderato

Si nota una riduzione areale abbastanza evidente, soprattutto in destra idrografica, in corrispondenza del salto roccioso inferiore. Aumentano l'estensione e lo spessore della copertura detritica, sia sui fianchi sia alla fronte. Sempre molto incisa la *bedière* centrale, la cui posizione rimane invariata rispetto al 2004. La neve residua è presente solo nella parte sommitale, dove nel 2004 era stata posizionata la palina ablatometrica 1 (non ritrovata), anche se non è stato possibile stimarne lo spessore a causa della consistenza elevata (imperforabile alla sonda da valanga). È stato eseguito il rilievo topografico con *GPS differenziale* della superficie per valutare il bilancio di massa netto e lo spostamento del ghiacciaio. Tecnica utilizzata: rilievo cinematico con strumentazione geodetica in grado di registrare la fase, rispetto a un punto di riferimento materializzato in prossimità della stazione fotografica SF 439. Per quanto riguarda il bilancio di massa netto, è stata determinata una perdita media annua pari a 1,53 m di equivalente in acqua. In corrispondenza delle paline 2 e 3 è stato misurato uno spostamento planimetrico annuo di 6,6 m (in direzione WNW, 283°) e di 4,2 m (WNW, 298°). *Snow-line*: 3090 m. (M. Lojacono, C. Bonfanti, E. Orsini, A. Tamburini). Variaz. media annua: - 9 m



Foto 12: il Ghiacciaio di Campo Nord, sito nivologico del SGL e da alcuni anni sede di importanti sperimentazioni in ambito glaciologico. Nonostante il trend climatico fortemente sfavorevole appare ben conservato. (M. Lojacono, 4 settembre 2005).

Photo 12: the Campo Nord Glacier, snow-site and place of important experimentations in glaciological world. In spite of the strongly unfavourable climatic trend, the site appears well preserved. (M. Lojacono, 4th September 2005).



Settore ORTLES-CEVEDALE

(Antonio Galluccio)

In questo settore montuoso, il più vasto ambito glacializzato della Lombardia, l'anno idrologico 2004-2005 segna un nuovo, imponente episodio di bilancio glaciale negativo. Valga per tutti la quota della *snow-line*, rinvenuta solo sul Ghiacciaio del Palon de la Mare a 3450 m, valore che può essere esteso all'intero massiccio. In queste condizioni, la gran parte del rilievo rimane ben al di sotto del limite dell'accumulo nevoso stagionale. Il 100% dei 21 apparati sottoposti a rilievo glaciologico (di cui 16 connotati anche da misure frontali; altri 18 oggetto della sola osservazione fotografica: in totale 39 apparati osservati), risulta in fase di decremento, la cui entità è stata soltanto in parte mitigata dalla forte e inattesa precipitazione nevosa della terza decade di agosto. I dati di Giuseppe Cola in merito al monitoraggio delle paline ablatometriche sul Ghiacciaio dei Forni sono impressionanti: sino a 4,5 m di ghiaccio perduti presso la palina più bassa (2600 m circa), ma più di 1 m anche ai 3316 m di quella più elevata. In pratica, dove la copertura nevosa stagionale è scomparsa, la fusione è stata fortissima, quasi indipendentemente dalla quota. Di conseguenza, vanno accentuandosi le variazioni morfologiche, con nuovi affioramenti rocciosi, distacco di porzioni, smembramenti, progressiva copertura detritica, estinzioni. Non vi è dubbio che, stanti le attuali condizioni climatiche, i celebrati panorami delle valli del Braulio e del Frodolfo cambieranno di molto nei prossimi anni.

490.1 ZEBRU' EST

05.09.24

QMF: 2820

decremento lieve

La fronte del ghiacciaio mostra i segni di un lento ma progressivo disfacimento: arretramento frontale, piccoli crolli glaciali, apertura di bocche e profondi solchi di scorrimento delle acque superficiali. Nel settore sottostante i contrafforti meridionali del Monte Zebù, laddove il ghiaccio rimane ricoperto dal detrito, si può notare un'accentuata mobilizzazione dei clasti. Nel complesso, il corpo del ghiacciaio mostra le caratteristiche tipiche di un apparato in fase di riduzione di massa, con confini laterali sempre più incassati nel solco vallivo e profili arrotondati. *Snow-line*: n.v. (A. C. Galluccio).

Variaz. media annua: - 10 m



Foto 13: il Ghiacciaio di Campo (Val Zebù) occupa una valle sospesa invisibile dal basso. Per tale motivo, e anche per la difficoltà di accesso alla fronte, è stato ingiustamente trascurato dagli studiosi nel XX secolo. Grazie all'altitudine mediana elevata ha potuto ben conservarsi anche nell'attuale fase climatica sfavorevole. (G. Cola, 22 luglio 2005).

Photo 13: the Campo Glacier (Zebù Valley) takes up a hanging valley invisible from the bottom. For this reason, and also for the difficulty in reaching the snout, it has unfairly neglected by the workers in XX Century. Thanks to the high mean elevation it could have well preserved in the actual unfavourable climatic phase too. (G. Cola, 22nd July 2005).



Foto 14: il 30 luglio 2005, il Ghiacciaio di Col de la Mare II, nonostante l'altitudine mediana elevata (oltre 3300 m), presenta un aspetto miserevole: neve vecchia già fusa e parete di ghiaccio sommitale semi-coperta di detrito affiorante e di crollo. Per fortuna, le nevicate di agosto mitigheranno un poco l'entità dell'ablazione, proseguita comunque fino a settembre. (G. Cola).

Photo 14: on 30th July 2005, the Col de la Mare Glacier II has a miserable look: old snow already melted, ice-wall on the top partially covered by outcropping debris and downfall drift. In spite of the high mean elevation of this unit (over 3300 m). And there are still two months to go the end of the summer. Luckily, the following snowfalls of August will mitigate a bit the entity of the ablation. (G. Cola).

507.1 FORNI

05.09.22

QMF: 2500

decremento forte

Il lago localizzato presso il margine destro della fronte si è ulteriormente ampliato a scapito del limite glaciale, che in questo punto è arretrato in misura considerevole. Anche il laghetto formatosi a sinistra è oggi assai più esteso: nel 2004 era poco più di una modesta pozza d'acqua. I due torrenti emuntori che sgorgano dai lati opposti della lingua hanno mantenuto portate molto simili nel corso del periodo di ablazione. Nuove finestre rocciose si sono formate sia sulla lingua sia nei bacini di accumulo, mentre quelle preesistenti si sono ampliate. Mediante ripetuti controlli estivi, sono stati misurati i valori di ablazione nell'intervallo altimetrico compreso tra i 2581 m della palina più bassa e i 3316 m di quella più alta. I valori di temperatura, anomali per il periodo, registrati nella terza decade di maggio, e con maggior impeto nella terza decade di giugno, hanno portato alla rapida e completa fusione dell'esiguo manto nevoso al di sotto dei 3000 m e alla sua forte riduzione oltre tale fascia altimetrica, dando così inizio alla fusione precoce del ghiaccio (fig. 3). A fine luglio, la copertura nevosa stagionale risulta distribuita in modo irregolare, resistendo solo nei settori meno esposti all'irraggiamento solare. In agosto una serie di nevicate contribuisce a rallentare la fusione (degnata di nota la grande nevicata del 20, 21 e 22 agosto). Questa cessa del tutto in concomitanza dell'importante evento perturbato della prima decade di ottobre, che riesce a portare il limite della neve fino a 1200 m di quota. Il valore indicato per il limite della *snow-line* (3440 m), estrapolabile dalla retta del grafico di fig. 4, concorda con quanto era dato osservare nei tre bacini di accumulo, con le pur ovvie differenze dovute alla diversa esposizione degli stessi. Ma il fenomeno più rilevante dell'annata è stato la dislocazione di un seracco di dimensioni gigantesche (volume stimato di quasi 800.000 m³) nella porzione NW della Parete N della Punta S. Matteo (si veda l'articolo dedicato a pag. 185). *Snow-line*: irregolare. (Casartelli G., Cola G.).

Variaz. media annua: - 33 m



Foto 15: il bacino occidentale e la lingua valliva del Ghiacciaio dei Forni ripresi nei primi giorni dell'agosto 2005. L'ambito nivale stagionale appare confinato nei settori più riparati ed esposti a Nord. Con simili condizioni di alimentazione, le attuali dimensioni del ghiacciaio (il secondo delle Alpi italiane per superficie) appaiono nettamente ipertrofiche. (G. Cola).

Photo 15: the western basin and the valley tongue of the Forni Glacier taken the days before August 2005. The seasonal snow-ambit looks confined to the most sheltered and facing North sectors. With similar conditions of accumulation, the actual dimensions of the glacier (the second glacial area in the Italian Alps) appear clearly overgrown. (G. Cola).

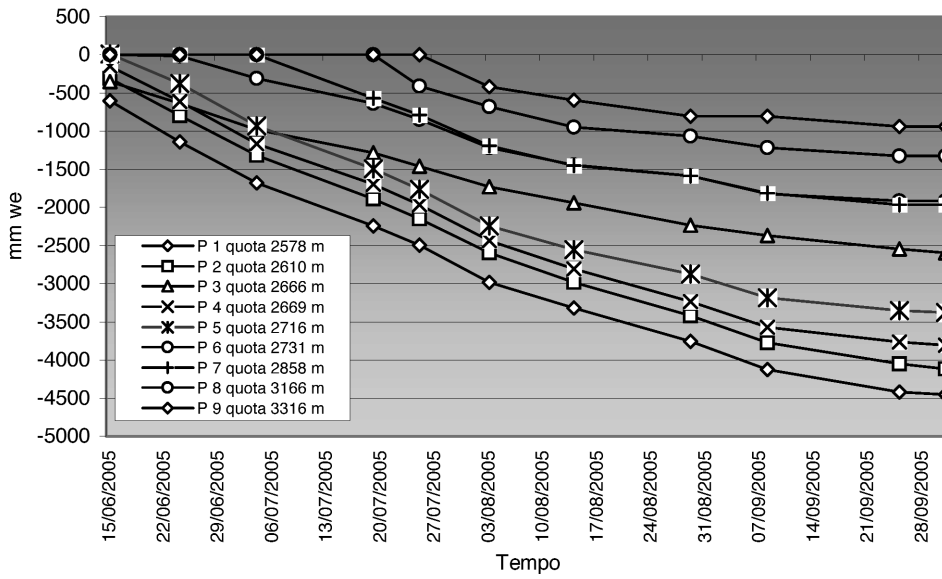


Fig. 3: ablazione espressa in mm we, registrata presso le 9 paline distribuite sul Ghiacciaio dei Forni (G. Cola).

Fig. 3: ablation expressed in mm w.e., recorded nearby the nine rods placed on Forni Glacier. (G. Cola).

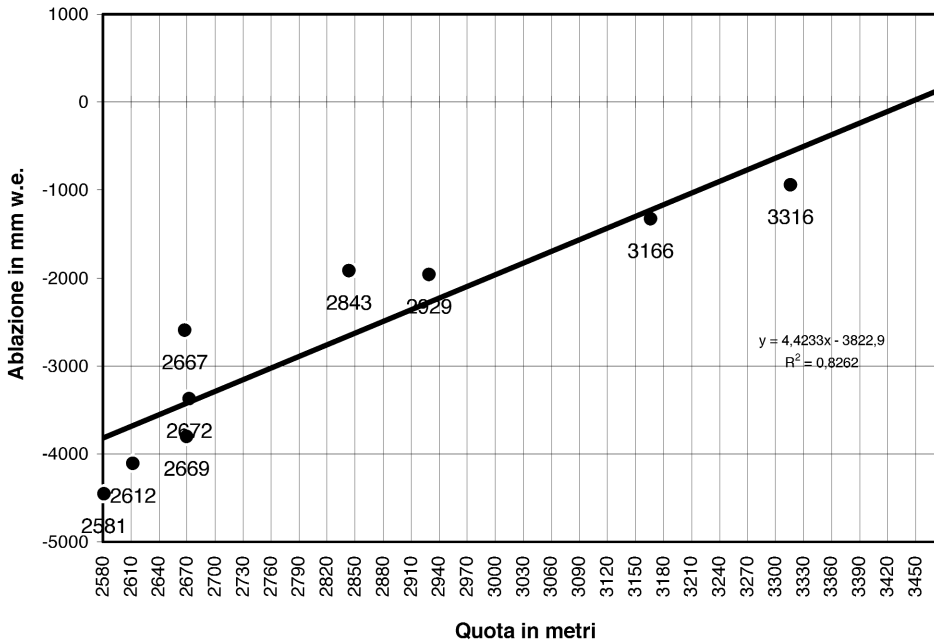


Fig. 4: relazione ablazione/quota registrata presso le paline ablatometriche posizionate sul Ghiacciaio dei Forni. I valori sono espressi in mm w.e. (G. Cola)

Fig. 4: relation ablation/altitude recorded nearby the ablation rods placed on Forni Glacier. The values are expressed in mm w.e. (G. Cola)

518.0 GAVIA

05.09.03

QMF: n.r.

decremento forte

Il sopralluogo permette di confermare la presenza di una discreta massa residuale di ghiaccio, che va sempre più coprendosi di detrito, anche in ragione della composizione litologica delle pareti soprastanti, che tendono a rilasciare abbondante materiale. E' disponibile anche una fotografia di G. Cola dell' 8 Agosto. *Snow-line*: assente. (P. Pagliardi, G. Cola).
Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001



Foto 16: la superficie presunta attuale del Ghiacciaio di Gavia, un debris covered glacier sito presso il Passo omonimo. Il detrito di falda proteggerà dalla fusione la massa di ghiaccio residua ancora per alcuni anni. (G. Cola, 8 agosto 2005).

Photo 16: the supposed actual surface of Gavia Glacier, a debris covered glacier placed near the homonymous Passo. The colluvium will protect the residual ice mass by the melting for some years. (G. Cola, 8th August 2005).

Settore ADAMELLO

(Paolo Pagliardi)

Già nella prima decade di luglio, la *snow-line* media del settore si attestava intorno ai 3000 m di quota, lasciando scoperta buona parte della porzione settentrionale del grande ghiacciaio adamellino. Durante un sopralluogo sulla cima dell'Adamello compiuto il 7 Luglio, salendo dalla Val Malga, l'innnevamento residuo risultava di spessore ridotto, superando solo in alcuni punti il metro, e con zone convesse o ripide già in fase di scopertura anche tra i 3000 e i 3300 m. Tutti i ghiacciai visibili dalla cima dell'Adamello in tale data presentavano una situazione di innnevamento disastrosa: le fronti, tranne per i piccoli ghiacciai di alimentazione valanghiva, erano scoperte e la compagine nevosa presente a quote superiori era anche di scarsa qualità (il rilievo nivologico di giugno al sito del Pisgana/Venerocolo indicava 193 cm di spessore e bassa densità). L'andamento più conservativo di luglio e soprattutto di agosto ha solo attenuato le conseguenze di una stagione di accumulo molto deficitaria, mentre settembre ha portato uno dei momenti di più intensa fusione glaciale e alcuni brevi episodi di pioggia dilavante. Questa situazione ha comportato, per tutti gli apparati, un decremento di massa moderato o forte, in alcuni casi mascherato da recenti nevicate. Comunque, il freddo di agosto ha fatto sì che non si siano verificate variazioni morfologiche eclatanti, che si verificheranno comunque in futuro. Le fronti, pur registrando regressi anche importanti, non rendono ancora conto della crisi di bilancio glaciale del settore, anche per il fatto che in una fase di così rapida deglaciazione i fenomeni di mobilitazione dei versanti e le stesse morene superficiali preesistenti tendono a coprire progressivamente i limiti estremi delle colate, attenuandone in alcuni casi i ritmi di fusione. A quote di poco superiori al limite delle fronti, invece, come nel caso del Ghiacciaio Avio Est, dell'Effluenza di Salerno o della porzione del Pian di Neve a NE del Corno Bianco, la riduzione di spessore ha portato alla messa a giorno di finestre rocciose che, a meno di drastici cambiamenti climatici, nel prossimo lustro accelereranno i processi di dissoluzione. Sono state controllate 39 unità (20 rilievi glaciologici e 19 osservazioni fotografiche).

**577.0 PISGANA OVEST**

05.09.04

QMF: 2565

decremento forte

Si nota un ulteriore ampliamento sia del lago proglaciale, costellato di piccoli icebergs, sia della imponente barra rocciosa che ha isolato il contributo W del bacino di accumulo alla lingua valliva. Banchi di ghiaccio morto (anche *coni di ghiaccio*), isolato e parzialmente sepolto da detriti, sono presenti nella parte occidentale del suo settore terminale. I bordi del ghiacciaio sono sollevati in prossimità delle morene. I torrenti ablatori affiorano cospicui solo nel superamento delle barre rocciose, mentre è trascurabile la presenza di *bédières*. Si osservano inoltre alcuni mulini nel settore mediano, privi di immissario, probabilmente di formazione solo primaverile. Si propone una nuova SF (ometto a q. 2850 m circa, alla base del canalone per il Bivacco Regosa), utile per lo studio dei campi alti. *Snow-line*: 3100 m. (F. Roveda, A. Proh). Variaz. media annua: - 2 m



Foto 17: la lingua valliva del Ghiacciaio Pisgana Ovest non ha certo un aspetto florido: si adagia prigramente, frantumandosi, nel grande lago proglaciale formatosi ormai più di 10 anni or sono. (F. Roveda, 4 settembre 2005).

Photo 17: the valley tongue of Pisgana Ovest Glacier has not a good look: it slides into the proglacial lake, breaking up, formed more than ten years ago. (F. Roveda, 4th September 2005).

596.0 BOMPIÀ

05.08.18

QMF: n.v.

decremento forte

Il ghiacciaio è attualmente classificabile come *debris covered glacier* e in parte come rock glacier, anche se non mancano aree in cui la superficie lascia affiorare parti di ghiaccio scoperto (lenti di circa 100 m di lunghezza nella parte centrale del bacino). Ciò accade soprattutto allo sbocco del vallone, a una decina di metri dal laghetto insabbiato, dove, alla fine della PEG, si impostava la piccola effluenza terminale. L'unità ha una dimensione stimabile in circa 25 ha, è sub-pianeggiante e circondata da alte pareti molto ripide. L'accumulo da valanghe è trascurabile, essendo l'area di raccolta delimitata da cime poco rilevate rispetto alla superficie del ghiacciaio. Attualmente è ancora possibile riconoscere una lunga serie di sottili crepacce terminali sottostanti i Campanili e la Cima delle Granate. Rispetto all'agosto del 1976, anno dell'ultima visita dello scrivente, si può stimare una perdita di circa 15 m di spessore: allora la copertura detritica era trascurabile e la crepacca terminale, sottostante il Passo delle Granate, si presentava molto ampia. È stato ritrovato un segnale molto datato (glaciologico del Prof. Saibene o sentieristico?), all'ingresso del vallone in sinistra idrografica, a q. 2780 m. *Snow-line*: assente. (F. Roveda). Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2002

608.0 ADAMELLO (complessivo)

05.08.23

09.05 QMF: 2550

decremento forte

Il grande Ghiacciaio dell'Adamello anche quest'anno presenta accumuli nevosi irrisoni, il cui residuo, ove presente, è stato in parte protetto dalle neviccate di luglio e dall'andamento conservativo del mese di agosto 2005. Purtroppo, sotto il profilo termo-pluviometrico, settembre è stato invece molto sfavorevole. Da un punto di vista quantitativo, lo spessore dello strato di ghiaccio perduto in questa annata non è determinabile



con precisione, anche se i rilievi di campo mostrano una situazione fortemente negativa già nella prima decade di luglio, quando gran parte della colata, al di sotto dei 2800 m di quota, era esposta all'ablazione, così come la porzione tra Cima Venezia e il Corno Bianco, che, data l'esposizione meridionale, presentava una *snow-line* disposta fin da allora a quote superiori ai 3000 m. Successivamente si confermano le previsioni di precoce e forte fusione del manto nevoso e del ghiaccio che si attendevano dal rilievo del mese precedente: gli unici residui nevosi sono confinati a quote superiori ai 3200 m. E' possibile che la grossa nevicata di fine agosto abbia in qualche modo riequilibrato la situazione nei campi alti del ghiacciaio, quest'anno non indagati alla fine della stagione di ablazione a causa del maltempo. Sul vasto plateau del Pian di Neve, l'acqua di fusione superficiale è convogliata preferenzialmente in grandi *bédières*. *Snow-line*: irregolare. (P. Pagliardi, R. Scotti, F. Roveda, A. Toffaletti, C. Bessi, F. Rota Nodari).

Conoide di Salarno 05.09.22 QMF: 2400 stazionario

L'unità, coperta di detrito, non ha subito variazioni morfologiche evidenti, mentre nei punti di passaggio delle acque di fusione provenienti dal Cornetto di Salarno e dall'Effluenza di Salarno si notano due *bédières* profonde alcuni metri, il cui scavo rende incerte le misure frontali, che pertanto non vengono proposte. *Snow-line*: assente. (P. Pagliardi, F. Roveda, A. Toffaletti, C. Bessi, F. Rota Nodari).

Salarno 05.09.22 QMF: n.r decremento moderato

L'effluenza si presenta coperta da neve recente. La fronte continua nel suo arretramento: ciò è desumibile dalla forma appiattita del margine. Sono rilevabili sporadici crolli di ghiaccio e detriti. *Snow-line*: assente. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).

Corno di Salarno 05.09.22 QMF: 3150 incerto

L'effluenza presenta una fronte a falesia, la cui altezza media è stimabile in 75 m, che continua produrre crolli di ghiaccio sul sottostante Conoide di Salarno. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).

Ghiacciaio Baltzer 05.09.22 QMF: 2540 decremento forte

Questa placca residuale, di area ormai irrisoria, stimabile in mezzo ettaro, presenta una evidente bocca frontale dalla quale fuoriesce il torrente glaciale. Lo spessore è di circa 30 m e consente la sopravvivenza di una grande grotta glaciale, estesa per tutta la lunghezza: la cavità è interamente percorribile a piedi, per un totale di 150 m, fino a raggiungere le ripide rocce levigate che sostengono la ritirata Effluenza di Salarno. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).
Variaz. media annua: - 10 m (2003)

Effluenza Adamè 05.09.10 QMF: 2900 ca decremento forte

Si riscontra un'abbondante fratturazione della fronte e la presenza di seracchi e crepacci di notevoli dimensioni. Si notano anche cospicui crolli di ghiaccio, segnale del movimento che interessa l'apparato a causa del continuo scorrimento facilitato dalla presenza di acqua basale. Questi crolli hanno provocato la formazione di una cavità nel settore sinistro idrografico: ne fuoriesce il torrente di ablazione principale. *Snow-line*: 3100 (dubbia per copertura di neve recente). (F. Rota Nodari).



Foto 18: una inusuale veduta della fronte (porzione occidentale) dell'Effluenza Mandrone del Ghiacciaio dell'Adamello (R. Scotti, P. Pagliardi, 5 agosto 2005).

Photo 18: an unusual view of the snout (western part) of Mandrone Effluence of Adamello Glacier. (R. Scotti, P. Pagliardi, 5th August 2005).

Effluenza Mandrone

05.08.23 09.05 QMF: 2550

decremento forte

Si annota la quarta stagione gravemente deficitaria consecutiva. La quantità di acqua di fusione osservata il pomeriggio del 5 agosto e nella fredda mattina del giorno 6 suggerisce la grande inerzia termica di un ghiacciaio così vasto, che si esplica principalmente nell'ambito dell'acquifero endoglaciale. La seraccata che supera l'ultimo salto roccioso mostra crepacci molto arrotondati dall'ablazione. La fronte si presenta appiattita, di spessore ridotto, sempre più infossata nella conca che la ospita ormai da diversi anni. *Snow-line*: irregolare. (P. Pagliardi, R. Scotti, F. Roveda, A. Toffaletti, C. Bessi, F. Rota Nodari).



Foto 19: i ghiacciai di Cima del Laghetto (a sinistra) e di Miller Inferiore ripresi il 23 agosto 2005, sotto una leggera copertura nevosa recente. Esempi di glacialismo periferico residuale in Adamello. (P. Caprara).

Photo 19: the Cima del Laghetto (on the left) and Miller Inferiore (on the right) glaciers taken on 23rd August 2005, under a light recent snow cover. Examples of residual marginal glaciation of Adamello Group. (P. Caprara).

Settore OROBIE

(S. D'Adda)

Sono state effettuate 37 osservazioni glaciologiche, di cui 14 rilievi completi e 23 osservazioni fotografiche. Per i motivi esposti nella nota nivometeorologica, e soprattutto per la inusitata carenza dell'apporto valanghivo, unica ragione, in questa fase climatica, della sopravvivenza del residuo glacialismo orobico, l'anno idrologico 2004-2005 segna un episodio di fortissima riduzione areale e volumetrica delle masse nivo-glaciali della catena, che replica l'anno 2002-2003, il precedente recente peggiore. Tutti gli apparati sottoposti a rilievo sono infatti in decremento, e partecipano così all'impressionante dato statistico costituito da quel 100% delle unità glaciali lombarde in regresso nel 2005. Qualche situazione locale meno penalizzante non modifica la gravità della situazione: in molti casi, l'andamento meteorologico dell'annata ha dissolto il firn delle stagioni precedenti, accumulato faticosamente nei pochi siti beneficiati in passato da favorevoli condizioni orografico-microclimatiche. Molti corpi glaciali sono prossimi all'estinzione.

533.0 BONDONE INFERIORE

05.08.29

QMF: 2475

decremento forte

In questa stagione si chiude una fase positiva quinquennale: il 2005, con il suo accumulo nivale già dissoltosi alla fine di luglio, ha provocato la quasi completa estinzione del firn pluriennale. Si può quantificare in 4-6 m il decremento di spessore del nevato degli anni 2001 e 2004, che ora copre solo la parte medio-superiore dell'apparato. Placca sommitale ridotta a minime dimensioni. *Snow-line*: assente. (R. Scotti).

541.0 MAROVIN

05.10.01

QMF: 2045

decremento forte

Al termine della stagione estiva non vi è praticamente traccia di residui nevosi. Ciò ha comportato, oltre al depauperamento del firn del 2004 e di quello ancora riconoscibile del 2001, la significativa riduzione della massa glaciale. I limiti frontali sono frantumati in blocchi o largamente coperti dal detrito e sono pertanto di difficile individuazione. La riduzione è più evidente alle quote inferiori, dove lo spessore frontale si è notevolmente ridotto. Ciò comporta una rettifica verso l'alto del limite frontale, ora collocato a 2045 m. Le riprese fotografiche evidenziano l'enorme differenza tra l'innevamento di inizio e fine estate negli anni 2004 e 2005. *Snow-line*: assente. (M. Butti). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2004* Variazione media annua: - 16,5 m (2003)



Foto 20: la grande frana del 1999 (al centro, in alto) e la sua evoluzione sulla superficie glaciale costituiscono oggi l'attrattiva scientifica più rilevante offerta dal Ghiacciaio di Porola, in via di rapido e profondo ridimensionamento. (R. Scotti, 26 agosto 2005).

Photo 20: the big rock fall of 1999 (in the center, above) and its evolution on glacial surface are, today, the most important scientific attraction given by Porola Glacier, which is rapidly and deeply streamlining. (R. Scotti, 26th August 2005)

543.0 LUPO

05.10.01

QMF: 2430

decremento moderato

Il ghiacciaio è stato costantemente monitorato nell'ambito del progetto "Evoluzione del manto nevoso residuo annuale" mediante osservazioni a distanza e 4 controlli in loco (2 estivi, il 5 giugno e il 22 luglio, e 2 autunnali, il 17 agosto e l'1 ottobre), l'ultimo dei quali, in occasione delle misurazioni frontali. Sin dai rilievi del 5 giugno, quando fu rilevato un residuo nevoso di 310-320-175 cm rispettivamente nei punti 1-2-3 (media teorica sui tre punti di 268 cm), è risultato chiaro che l'annata che andava chiudendosi era tra le peggiori degli ultimi 2 lustri. In sostanza la neve d'inizio estate era la più scarsa dal 1996, anno d'avvio del monitoraggio nevoso, e pari a circa la metà di quella necessaria a consentire un bilancio di massa prossimo al pareggio. Lo scenario prefigurato era quello delle annate 1998/1999, 1999/2000 e 2001/2002, assolutamente deficitarie. Già all'osservazione del 22 luglio il ghiacciaio era infatti coperto da neve residua solo sul 15-20% circa della superficie, con spessori di 15 e 20 cm rispettivamente nei punti 1 e 2 (vedi foto di pag. 127). A fine stagione i residui nevosi erano totalmente scomparsi. A protezione del ghiaccio perdura un residuo di firn del 2001 sull'ampio conoide superiore sinistro, quello legato agli accumuli valanghivi della costiera Pizzo Porola-Cima di Caronno-Pizzo Scotès, sopra cui si riconosce un più ristretto residuo del 2004, a foggia di orlo alla base delle pareti rocciose. Il lobo meridionale è mascherato da detrito. Nonostante il lieve arretramento frontale si riscontra una riduzione di massa consistente. *Snow-line*: assente. (M. Butti, S. D'Adda, R. Scotti).

Variazione media annua: - 8 m

549.0 POROLA

05.09.04

QMF: 2320

decremento forte

Il ghiacciaio si presenta pressoché privo di neve residua, assente anche alla base delle bastionate rocciose del circo superiore, ai piedi del Canalino di Caronno e a valle della fronte, condizione questa che non si presentava da molti anni. La finestra rocciosa emersa nella parte mediana sinistra della lingua glaciale, solcata da *bédiers* e sempre più sottile, si è notevolmente ampliata e tende a spezzare la colata in due parti sovrapposte. Il dato sull'arretramento frontale è scarsamente significativo dell'evoluzione complessiva dell'apparato, in quanto falsato sia dal pluriennale permanere di residui nevosi di origine valanghiva nella zona frontale sia dalla difficoltà nell'individuare l'esatto limite inferiore, immerso nell'abbondante morena. Ancora ben evidente il deposito della frana caduta nel 1999, in lenta avanzata verso valle (vedi foto 20). *Snow-line*: assente. (M. Merati, C. Ciapparelli, F. Rota Nodari).

Variaz. media annua: - 6,5 m (2003)

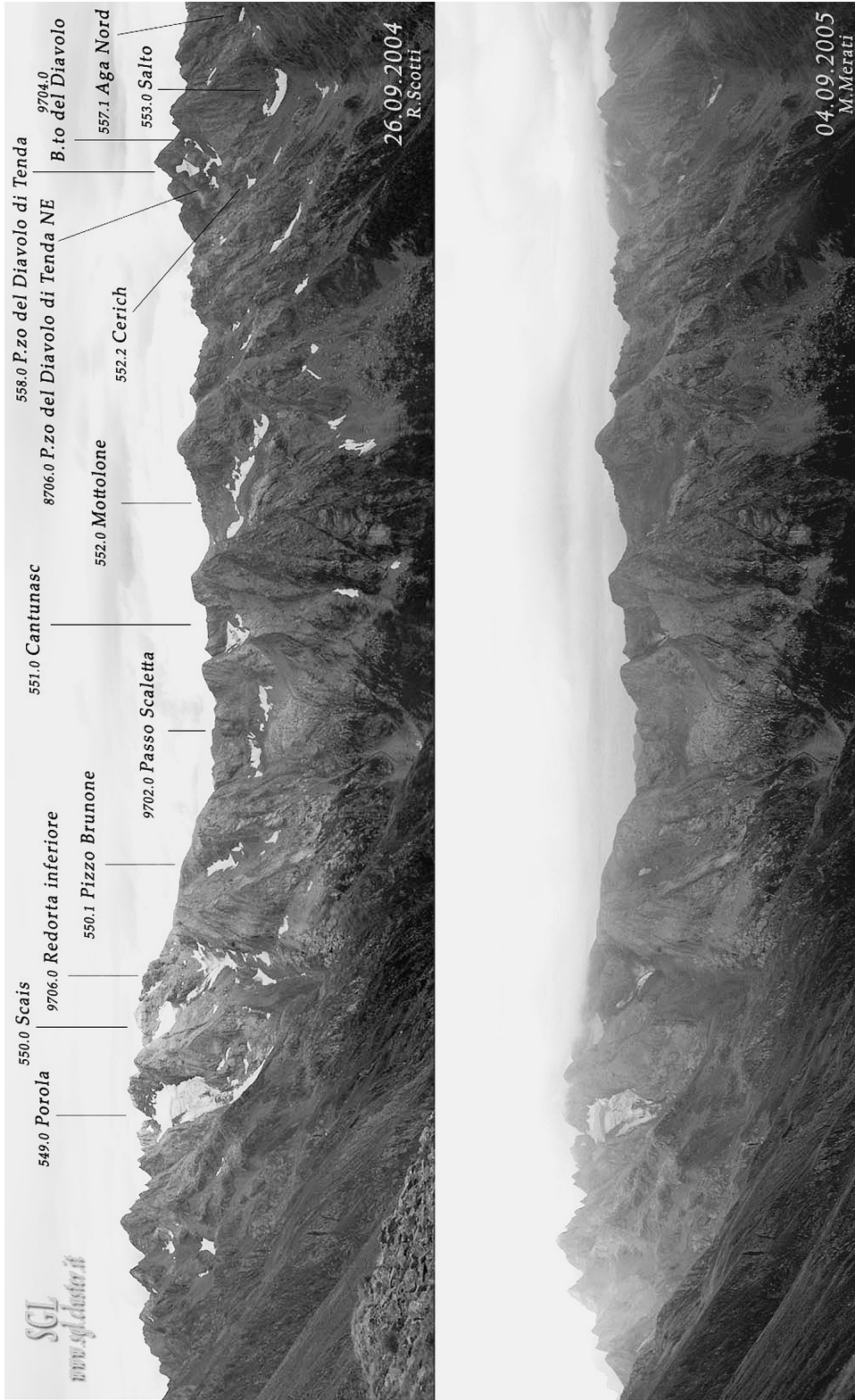


Foto 21: la significativa riduzione di massa subita dal glacionevato di Cerich in un solo anno (estate 2004 in alto, estate 2005 in basso). (R. Scotti).

Photo 21: the important mass reduction suffered by Cerich glacierette, within a single year (summer 2004 above, summer 2005 below). (R. Scotti).

Foto 22 (pagina successiva): il settore orobico glacializzato occidentale (2004 in alto, 2005 in basso) costituisce un esempio di come il paesaggio possa essere profondamente modificato dalla attuale fase di rapida deglaciazione. (R. Scotti).

Photo 22: (next page): this photographic comparison (2004 above, 2005 below) represents an example of how the landscape can be deeply modified by the actual rapid phase of deglaciation (the western orobico glacialized sector). (R. Scotti).





5-SYSTEMATIC PART

SPLUGA-LEI SECTOR

(Riccardo Scotti)

After 2004 ablation season, which was not entirely negative, the deglaciation starts again full rhythm in the high Spluga Valley and in the Lei Valley. All the glaciers show negative yearly balances, greater for the smallest ones, except the Suretta Sud one. The strong action of the wind, during the cold season, has cancelled the accumulation, especially on Pizzo Ferrè and Ponciana glacier. The snow-line in Spluga Valley can be surveyed only on Suretta Sud and Pizzo Quadro Nord glaciers, while in the Lei Valley on the whole, it seems to preserving a minimum residual snow-cover, even if banished on the highest altitudes. Avalanche accumulations are small. The observed units are 20 (100% of the sample: 10 surveys and 10 photographic observations).

364.0 PIZZO QUADRO NORD 05.09.14 QMF: 2580 moderate decrement

The very scarce snowfalls during accumulations season 2004-2005 and consequent scarce avalanches have caused, in spite of a conservative ablation season, a contraction of the glacier. The firn-ice patch on the eastern part of the basin, which outlived the torrid summer of 2003, has melted, while little firn of the season of 2004 remains on the higher portion of the glacier, against the northern face of Pizzo Quadro. However, the glacier, effectually covered by drift on its hydrographical left portion, still reaches the lowest altitude in the little level ground in front of the measurement signals placed by P. Piccini in the year 2000. This part is place of frequent landslides of the drift. At the moment of the measurement, a thin layer of fresh snow covers the glacier, while dead-ice, covered by drift, still surfaces in the area in front of the tongue, on the hydrographical right. *Snow-line*: 2750 m. (C. Scolari). Mean annual variation: - 9 m (2003)

1004.0 CIMA DI LAGO OVEST 05.09.03 QMF: 2590 slight decrement

The glacier, of which thickness appears slender, is almost completely lacking in old snow, with the exception of limited portions placed above 2800 m, below the rocky cliffs of Cima di Lago (NE portion), which are little exposed to the sun. The firn below of the last year presents a larger extent. There is a lot of drift-cover only along the NE perimeter of the principal tongue, where it does not allow a simple survey of the glacial limit. The continuity of the principal share of the glacier, with the strips placed towards the Passo di Lei, seems to be interrupted; it is difficult to evaluate if this happens because of the melting of the ice or of the drift-cover. The measurement of the snout shows a moderate advance of +4,5 m. *Snow-line*: 2800 m. (G. Ghielmi). Mean annual variation: + 4.5 m (2003)

CODERA-MASINO SECTOR

(Riccardo Scotti)

During the year 2005, the medium-small glaciers of the Codera Valley and the Masino Valley show the crisis of lombard glacialism so much as no other sector in Central Alps. However, every glacier shows a decrement. The lack of avalanche accumulations and the low medium-altitude of the glaciers in this sector make the glaciers themselves to be placed under the climatic snow-line. In the Codera Valley, the Sivigia NE glacier broke into parts and three glaciers disappeared, while seven of them are still surveyed in the year 2004. There is a similar situation in Masino Valley, where the most part of the glacial units are on the threshold of extinction, without distinction of altitude, way of accumulation or geographical position. On this context it is important the annual withdrawal of the snout of 49 m of the Pioda Sud Glacier.

8107.0 LIGONCIO OVEST 05.09.24 QMF: 2170 first survey of the unit

This little but compact firn-ice field is placed in a rectangular basin on the ground of a vertical rocky wall, between Arnasca W and Spassato E firn-ice fields. In more than a point the thickness of the firn goes over 2 m: it is clear that its origin is caused by a "sliding from a wall". The firn-ice field is about 80 m long and 20 m large (no more than 30 m large). Andrea Marinoni has collaborated. *Snow-line*: absent. (L. Pironi).

407.0 PIODA SUD 05.09.04 QMF: 2800 strong decrement

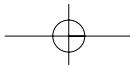
The glacier is covered by a slight sheet of recent snow. In spite of that, we can see that the snout, raised from the rocks below, has no residual cover of snow. Nearby the point of measurement, the glacial border presents two little residual tongues, few meters large, which go over the submentioned point, but they seem to be destined to vanish soon. *Snow-line*: absent. (F. and G. Di Gallo, G. Gorni, F. Strozzi). Mean annual variation: - 49 m

Photo 4 and 5: see page 160

DISGRAZIA-MALLERO SECTOR

(Riccardo Scotti)

During the past seasons, the glaciers around Mount Disgrazia, even if in a period of unfavourable climate, showed little signs of resistance compared with the prevailing negative trend. The year 2005 completely resets this "resistance", showing a heavier seasonal regression during the last years. The glaciers, which have suffered a strong decrement, are seven, and Preda Rossa, Ventina, Sissone and Vezzeda stand out of them for their dimensions and importance. However the mean altitude, which is higher than other mountainous sectors, can assure a very slight snow cover, relegated on the average over 3000 m. As in the whole region, the most penalized glaciers are the avalanche-made ones, that, in 2005, have not been increased by avalanches and summer snow falls, which have taken place over their highest altitude.





8201.0 VALLE AIRALE 05.09.24 QMF: - first survey of the unit

In a wonderful picture, taken by A. Corti on 30th August 1929 from the northern top of Corni Bruciati, two little masses of stratified ice can be seen on the southern slope of Cima di Corna Rossa, which fill up their glacial cirques. In spite of their unfavourable exposure, the two little sites can still nowadays preserve a very slight residual snow cover. Particularly the seasons 2000-2001 and 2003-2004 have warranted enough accumulation to hold out again the nasty seasons 2002-2003 and 2004-2005: so the glacial unit has been withstanding for at least five years. The higher mass has a well-preserved frontal moraine and a firn accumulation which almost fills up the space between the moraine and the frontal rocky wall. The lower mass of ice, placed a few hundreds meters from Passo di Corna Rossa, consists of ice partially buried by drift, on which there is, on hydrographical left, a mass of firn of the year 2004: it could have a wider surface but it seems to be penalized by a lower altitude and a scarce avalanche accumulation. The name we have proposed refers to a place-name of the upper part of Torreggio Valley. The southern slope of Cima di Corna Rossa represents the real head of the valley. *Snow-line*: n.v. (R. Scotti).

411.0 CASSANDRA EST 05.09.22 QMF: 2720 slight decrement

At the end of the season, the snow retreats itself near the rocky cliffs and in the narrow iced gully in the upper side (about 30% of the surface), laying bare the slight cover of firn of the big central plateau. The loss of thickness and power of the seracs seems to be meaningful, while the connection with the mass of dead ice, on hydrographical left, doesn't seem to break off yet. The withdrawal of the snout is modest, thanks to the considerable thickness of the flow at the points of measurements, particularly near the OS signal. On 24th September, date of the final survey, the little pools made by epiglacial streams nearby the snout, have frozen, witnessing a stop of the ablation. The lowest limit of the snout, on the right side, is 2976 m. To estimate the area covered by snow, on the central plateau, we have used, in addition to the signal SF 206, a serie of images taken from Sasso Bianco, a very good photographic station. F. Scotti and M. Urso have collaborated. *Snow-line*: 3300 m. (R. Scotti). Mean annual variation: - 4,5 m

425.0 VAZZEDA 05.09.13 QMF: 2765 strong decrement

During the summer, the glacier has been visited more than a time, since 28th May. On 8th August the residual snow cover has almost disappeared. Only a few rods have been found fixed in the ice. On 24th September the situation was worse: the most elevated area on the right side was clearly cracked and it showed a strong loss of thickness (now, one must get over a rocky wall, about 10 m tall, to reach the State border). The surveys are similar even along the large snout in the central area. In relation to signal S21, placed last year, the glacier has gone upward about 30 m, leaving only a little tongue going down towards the right side, while the thin mass of ice, in the little gully towards the signal S1A. About the yearly mass balance, we can see that in the area in the middle of the glacier (between 2900 and 2950 m altitude) the loss of thickness suffered during summer 2005 is, on the average, 155-160 cm. The water equivalent loss can be estimated about 1440-1450 liters for each m². We remember that, at the end of winter season, the thickness of the snow cover was included between 300 and 400 cm, of which we did not found any trace but nearly the avalanche deposits, higher. *Snow-line*: > 3100 m. (M. Butti, M. Urso). Mean annual variation: - 17 m

BERNINA SECTOR

(Riccardo Scotti and Mario Butti)

The melting of glaciers, on Italian side of Bernina, is still going on nonstop. The big glaciers of Scerscen show the most important contraction: the lower one records an exceptional regression (-123,5 m), while the upper one is going to divide into two parts, not a overhanging event but surely of great importance one. Also Fellaria glaciers show a strong shrinking of their frontal zones: the West glacier will loose its tongue, reduced to a piece of wreckage, within few seasons, and the tongue of the East glacier is going to part from the seracs above. The smaller glaciers indicate a heavy decrement too (Caspoggio, Cima Fontana NE and Varuna). The area on the southern side of Pizzo Varuna has been still penalized because of the disappearance of winter snow cover until the altitude of 3200-3300 m. All the glaciers, placed in this area, have consequently suffered the effects: Cima Fontana NE Glacier is destined to be completely covered by drift within few years, while the Pizzo Varuna one will split up further on. As in the previous seson, a real snow-line can be seen only over 3400 m on Fellaria plateau, which remains one of few glaciogenic sites still active in Lombardy.

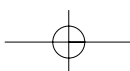
Photo 6: see page 162

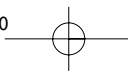
432.0 SCERSCEN INFERIORE 05.09.23 QMF: 2613 strong decrement

The situation of strong decrement goes on, confirmed by an impressing withdrawal and thinning of the snouts and by the expansion of the rocky outcrops, especially on hydrographical right, below the Scerscen-Entova ex-refuge, where the lower part is probably to be parted within two years. In spite of a weak recent snow-fall, we notice that there is no residual snow cover in the lower part of the glacier. We report an appreciable increase of the proglacial lake. *Snow-line*: n.v. (V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, S. Alberti, G. Paneri). Mean annual variation: - 123,5 m

435.0 MARINELLI 05.09.23 QMF: 3005 strong decrement

Absolutely negative year for this little glacier placed nearby Passi Marinelli. The withdrawal appears really important because of the detachment of a part of the snout. *Snow-line*: absent. (V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, G. Paneri). Mean annual variation: - 82 m





439.0 FELLARIA OVEST 05.08.31 QMF: 2545 strong decrement

Thick contraction of the glacier; its very thin and reduced to a piece of wreckage tongue, no more fed by the upper side, is half-covered by drift. Near the snout, which shows signs of break-down, there is a proglacial lake with little icebergs. The residual snow cover, as the last year, takes up a very little part of the glacier, in the area between Piz Argient and Piz Zupò. *Snow-line*: 3550 m. (R. Scotti, P. Sala, A. Vercellino, M.E. Peroschi, F. Cambieri). *Last previous survey: 2004*

Mean annual variation: - 25 m (2003)

440.0 FELLARIA EST 05.09.16 QMF: 2558 slight decrement

The valley tongue is depressed and it has clearly lost power; it is confirmed the separation from the accumulation area, to which it is linked by a little mass of dead ice only. The snout is bordered by a little and long lake about 20x5 m. The subglacial stream springs a few meters E from this lake, and, unlike the past, it gathers almost all the ablation water. The withdrawal pointed out a gorge dug out by water, a few meters deep, which obstructs the way to the proglacial area. Curiously, the lowest elevation has gone down, because in this area the tongue is placed in a basin. R. Scotti, P. Sala, A. Vercellino, R. Moiola have collaborated. *Snow-line*: 3400 m. (G. Catasta). *Last previous survey: 2004*

Mean annual variation: - 19.5 m (2001)

Photo 7: see page 163

Photo 8: see page 164

SCALINO PAINALE SECTOR

(Mario Butti)

Seven glacial units have been observed and photographed, while a measurement of the snout has been taken only for Pizzo Scalino Glacier. As in the other sectors, in spite of a not very hot summer, the hydrological year 2004-2005 has been one of the worst for glaciation, so much that any residual snow cover has been surveyed on none of smaller glaciers. The firm of last season disappeared too. If this trend will persist, most of the glaciers of this sector will be died out within a few seasons.

443.0 SCALINO 05.09.25 QMF: 2590 strong decrement

Residual seasonal snow cover is absent: only at 3150-3200 m there is still some lonely spot sheltered by the shadow of Cima di Valfontana. Consequently the glacier has undergone a further reduction of thickness that caused a clear contraction of the perimeter, the separation of the tongue of Cornetto (previously announced) and the opening of a new rocky outcrop below the wall at 3058 m, while, in the upper zone, another one has been enlarged. Considerable withdrawal has been recorded below the vertical of Pizzo di Canciano (- 60 m) and in the central area, nearby MB024 signal, where a narrow tongue of ice has disappeared. In both positions, in front of the snout, some mass of dead ice, partially covered by drift, has remained. New signals have been placed. *Snow-line*: 3150 m. (M. Butti). *Mean annual variation: - 28 m*

DOSDE'-PIAZZI SECTOR

(Paolo Pagliardi)

After the season 2005, the glaciers of this sector seem to be like fossils, even if their extension is still resonable. In this corner of Valtellina, the climatic change of these last years made the snow-glacial units to retire into places higher and higher so much that they do not exist any more because of the not elevated altitude of the relief. We can see the effects of a strog decrease of snowfalls during these years, while summer snowfalls have been more numerous than in other southern mountains; notwithstanding this, the accumulation has been scarce and, at the end of the season, any climatic snow-line could not be surveyed (it could be at about 3010 m only on Dosdè Est Glacier). Out of the 18 glacial units examined, 9 were surveyed on site, while 9 were evaluated through photographic observation only.

Photo 9 and 10: see page 165

474.0 DOSDE' CENTRALE I 05.09.03 QMF: 2800 moderate decrement

No important difference has been surveyed as regards to last year. The thinning of the thickness of ice goes on, particularly in the area of the snout. Residual cover of avalanche snow still remains on the less sloping plateaus. *Snow-line*: absent. (F. Galluccio, S. Ratti).

Photo 11: see page 166

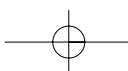
LIVIGNO SECTOR

(Paolo Pagliardi)

Really negative season for Livigno area, in which all of the 8 units surveyed are in a situation of strong or moderate decrement. Other 6 units, evaluated through photographic observation, confirm this trend. If the climatic trend of these last years will not change, the glacial areas of Livigno sector will be extinguished within a few seasons, surviving only in the form of debris covered glaciers or rock glaciers.

997.0 CAMPO NORD 05.09.04 QMF: 2837 moderate decrement

There is a quite clear reduction of the area, especially on the right, nearby the rocky leap. The extension and the thickness of the drift cover have increased, either on the sides or on the snout. The central bédrière is really engraved, and its position is the same of 2004. The residual snow cover remains in the upper part only where, last year, the ablation stake n° 1 was





placed (not found any more), and it was not possible to determine the thickness because of the too much firmness (it was not drillable by avalanche drill). The survey of glacier surface has been done with a differential GPS, to estimate the clean mass balance and the moving of the glacier. Technic used: kinematical survey with geodetic instruments able to record the phase, in relation to a starting-point taken as the photographic station SF439. About the clean mass balance, it has been determined a mean annual loss equal to 1,53 m w.e. At rods n° 2 and n° 3 it has been measured an annual planimetric shifting of 6,6 m (towards WNW, 283°) and of 4,2 m (WNW, 298°). *Snow-line*: 3090 m. (M. Lojacono, C. Bonfanti, E. Orsini, A. Tamburini).
 Mean annual variation: - 9 m

Photo 12: see page 166

ORTLES-CEVEDALE SECTOR

(Antonio Galluccio)

In this mountainous sector, the most glacialized area of Lombardy, the hydrological year 2004-2005 gives another big event of negative glacial balance. We consider, for each glacier, the snow-line observed only on Palon della Mare Glacier at 3450 m, a value that can be considered for the whole massif. With these conditions, the most part of the relief remains quite below the limit of seasonal snow accumulation. The 100% of the 21 glaciers surveyed (out of them, 16 were provided of frontal measurement, other 20 were evaluated through photographic observation: in all 41 units were observed), results in a phase of decrement, which entity was partially lightened by the big and unexpected snowfall of the third decade of August. Giuseppe Cola's data, about the survey of the ablation rods on Forni Glacier, are impressive: until 4,5 m of ice lost nearby the lowest rod (about 2600 m), but even more than 1 m (3316 m) of the highest one. Practically, where the seasonal snow cover has disappeared, the melting has been very strong, independently of the altitude. Consequently, morphological variations are going to emphasizing with new rocky outcrops, detachment of portions, dismemberments, increasing of drift-cover, extinctions. There is no doubt that, with the actual climatic conditions, the famous view of Braulio and Frodolfo valleys will really change within next years.

490.1 ZEBRU' EST 05.09.24 QMF: 2820 slight decrement

The snout of the glacier shows the signs of a slow but progressive melting: withdrawal of the snout, little ice downfalls, opening of doors and deep drills of flowing of the superficial water. In the sector below the southern spurs of Zebù Mount, where the ice is covered by drift, we can see a big mobilization of drift. On the whole, the body of the glacier shows the distinctive features of a unit during a phase of reduction of the mass, with lateral borders more and more sunken in the furrow and round profiles. *Snow-line*: n.v. (A. C. Galluccio).
 Mean annual variation: - 10 m

Photo 13: see page 167

Photo 14: see page 168

507.1 FORNI 05.09.22 QMF: 2500 strong decrement

The lake on the right side of the snout, increased its size because of the strong withdrawal of the ice. The little lake on the left side increased too: in 2004 it was just little more than a little pool. The two glacial streams, flowing from the opposite side of the tongue, have had a very similar flows during the ablation season. New rocky outcrops formed even on the tongue or on accumulation areas, while the pre-existing ones grew up. With repeated summer inspections, the ablation values have been measured in the altimetric interval between 2581 m of the lowest rod and 3316 m of the highest one. The values of temperature, not normal for the period, recorded in the third decade of May, and mostly in the third decade of June, have caused the fast and complete melting of the slight snow cover below 3000 m and the strong reduction of it over the same altitude, starting, in this way, the early melting of the ice (fig. 2). At the end of July, the seasonal snow cover was placed irregularly, existing only in the sectors less exposed to the sun. On August a series of snowfalls helped in slowing down the melting (really important the big snowfall of 20th, 21st and 22nd August). This definitively stopped with the important perturbation of the first decade of October, which succeeded in taking the limit of the snow until 1200 m. The value, indicated as the snow-line limit (3440 m), (the straight line in the graph of figure 3), agrees with what observed in the three accumulation basins, with the obvious differences due to the different exposure of them. But the most important thing of this year was the dislocation of a really big serac (volume valued of about 800.000 m³), in the NW side of the N face of Punta S. Matteo (see the article of page 185). *Snow-line*: irregular. (Casartelli G., Cola G.).
 Mean annual variation: - 33 m

Photo 15: see page 169

Fig. 3 and 4: see page 170

518.0 GAVIA 05.09.03 QMF: n.r. strong decrement

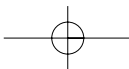
The survey allows to confirm the presence of a fair residual mass of ice, which is covering of drift over and over, even because of the lithological composition of the rocks overhanging, which discharge a lot of material. It is available a G. Cola's photograph of 8th August. *Snow-line*: absent. (P. Pagliardi, G. Cola).
Last previous survey: 2001

Photo 16: see page 171

ADAMELLO SECTOR

(Paolo Pagliardi)

Already in the first decade of July, the mean snow-line of the sector was about at 3000 m, leaving a great part of the northern area of the big Adamello Glacier uncovered. During a trip to the top of Adamello, made on 7th July, coming up along Val Malga, the residual snow cover had a thin thickness, going over 1 m only in some places, and with convex or steep zones,





already in a phase of uncovering even between 3000 and 3300 m. All the glaciers visible from the top of Adamello showed a very bad condition as regards the snow: the snouts, excepted for the little glaciers fed by avalanches, were uncovered and the snow, remaining in the upper part, was of a scarce quality (the snow-survey of June on Pìsgana Vernocolo site indicated 193 cm of thickness with low density). The most conservative trend of July and of August only extenuated the consequences of a really poor accumulation season, while on September there was one of the most intensive ice-melting and some brief episodes of washing away rain. From these observations, we can say that all the units had a moderate or strong mass decrement, sometimes covered by snowfalls. However the cold of August did not make very bad morphological variations to happen, variations that will happen as the negative trend (lack of important accumulations for several consecutive seasons) already on course for four years, which involves the highest and better exposed basins too. The snouts, even if they record some important regressions, do not still show the crisis of glacial balance in this sector, because, during this rapid deglaciation, the phenomena of slopes mobilization and the superficial moraine cover the limit on the flows, showing down the melting of ice. Just little higher than the limit of the snouts, as for Avio East Glacier, Salerno Effluence on the area of Pian di Neve on NE of Corno Bianco, the thinning of the thickness caused the opening of some outcrops which, if the climate does not change, will speed up the melting processes.

577.0 PISGANA OVEST 05.09.04 QMF: 2565 strong decrement
 Further enlargement of the proglacial lake, studded with icebergs, of the big rocky wall which isolated the tongue of the W sector of the accumulation basin connected with the valley tongue: presence, in the western sector, of a lot of dead ice, below the lowest part of that tongue (with ice-wedge), isolated and partially covered by drift. The borders of the glacier are clearly raised near the moraines. The glacial streams spring with considerable flow only over the bar of rocks, while it is slighting the presence of bédìère. There are some mills in the mean sector lacking of affluent, probably they are there only during the spring because of the contribution of the melting water of the seasonal snow. We propose a new SF (signal with stones at about 2850 m, at the base of the gully for Bivacco Regosa), useful to a better evaluation of the upper part of the glacier. *Snow-line*: 3100 m. (F. Roveda, A. Proh).
 Mean annual variation: - 2 m

Photo 17: see page 172

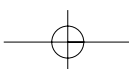
596.0 BOMPIA' 05.08.18 QMF: n.v. strong decrement
 The glacier is actually classifiable as debris-covered glacier and partially as rock glacier even if there are some areas where some parts of uncovered ice can be seen (spots about 100 m long, in the central area of the glacier). This happens most of all at the end of the valley, about 10 m far from the little lake filled up by sand, where, at the end of LIA, there was a little terminal effluence. The unit has an extent of about 25 ha, and it is sub-level and surrounded by high and very steep rocky walls. The avalanche accumulation is negligible, being the accumulation area limited by not too much high tops as regards to the glacier surface. Actually it is still possible to see a long series of thin terminal crevasses below the Campanili and Cima delle Granate. As regards to the month of August of 1976, year of my last visit, it can be estimated a loss of about 15 m of thickness: at that time the drift cover was negligible and the terminal crevasse, below the Passo delle Granate, was really wide. A really old signal has been found (prof. Saibene's glaciological signal or about the path?), at the entrance of the valley on hydrographical left, at 2780 m. *Snow-line*: absent. (F. Roveda).
Last previous survey: 2002

608.0 ADAMELLO (overall) 05.08.23 09.05 QMF: 2550 strong decrement
 The great Adamello glacier showed, this year, very scarce snow accumulations and where there is some residual snow it has been partially protected by July snowfalls and by the conservative trend of the month of August 2005. From a thermic-pluviometric point of view, September has been very unfavourable. About quantitative analysis, the thickness of the ice lost during this year can not be exactly determined, even if the surveys show a very negative situation from the first decade of July, when the most of the flow, below 2800 m, was exposed to ablation, so as the areas between Cima Venezia and Corno Bianco, which, because of its southern exposure, showed a *snow-line* placed higher than 3000 m. Then we confirm the forecasts of a early and strong melting of the snow cover and of the ice we supposed by the survey of the previous month: the only residual of snow are placed over 3200 m. It is possible that the big snowfall of the end of August, has re-balanced in some way the situation of the upper area of the glacier, which have been not surveyed this year at the end of the ablation season, because of the bad weather conditions. In the northern part, on the great plateau of Pian di Neve, it seems that melting water flows towards to big bédìères. *Snow-line*: irregular. (P. Pagliardi, R. Scotti, F. Roveda, A. Toffaletti, C. Bessi, F. Rota Nodari).

Conoide di Salerno 05.09.22 QMF: 2400 unchanged
 The unit, covered by drift, did not suffer clear morphological variations, while where the melting waters flowed, from Cornetto di Salerno and from Salerno Effluence, there were two bédìère some meters deep, which groove caused not sure measurements of the snout, so we do not propose them. *Snow-line*: absent. (P. Pagliardi, R. Scotti, F. Roveda, A. Toffaletti, C. Bessi, F. Rota Nodari).

Salarno 05.09.22 QMF: n.r. moderate decrement
 The effluence is covered by recent snow. The snout goes on in its withdrawal: this is inferred by the thin thickness of the border. There has been sporadic glacial and drift falls. *Snow-line*: absent. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).

Corno di Salerno 05.09.22 QMF: 3150 uncertain
 The effluence shows a snout like a cliff about 75 m tall which causes continuous ice falls on the Conoide di Salerno below. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi).



Baltzer Glacier

05.09.22

QMF: 2540

strong decrement

This residual mass, with a very little area of about 0,5 ha, shows a clear door at the snout, from which the glacial stream flows. The thickness is about 30 m and it permits the surviving of a great glacial cave, which has an extension as all its length: the cave can be entirely run through on foot, for a total of 150 m, until the steep smoothed rocks supporting the retreat of Salarno Effluence. (F. Rota Nodari, P. Pagliardi)

Mean annual variation: - 10 m (2003)

Adamè Effluence

05.09.10

QMF: 2900 ca

strong decrement

There is a strong splitting of the snout with the presence of seracs and crevasses of big dimensions. There are great ice-falls, a signal of the movement of the glacier because of the continuous slipping, made easier by the presence of water on its base. These falls caused the forming of a cave on the hydrographical left sector: from there the main glacial stream flows. *Snow-line*: 3100 (not sure because of recent snow cover). (F. Rota Nodari).

*Photo 18: see page 173***Mandrone Effluence**

05.08.23 09.05

QMF: 2550

strong decrement

This has been the fourth really bad following season. The amount of melting water, observed on 5th August afternoon and during the following cold morning, suggests the big thermal inertia of a so great glacier, which unfolds mainly into subglacial water. Furthermore, in the seracs, which get over the last rocky leap, there are crevasses really rounded by the ablation. The snout is flattened, thin and more and more buried in the natural basin that have been putting it up for several years. *Snow-line*: irregular. (P. Pagliardi, R. Scotti, F. Roveda, A. Toffaletti, C. Bessi, F. Rota Nodari).

*Photo 19: see page 174***OROBIE SECTOR***(S. D'Adda)*

Out of the 37 glacial units observed, 14 were surveyed on site, while 23 were evaluated through photographic observation. For the reason written in the snow and meteorological note, and most of all because of the unusual lack of avalanche accumulation, the only reason, during this climatic phase, of the survival of the residual orobie glaciation, the hydrological year 2004-2005 records an episode of really strong reduction of the area and of the volume of the snow-glacial masses of the range, which repeats the latest worst year 2003-2003. All the surveyed units are indeed in a decrement and so they have a share in the impressive statistics, made by 100% of Lombard glacial units shrinking in the year 2005. Some less penalized local situations do not change the gravity of this situation: in a lot of places the meteorological trend caused the melting of the firn of the previous seasons, which was stored up in the past in few sites favoured by orographic-microclimatic conditions. Many glacial units are drawing near the extinction.

533.0 BONDONE INFERIORE

05.08.29

QMF: 2475

strong decrement

This season closes a positive phase of five years: the year 2005, with its snow accumulation, already melted at the end of July, caused the almost complete melting of the pluriannual firn. The reduction of the thickness of the firn, in the years 2001 and 2004, which covers only the middle-upper part of the glacier, can be quantified about 4-6 m. The upper patch is reduced to the minimum. *Snow-line*: absent. (R. Scotti).

541.0 MAROVIN

05.10.01

QMF: 2045

strong decrement

At the end of summer season there is no trace of residual snow. This caused the important reduction of the glacial mass besides the impoverishment of the firn of 2004 and 2001. The borders of the snout are broken into blocks or largely covered by drift and so it is hard to identify them. The reduction of the mass is more evident at the lower altitudes, where the thickness of the snout is clearly reduced. The withdrawal needs the moving up of some measurement signals. For this reason the limit of the snout is actually placed at 2045 m. The photographic observations show the very big difference of the snowy conditions between the beginning and the end of the summers of 2004 and 2005. *Snow-line*: absent. (M. Butti).

Last previous survey: 2004

Mean annual variation: - 16,5 m (2003)

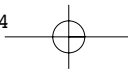
*Photo 20: see page 175***543.0 LUPO**

05.10.01

QMF: 2430

moderate decrement

The glacier has been constantly monitored within the project "Evolution of the yearly residual snow cover" through observations at a distance and 4 surveys (2 during summer, on 5th June and on 22nd July, and 2 during autumn, on 17th August and on 1st October), the last of which, on 1st October, during the measurement of the snout. From the survey of 5th June, when it was measured a snow cover of 310-320-175 cm, respectively at the points 1-2-3 (theoretical mean of three points of 268 cm), it was clear that the year which was closing was one of the worst of the last ten years. At the beginning of the summer, the snow was the most scarce since 1996, year of the starting of the snow monitoring, and its amount was about the half necessary to permit a mass balance nearby breakeven. The situation was the one of the years 1998-1999, 1999-2000 and 2001-2002, showing an absolute deficit. From the observation of 22nd July, the glacier was covered by residual snow only on about 15-20% of the surface, with thicknesses of 15 and 20 cm, respectively at the points 1 and 2. At the end of the season the residual snow was totally disappeared. A residual of firn of 2001 remains covering the ice on the large upper fan on the left, the one associated to avalanche accumulations of the mountainside of Pizzo Porola-Cima di Caronno-Pizzo Scotès, on which can be identified a more little residual of 2004, bordering the base of the rocky walls. The southern lobe is almost totally covered by drift. In spite of the slight withdrawal of the snout, a moderate reduction of the mass can be



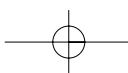
seen. The withdrawal is moderate most of all at the signal 3MB02, where the glacier is abundantly covered by drift. *Snow-line*: absent. (M. Butti, S. D'Adda, R. Scotti). Mean annual variation: - 8 m

549.0 POROLA 05.09.04 QMF: 2320 strong decrement

The glacier is practically lacking in residual snow, absent also on the base of the rocky ramparts of the upper cirque, at the foot of the Canalino di Caronno and lower down the snout, a condition that has not been occurred for many years. The rocky outcrop, came out in the mean left side of the glacial tongue, ploughed by bédrières and becoming thinner and thinner, has enlarged much and it is tending to divide the flow into two overlapping parts. The datum about the withdrawal of the snout is not so important for the comprehensive evolution of the unit because it is falsified by the avalanche accumulations remaining in the frontal area during the years and by the difficulty in identifying the exact lower limit plunged in the plentiful moraine. The accumulation of the rock fall, fell down in 1999, is still clear and it is slowly moving forward down to the plain. *Snow-line*: absent. (M. Merati, C. Ciapparelli, F. Rota Nodari). Mean annual variation: - 6,5 m (2003)

Photo 21: see page 176

Photo 22: see page 177



Riccardo Scotti (*), Giuseppe Cola (*)

IL SERACCO "LAMAR" ALLA PUNTA S. MATTEO, UN ANNO DI MONITORAGGIO



Foto A: il seracco "Lamar" ripreso l'8 aprile 2006 / Photo A: the "Lamar" serac taken on 8th April 2006. (L. Colzani).

1 - INTRODUZIONE

Nel mese di maggio 2005 il Servizio Glaciologico Lombardo (SGL) segnalò la dislocazione di una enorme massa di ghiaccio (stimata in 800.000-1.000.000 m³) poche decine di metri a N della Punta S. Matteo, elegante montagna sita a coronamento del bacino del Ghiacciaio dei Forni (Gruppo dell'Otles-Cevedale) nel territorio del Comune lombardo di Valfurva. I tempi rapidi della manifestazione del fenomeno nelle sue prime fasi, a partire dall'estate del 2004, fecero ipotizzare come imminente il crollo della neo-struttura glaciale prodottasi. Crollo che si è verificato solo in parte, sotto forma di rilasci parcellari, una delle modalità previste, quella gravata di minori rischi per l'ambiente naturale circostante e per la frequentazione antropica del bacino occidentale del ghiacciaio. Il primo resoconto in merito è apparso sul n. 8 di questa rivista. L'evento naturale ha suscitato una vasta eco sui *media*, anche a diffusione nazionale², e l'interesse di alcuni istituti di ricerca e di gestione del territorio, con la relativa produzione di lavori e comunicazioni scientifiche.

2 - IL MONITORAGGIO DEL SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (SGL)

Al fine di tenere sotto stretto controllo l'evoluzione del fenomeno, il SGL ha messo in opera un progetto di monitoraggio fotografico a distanza, attualmente ancora in corso. Dal 1 maggio 2005 al 2 febbraio 2006 sono state eseguite 65 campagne di rilevamento fotografico da punti noti,

(*) Servizio Glaciologico Lombardo.

² come accade sovente in questi casi, l'evento è stato talora presentato dagli organi di informazione in modo inesatto, creando ingiustificati allarmismi. Il SGL si è limitato a suggerire al Comune di Valfurva di mettere in sicurezza il bacino occidentale del Ghiacciaio dei Forni, visto il rischio teorico di un possibile, imminente crollo, anche di grandi dimensioni.

impegnando 10 operatori del Servizio e 5 accompagnatori o operatori occasionali. Grazie a questa notevole massa di informazioni sono stati redatti 5 comunicati ufficiali inviati al Comune di Valfurva e alle autorità amministrative e scientifiche competenti. I comunicati e una selezione del materiale sono stati pubblicati sul sito web www.sgl.cluster.it. Il progetto di monitoraggio prosegue senza sosta visto che la massa di ghiaccio pericolante non si è ancora ridotta sufficientemente da escludere un possibile interessamento del *plateau* occidentale del Ghiacciaio dei Forni.

3 - L'EVOLUZIONE DEL SERACCO DAL 1 MAGGIO 2005 AL FEBBRAIO 2006

Le numerose osservazioni fotografiche, ben distribuite nel tempo, hanno permesso di delineare l'evoluzione del fenomeno di dislocazione con grande accuratezza. La selezione di immagini qui presentata sintetizza il lavoro svolto, pur senza tralasciare le fasi più importanti dell'evento.

Il 25 maggio (foto 1) la massa di ghiaccio appare compatta; soltanto nella zona frontale due falesie sovrapposte ne interrompono la continuità. Il costante scivolamento verso valle provoca durante l'estate solo qualche modesto crollo parcellare nella zona frontale. Il 10 agosto (foto 2) si iniziano a intravedere piccoli crepacci in destra idrografica, nei pressi del ciglio superiore del seracco: sono i prodromi delle fratture ben più imponenti che si estenderanno in seguito anche ad altre porzioni del seracco. Nel mese di ottobre la velocità di scivolamento aumenta e il seracco tende a frantumarsi in più parti. Il 25 ottobre (foto 3) è evidente il grande crepaccio che isola a monte una lungo cordone di ghiaccio. Il collasso in sinistra idrografica della zona di raccordo fra il seracco e la parete di ghiaccio innesca un imponente crollo laterale: viene così alla luce una frattura orizzontale che divide in due il nucleo maggiore della massa in movimento.

DATE	OPERATORE	PUNTO DI RIPRESA FOTOGRAFICA	DATE	OPERATORE	PUNTO DI RIPRESA FOTOGRAFICA
2005					
1 maggio	R. Scotti	Palon de la Mare e 999	17 agosto	B. Fontana	Sf B
5 maggio	G. Cola	Sf A	18 agosto	G. Cola	Sf A e 999
8 maggio	G. Cola	Val Cedec, località la Caserma	24 agosto	G. Cola	Sf A, C. di S. Giacomo e 999
11 maggio	G. Cola, Ale Galluccio	999	29 agosto	G. Cola	Sf A
15 maggio	D. Bellé, T. Franzina	Palon de la Mare e Rif. Branca	30 agosto	R. Scotti, S. Losa	Sf A, (poco sotto Sf B)
20 maggio	G. Cola	Rif. Branca, C. S. Giacomo	3 settembre	G. Cola	Sf A e 528
25 maggio	R. Scotti, M. Frosio	Sf A e 999	4 settembre	G. Cola	C. S. Giacomo
29 maggio	P. Pagliardi	999 (Cima S. Matteo)	8 settembre	G. Cola	Sf A, q. 3237, 567 e 999
5 giugno	C. Bonfanti, G. Cola	Sf A	13 sett.	G. Cola	Sf A
10 giugno	L. Colzani, A. Galluccio	Sf A, Sf B	14 sett.	R. Scotti, M. Frosio	Sf A, (poco sotto Sf B)
20 giugno	G. Cola	Sf A	15 sett.	R. Scotti, M. Frosio	Sf A
24 giugno	G. Cola	Sf A, Rif. Branca e 567	22 sett.	G. Cola	Sf A
25 giugno	G. Cola	Sf A	25 sett.	G. Cola	Sf A e 567
30 giugno	G. Cola	Sf A	1 ottobre	G. Cola	Sf 999
2 luglio	G. Cola	Sf A	9 ottobre	G. Cola	Sf 999
3 luglio	R. Moiola	999	25 ottobre	G. Cola	Sf A, 999
4 luglio	G. Cola	Sf 567	29 ottobre	G. Cola	Sf A
8 luglio	R. Scotti, M. Frosio	Sf A e 999	2 novembre	G. Cola	Sf A
9 luglio	G. Cola	Sf A	4 novembre	G. Cola	Sf A
10 luglio	G. Cola	Cima S. Giacomo e 999	7 novembre	G. Cola	Sf A
14 luglio	M. Merati	Sf A, Sf B	8 novembre	R. Scotti, M. Frosio, L. Colzani, G. Cola	Sf A, (poco sotto Sf B)
15 luglio	G. Cola	Sf A, q. 3397 al Palon de la Mare	9 novembre	G. Cola	Sf A, 999
19 luglio	R. Scotti, M. Frosio, P. Pagliardi, G. Cola	Sf A e 567	11 nov.	G. Cola	Sf A
20 luglio	Scotti, M. Frosio, Cola	Sf A, (poco sotto Sf B)	16 nov.	G. Cola	Sf 999 (Val Cedec)
22 luglio	G. Cola	Passo Zebrù	18 nov.	G. Cola	Sf A
23 luglio	Fontana, Morra di Cella	Sf A	22 nov.	G. Cola	Sf A
25 luglio	G. Cola	q. 3430 cresta divisoria Gh. Forni-Gh. Palon de la Mare	24 nov.	G. Cola	Sf 999
30 luglio	C. Bonfanti, G. Cola	Sf A e 528	2 dicembre	G. Cola	Sf A
3 agosto	G. Cola	Sf A, q.3430 cresta divisoria Gh. Forni -Gh. Palon de la Mare e 999	10 dicembre	G. Cola	Sf A
8 agosto	G. Cola	Base parete Nord S. Matteo, Cima Trezero e 999	21 dicembre	G. Cola	Sf A
10 agosto	R. Scotti, P. Pagliardi	Sf A, (poco sotto Sf B)	8 genn. 2006	G. Cola	Sf A
14 agosto	G. Cola	Sf A	23 gennaio	G. Cola	Sf A
			2 febbraio	G. Cola	Sf A

Tab. 1 (pagina precedente): tabella dei rilievi fotografici eseguiti. Sf A ed Sf B sono le stazioni fotografiche A e B a coordinate note. Con i toponimi sono indicate le cime dalle quali gli operatori hanno scattato le immagini qualora non sia stato loro possibile dai capisaldi stabiliti, con 999 è stato indicato un punto di ripresa occasionale. 567 è la stazione fotografica di coordinate Gauss Boaga W 1,622,900-5,140,240,528 la stazione fotografica "P. Battaglia" di coordinate Gauss Boaga W 1,622,050-5,143,150, in corsivo gli operatori occasionali e gli accompagnatori.

Table 1 (previous page): chart of photos taken. Sf A and Sf B are the photo stations A and B with given coordinates. With place-names, the mountain-tops are indicated from which the operators have taken the photos in case they should not be able to take them from the established spots. 999 shows an occasional shot point. 567 is the photographic station of Gauss Boaga W 1,622,900-5,140,240,528; in italics the occasional operators.

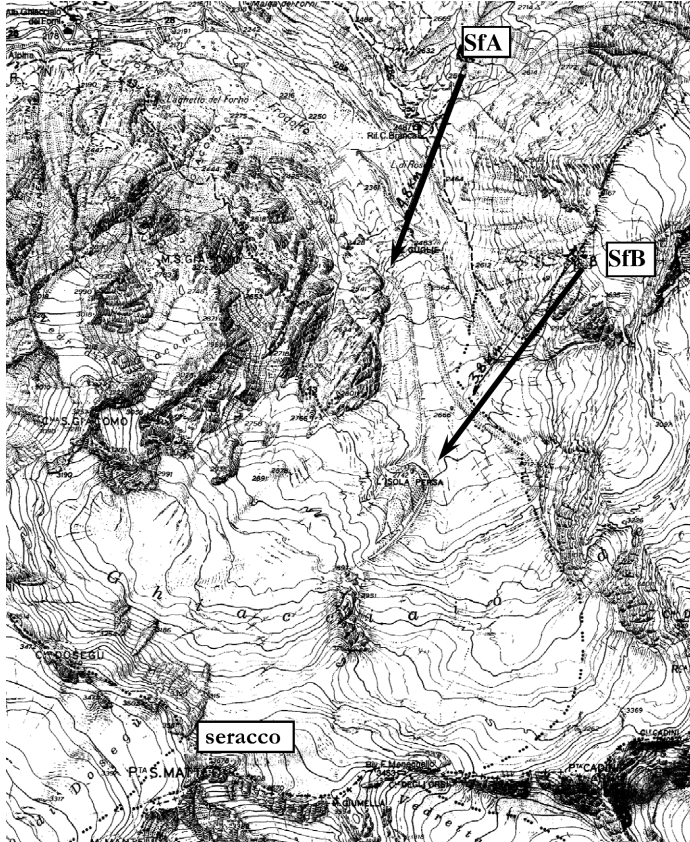


Fig. 1: nei tipi dell'IGM, la posizione geografica delle stazioni fotografiche principali utilizzate per il monitoraggio dell'evoluzione del seracco "Lamar".

Fig. 1: in the IGM types, the geographical position of the main photographic stations used to monitor the evolution of the "Lamar" serac.

Tra ottobre e novembre i crolli si intensificano, verificandosi ogni giorno. In particolare, fra il 4 e il 7 novembre (foto 4) la parte superiore crolla e si frantuma su se stessa, lasciando sul posto una caotica distesa di blocchi di ghiaccio. Fra il 18 e il 22 novembre (foto 5) si osserva un nuovo importante crollo: una vasta porzione di falesia frontale, posta in destra idrografica, rovina a valle arrestandosi lungo la parete Nord della P.ta S. Matteo.

Nei mesi successivi il seracco

continua a scivolare verso il basso ma a una velocità più contenuta e non si segnalano più crolli importanti. Un confronto fra la prima e l'ultima immagine disponibile ci permette di constatare come i crolli avvenuti negli ultimi 10 mesi abbiano interessato il 30-40% della massa iniziale. Il manifestarsi di numerosi crolli parcellari è dovuto alla notevole perdita di compattezza del seracco provocata probabilmente dallo scivolamento su un substrato non omogeneo che ha prodotto tensioni differenti sulla massa di ghiaccio.

In definitiva, i ripetuti controlli hanno evidenziato che la massa di ghiaccio in movimento sta scivolando verso valle, frammentandosi progressivamente, in direzione della rottura di pendenza immediatamente sottostante, il cui bordo superiore è rappresentato dalla crepaccia terminale. La direzione del movimento è grossomodo verso N, con componente rotatoria oraria. In totale, la dislocazione verso valle, a partire dall'estate 2004, può essere quantificata in circa 100 m, di cui oltre 20 m nel periodo maggio - ottobre 2005.

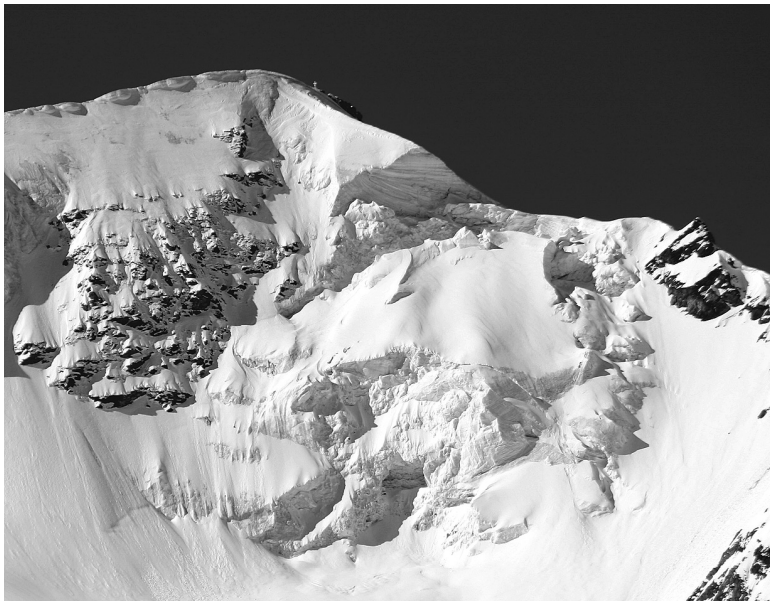


Foto 1 e 2: il seracco visto dai pressi della Sf A il 25 maggio (sopra) e il 10 agosto 2005 (sotto). (R. Scotti).

Photo 1 and 2: the serac seen from Sf A on 25th May 2005 (above) and on 10th August 2005 (below). (R. Scotti).





Foto 3 e 4: l'aspetto del seracco il 25 ottobre (sopra) e il 7 novembre 2005 (sotto) (Sf-A). (G. Cola).

Photo 3 and 4: from photographic station A, on 25th October 2005 (above) and on 7th November 2005 (below). (G. Cola).

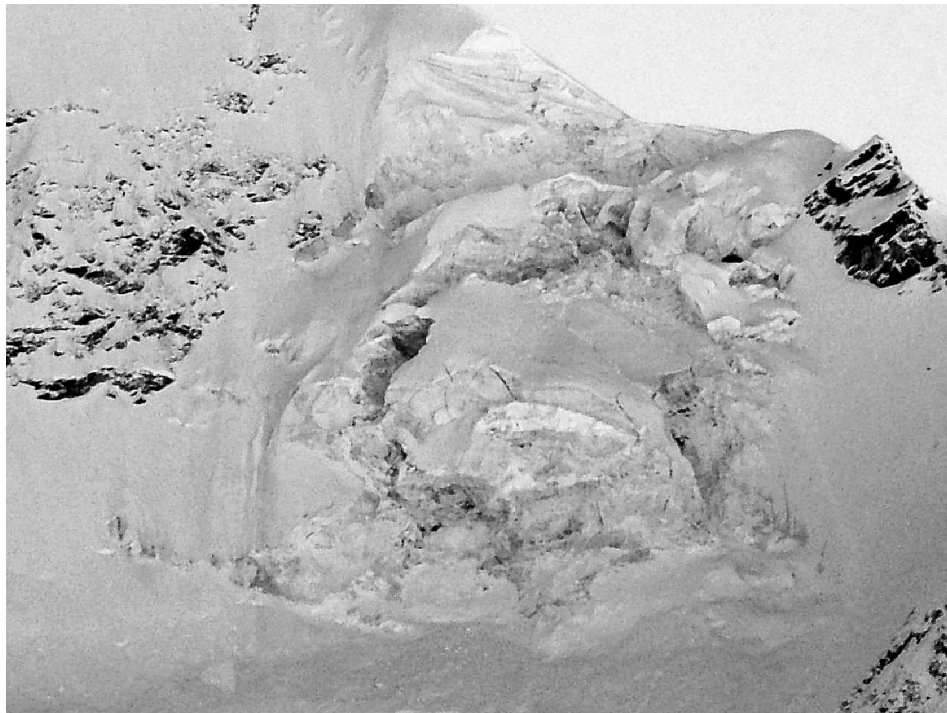




Foto 5 e 6: la situazione al 28 novembre 2005 (sopra) e al 2 febbraio 2006 (sotto). (G. Cola).
Photo 5 and 6: on 28th November 2005 (above) and on 2nd February 2006 (below). (G. Cola).

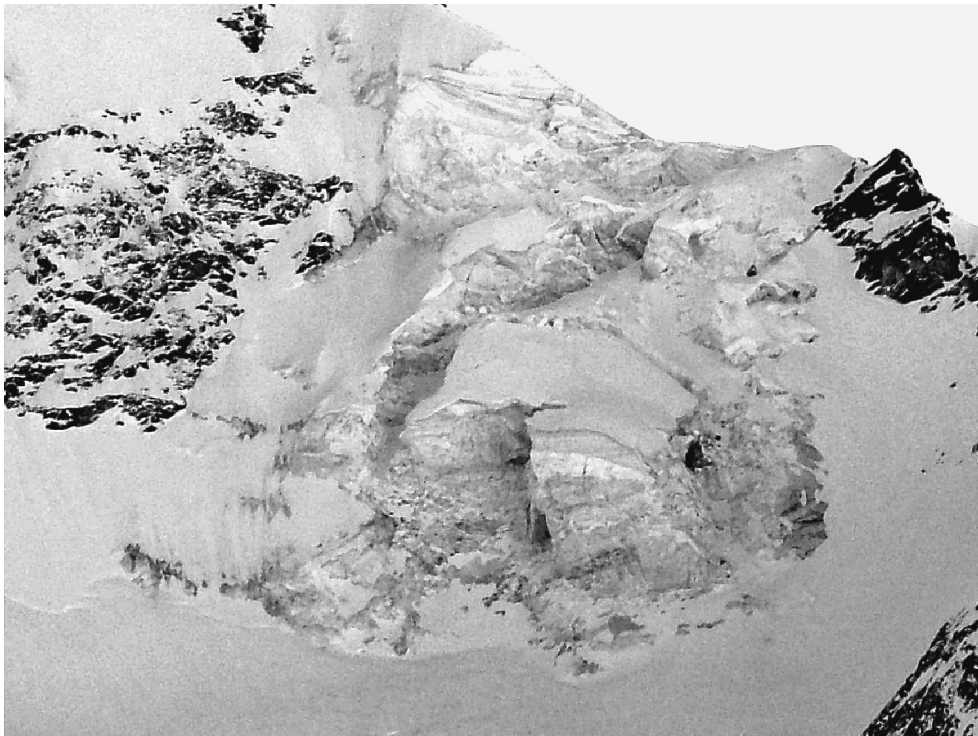




Foto 7: il seracco visto dai pressi della Sf B, posta sulla morena del Ghiacciaio del Palon de la Mare, a 3000 m di quota. Il 20 luglio la massa di ghiaccio è ancora imponente e compatta. (R. Scotti).

Photo 7 : the serac seen from Sf B, on the moraine of the Palon de la Mare Glacier at 3000 m. On 20th July the ice mass is still strong and compact. (R. Scotti).

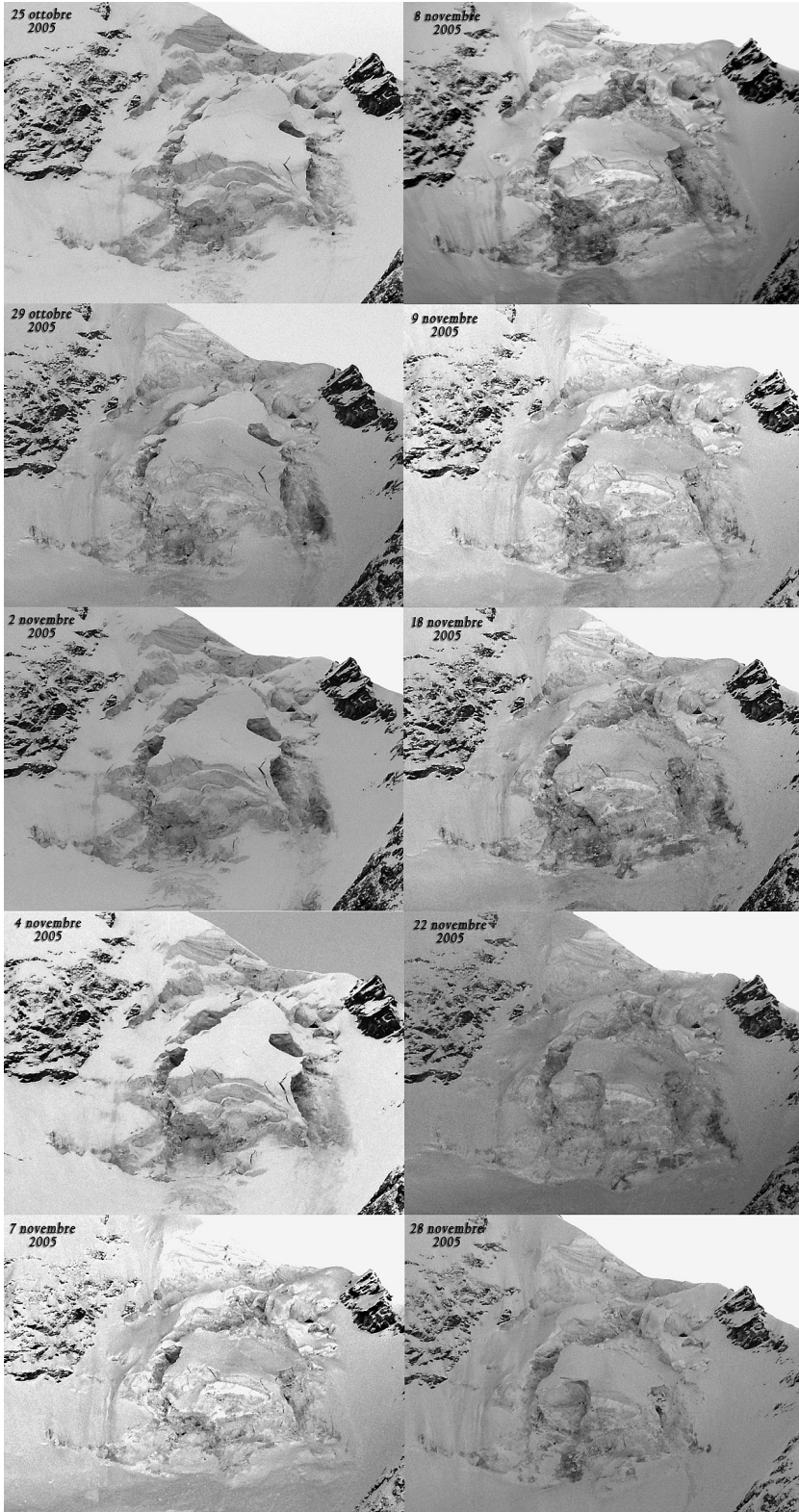


Foto 8: l'8 novembre 2005 si nota uno scivolamento a valle del seracco di una decina di metri. La massa ghiacciata si è frantumata in più porzioni. (SfB, R. Scotti).

Photo 8: taken on 8th November from the same position as photo 7, the serac slides down to the valley for about 10 metres, breaking into small parts. (R. Scotti).

Foto 9 (pagina successiva): fra la fine di ottobre e novembre si è registrato il maggior numero di crolli concentrati in un breve lasso di tempo. Nei giorni di più intensa attività il seracco è stato monitorato quotidianamente. La serie di immagini mostra l'effetto dei continui cedimenti della massa sospesa. In particolare vanno segnalati: il crollo nella parte superiore, in destra idrografica, avvenuto fra il 29 ottobre e il 2 novembre; il grande collasso della porzione superiore prodottosi fra il 4 e il 7 novembre; il cedimento della falesia frontale in destra idrografica evolutosi a più riprese fra 9 e il 28 novembre. (G. Cola).

Photo 9: (following page): between the end of October and November the greatest number of collapses within a short space of time was recorded. In the most active days the serac was daily monitored. The images show what were the effects of the constant falls from the suspended mass. The collapse in the upper part on the hydrographical right side between 29th October and 2nd November is reported; the big collapse of the upper part between 4th and 7th November and the breaking of the frontal cliff on the hydrographical right occasionally occurred between 9th and 28th November (G. Cola).



Riccardo Scotti (*), Giuseppe Cola (*)

THE “LAMAR” SERAC ON S. MATTEO PEAK, A MONITORING YEAR

Photo A: see page 185

1 – INTRODUCTION

In the month of May 2005 the Lombardy Glaciological Service detected a huge ice mass (estimated 800.000-1.000.000 cubic metres) only about ten metres north of P.ta S.Matteo, a charming mountain located at the top of the basin of Ghiacciaio dei Forni (Ortles-Cevedale Group) in the area of the Lombard city council called Valfurva. The rapidity of such a phenomenon in its early stages, from summer 2004 reminded of an impending collapse of the recently produced glacial mass. Such a collapse was partially produced in localised discharges, a provided-for modality; that one causing less damage for the surrounding natural landscape and for the anthropic frequentation of the western basin of the glacier. The first précis was issued n.8 of this magazine. The natural event caused great sensation in the nationwide press and some research and territory management institutes have revealed themselves interested, along with work and scientific communication production.

2 - MONITORING OF LOMBARDY GLACIOLOGICAL SERVICE (SGL)

In order to carefully check the progress of such a phenomenon, the Service has started a monitoring photographic distance project which is still being used. From 1st May 2005 to 2nd February 2006, 65 photographic survey campaign from particular sites, engaging 10 operators and 5 occasional operators. Due to such a big number of information, 5 official releases were sent to Valfurva city council and administrative and scientific bodies. The articles and a selection of the material have been released on the web site www.sgl.cluster.it. The monitoring project is endlessly carried on, since the dangerous mass of ice has not yet been sufficiently reduced, so as to exclude any likely involvement of the west plateau of the Ghiacciaio dei Forni.

3 - THE EVOLUTION OF THE SERAC FROM 1 MAY 2005 TO FEBRUARY 2006

All the photographic observations, well distributed over the time, have outlined the evolution of the dislocation phenomenon very accurately. The selection of images sums up all the work without passing over the most important phases of the event. On 25 May (photo 1) the ice mass is compact; only in the frontal area, two superimposed cliffs interrupt it. The constant sliding down to the valley causes some slight collapse in the frontal area in summertime. On 10th August (photo 2) some small crevasses in hydrographical right can be seen in proximity of the upper edge of the serac: these are the premonitory signs of the deepest clefts widening out to other areas of the serac. In the month of October the sliding rapidity increases and the serac breaks in different parts. On 25th October (photo 3) the big crevasse isolating a long strip of ice can clearly be seen. The collapse on the hydrological left side in the link-up zone between the serac and the ice wall triggers off a powerful lateral collapse: a horizontal cleft separating into halves the biggest part of the moving mass can clearly be seen.

Table 1: see page 186

Fig. 1: see page 187

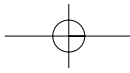
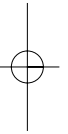
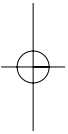
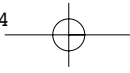
Between October and November collapses increase and the occur almost every day. Particularly between 4th and 7th November (photo 4) the upper part collapses and breaks down on itself leaving behind a messy heap of ice blocks. Between 18th and 22nd November (photo 5) one more heavy collapse is reported: a wide portion of frontal cliff, located on the hydrographical right, devastate the valley floor and stops along the north wall of P.ta S. Matteo. In the following months the serac continues its sliding activity downwards even though not as fast as before and no serious damage is recorded. The comparison between the first and the last available image shows us how the collapses in the last 10 years have affected 30-40% of the former ice mass.

The constant tests have definitively proved that the moving ice mass is sliding down into the valley and is gradually breaking into tiny parts towards the gradient breaking point right underneath, whose upper edge consists of the final crevasse. The movement direction is roughly northwards, with clockwise rotating movement. In total, the dislocation down to the valley, from the summer 2004, can amount to about 100 m, out of which more than 20 m in the time between May and October 2005.

Photo 1 and 2: see page 188; photo 3 and 4: see page 189

Photo 5 and 6: see page 190; photo 7 and 8: see page 191; photo 9: see page 192

(*) Servizio Glaciologico Lombardo (Glaciological Service of Lombardy).



ITINERARIO DI VISITA n° 1.2006

IL ROCK GLACIER DELLA COSTIERA DEI CECH

Testi e foto di A. Toffaletti e L. Colzani

La Costiera dei Cech, così chiamata per le origini franche dei suoi abitanti, costituisce un poderoso sbarramento posto sul versante Nord della bassa Valtellina. Costituito in gran parte dalla Quarzodiorite del Monte Bassetta (o Serizzo), consta di una lunga dorsale che si origina dalla confluenza della Valchiavenna (a Nord) con la stessa Valtellina che scende da est, culminando con la Cima del Desenigo (o Montespluga) dopo un percorso di circa 10 km comprendente diverse cime, tra le quali spiccano il Monte Bassetta, il Monte Brusada, il Monte Sciesa e le Cime di Malvedello. Proprio in un vallone alle pendici di queste ultime ha origine un esteso rock glacier.

Caratteristiche del rock glacier

Il rock glacier preso in considerazione, pur essendo quasi sicuramente non più attivo, è di sicuro interesse a motivo della sua grandezza e delle apprezzabili caratteristiche morfologiche. Queste ultime sono ancora ben visibili e delineate nonostante l'inattività dell'apparato, probabilmente a causa delle non abbondanti precipitazioni in zona (circa 1200 mm annui, media 1891-1990) che attenuano gli effetti del dilavamento.

Il rock glacier occupa una parte del vallone posto a Sud delle Cime di Malvedello. Si adagia a ridosso della caratteristica, bassa cresta che si snoda verso meridione dalla Cima Ovest di Malvedello (2641 m) e che culmina con tre grossi massi erratici posti proprio sul crinale: i *Tre Cornini*. L'apparato ha origine nel circo racchiuso tra le cime Ovest e Est di Malvedello (2653 m), la sua quota massima è di circa 2350 m, mentre la quota minima della fronte si attesta poco sotto i 2000 m. Ha una lunghezza di circa 1500 m e una larghezza media di 150. L'altezza della fronte è intorno ai 15 m.



Foto 1: immagine del rock glacier ottenuta da foto aeree; si noti l'estensione davvero notevole dell'apparato. (www.atlanteitaliano.it).

Photo 1: aerial image of the rock glacier. Note the remarkable size of the apparatus. (www.atlanteitaliano.it).

Il rock glacier, di grandi dimensioni, presenta lobature e strutture di flusso tipiche di questo genere di apparati, evidenti specialmente nel settore mediano e presso l'alta fronte, che si presenta ripida e imponente, con detrito superficiale di notevole pezzatura. Nella visione laterale è apprezzabile il notevole spessore dell'apparato, abbastanza omogeneo nei diversi settori e quantificabile in 4-5 m. I margini sono ben definiti e ripidi.



Foto 2: il rock glacier visto dal bivacco Bottani-Cornaggia; si noti il notevole spessore laterale. (L. Colzani, 2005).

Photo 2: the rock glacier from the Bottani-Cornaggia hut. Note the remarkable thickness. (L. Colzani, 2005).

Osservando il rilievo fotografico aereo dell'area in questione, è possibile ipotizzare la presenza di altri apparati, aventi caratteristiche simili al rock glacier fin qui descritto: la cospicua lunghezza, l'origine dell'apparato presso i circhi poco sotto le vette dello spartiacque principale e la presenza di una cresta rocciosa sub-parallela. Tale cresta, oltre a offrire una certa protezione dalla radiazione solare, può in qualche modo generare accumuli nevosi di origine valanghiva o da *cattura*. L'immagine in negativo, permette di valutare meglio le diverse lobature, l'estensione e l'ubicazione di questi possibili altri apparati: con questa tecnica vengono infatti messe in risalto le formazioni rocciose di medie e piccole dimensioni, differenziandole dalla copertura erbosa e dalle pareti rocciose.

I rock glaciers della Costiera dei Cech costituiscono un quesito geologico-climatico:

- perchè si sono formati in questa sede isolata?
- come mai raggiungono una quota così modesta (2000 m)?
- quale l'epoca di formazione?
- ci sono condizioni locali favorenti?

Queste alcune delle domande che è possibile porsi. Al lettore e allo studioso consegniamo tale piccola sfida conoscitiva.

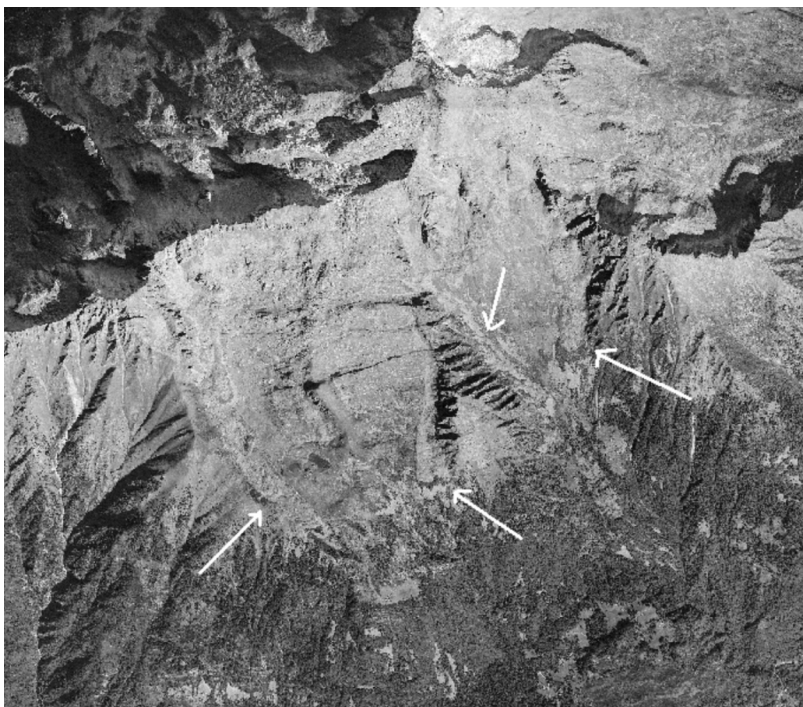


Foto 3: veduta dell'imponente colata detritica dalla Cima Malvedello. (L. Colzani, 2005).

Photo 3: view of the impressive debris flow from Cima Malvedello (L. Colzani, 2005).

Foto 4: possibile presenza di altri rock glacier nel vallone sotto la Cima Desenigo. (www.atlanteitaliano.it).

Photo 4: possible presence of other rock glaciers in the valley below Mt. Desenigo. (www.atlanteitaliano.it).



Foto 5: dettaglio della foto 4. (www.atlanteitaliano.it). / Photo 5: detail of photo 4. (www.atlanteitaliano.it).

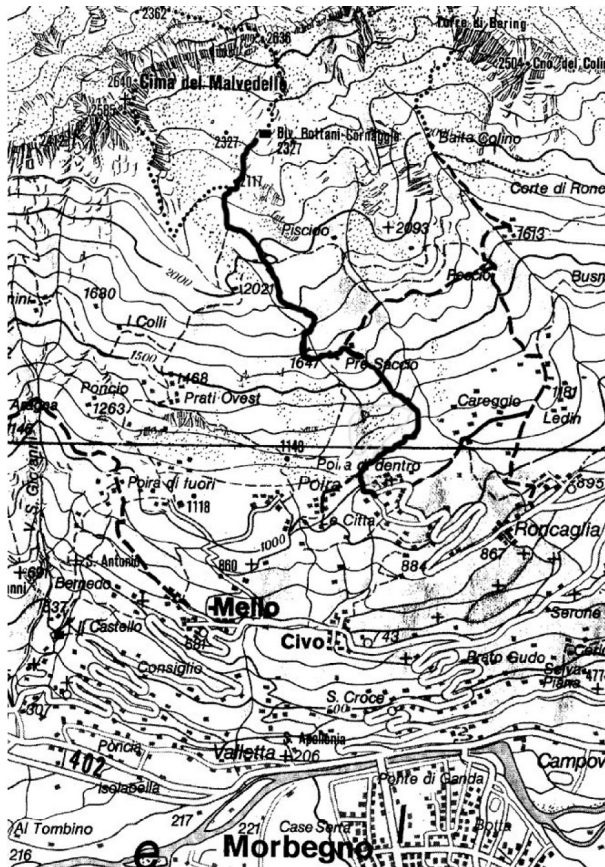


Foto 6: immagine al negativo del vallone sotto le Cime del Malvedello. (www.atlanteitaliano.it).

Photo 6: negative image of the valley under the Malvedello Peaks. (www.atlanteitaliano.it).

Itinerario di visita

Accesso:	<i>In auto:</i> da Milano o da altrove a Morbegno (SO). Poi a Poirà di Civo (1077 m)
Tempi di percorrenza (salita):	2 ore e 30 minuti
Dislivello:	960 m (da q. 1077 m a q. 2000 m circa)
Attrezzatura:	scarponcini
Difficoltà:	escursionistico (E)
Discesa:	ripercorrere l'itinerario di salita



Da Morbegno (SO), si prende la via Forestale sino ad avvicinarsi al versante dei Cech. Si risale per la strada provinciale fino all'abitato di Dazio e più oltre a Serone di Civo. Qui si percorre un evidente tornante in mezzo al paesino e, tenendosi sulla destra, s'incontra, dopo circa un chilometro, la deviazione per la località Roncaglia di Civo, sulla sinistra.

Si prosegue oltre questo paese sino a raggiungibile Poirà. Poco dopo la pizzeria del paese la strada diviene sterrata e ha termine. Lasciata l'auto nei pressi del campo sportivo di Poirà (1077 m), si prende il sentiero di sinistra con indicazioni per il Prà Succ (o Prà Soccio, un'estremizzazione di italianismo). Il sentiero è ben evidente e risale con numerose svolte il bosco di betulle e pini silvestri. Dopo 1 ora di cammino si arriva alle baite di Prà Succ (1647 m), con bel panorama sulla Valtellina e sulla catena delle Orobie.

Il sentiero prosegue ora con pendenze minori, attraversando caratteristiche radure, in un rado bosco di pini cembri fino a raggiungere il limite della vegetazione.

Evidenti sono ancora i segni di un incendio che ha colpito la zona. Successivamente, salendo tra altre ampie radure, si giunge all'Alpe Visogno (2003 m) in vista dei *Tre Cornini* e dell'imponente fronte del rock glacier, distante pochi minuti di marcia.

Per apprezzare meglio la morfologia dell'apparato conviene proseguire fino al bivacco Bottani-Cornaggia (2327 m) raggiungibile dall'Alpe Visogno in poco meno di un'ora di cammino, seguendo un ben evidente sentiero che risale con ripide svolte la testata della valle.

Bibliografia-Web/ Web-References

www.waltellina.it - Alture di Poirà, alle pendici Sud-Est della cima del Malvedello - Costiera dei Cech / *Poirà heights, at the south-eastern foot of Cima di Malvedello- Costiera dei Cech.*
 www.atlanteitaliano.it - Ortofoto aeree / *aerial orthophotos.*
 www.regione.lombardia.it - Cartografia on-line. Sistema Informativo Territoriale; Carta delle precipitazioni medie, minime e massime annue del territorio alpino lombardo (1891-1990) a cura di M. Ceriani e M. Carelli / *on-line maps, regional information system, diagrams of mean, minimum and maximum rainfalls for the Lombard Alpine territory (1891-1990) by M. Ceriani and M. Carelli.*



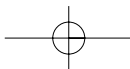
Foto 7: località Prà Suce, a quota 1647 m, con il Monte Legnone sullo sfondo. (L. Colzani, 2005).

Photo 7: Prà Sücc (1647 m a.s.l.), with Mt. Legnone in the background. (L. Colzani, 2005).



Foto 8: la fronte del rock-glacier e i Tre Cornini in secondo piano. (L. Colzani, 2005).

Photo 8: rock glacier's front against the background of the Tre Cornini. (L. Colzani, 2005).



ITINERARY 1.2006

THE ROCK GLACIER OF *COSTIERA DEI CECH*

by A. Toffaletti and L. Colzani

The Cech Valley (Val dei Cech in Italian), named after the french origin of its inhabitants, forms an impressive barrage on the northern side of the lower Valtellina Valley. Mainly composed by the quartzdiorite of Mt. Bassetta (or Serizzo), it originates from the confluence between Valchiavenna, from the north, and Valtellina, from the east. The "Costiera" runs for approx. 10 km and includes several peaks such as Mt. Bassetta, Mt. Brusada, Mt. Sciesa and the Malvedello Peaks, until ending at the Desenigo Peak (or Montespluga). Just below the Malvedello Peaks, a large rock glacier fills most of the valley.

Description of the rock glacier

The rock glacier, no longer active and probably extinct, is nevertheless quite interesting, thanks to its size and its remarkable morphological features. The latter are still quite visible and well defined despite the present status of the apparatus, probably because the rather scanty precipitations (approx. 1200 mm/yr – mean value for the 1891-1990 period) have saved the area from being washed out.

The rock glacier partially fills the valley on the southern side of the Malvedello Peaks. It leans on a low crest extending southward from the Western Peak (2641 m) and ending with three erratics on its apex: the three Horns (*Tre Cornini*). The apparatus originates in the cirque delimited by the Western and the Eastern Peak of Malvedello (2653 m). Its maximum elevation is 2350 m a.s.l., while its front is slightly below 2000 m. Its total length is about 1500 m, its width 150 m and the front stands 15 m high.

The rock glacier is quite large and exhibits lobate features and fluction structures, typical of such apparatuses, most evident in the central sector and near the high front, very steep and impressive, strewn with over-sized talus. Looking at it from the side, the thickness of the apparatus, quite remarkable and homogeneous throughout all sectors, is approx. 4-5 m. The edges are well defined and steep.

The aerial photographic survey of this area hints at some more apparatuses showing the same characteristics of the described rock glacier: e.g. a considerable length, an origin inside a cirque just below the peaks of the main watershed and the presence of a parallel crest due south.

Such crest not only provides a protection from solar rays, but may generate additional snow accumulation through avalanches and "captures". The negative image allows us to have a better perception of the lobes, total extension and position of such probable apparatuses: through this technique one can enhance small and medium-sized geomorphic features, telling them apart from grass cover and rocky walls.

The rock glaciers of the Cech Valley rise more than one question:

- why did they form in such isolated position?
- why do they reach such low elevations (2000 m)?
- when did they develop their present form?
- are there favourable conditions?

These are just a few questions: to the readers and to the experts the task of finding the answers.

Itinerary

Starting point:	By car: from Milan to Morbegno (SO) and to Poirà di Civo (1077 m)
Hiking time:	2 h 30 min
Starting altitude and final altitude	(from q. 1077 m a.s.l. to q. 2000 m a.s.l.)
Difficulty:	(E)

From Morbegno (Valtellina, Sondrio province) take the Via Forestale until reaching the Cech slope. Follow the provincial route to Dazio and to Serone di Civo. After a sharp u-turn in the village, keep to the right and after about 1 km take the fork to the left until Roncaglia di Civo and then Poirà; after the "pizzeria" follow the dirty road until the end. Park the car near the Poirà football field (1077 m a.s.l.) and take the trail to the left leading to Prà Sücc (or Prà Soccio, in a somewhat italianized translation). The track is quite visible and winds with many bends through birch and Scott pine woods. It takes about 1 hour to reach the huts of Prà Sücc (1647 m a.s.l.), boasting a beautiful view point over Valtellina and the Orobic Alps. The track then continues, with a more gentle gradient and through typical clearings, into stone pine woods, until reaching the tree line, where the traces of a fire that raged through the area are still visible. Afterwards, rising through large clearings, the trail reaches Alpe Visogno (2003 m a.s.l.), close to the *Tre Cornini* and just a few minutes away from the rock glacier. To have a better look over the apparatus, one must reach the Bottani-Cornaggia hut (2327 m a.s.l.), following a visible trail which, after one hour of steep zigzags, leads to the head of the valley.

RASSEGNA GLACIOLOGICA INTERNAZIONALE

International glaciological literature

(a cura di / by Sara Ballabio)

La rassegna contiene i contributi scientifici internazionali in materia di glaciologia e scienze applicative connesse pubblicati nell'anno precedente a quello di uscita del presente numero di *Terra glaciális*. /

1 - BIBLIOGRAFIA GLACIOLOGICA / *Glaciological references*

ANNO / YEAR 2005

Annals of Glaciology - Vol. 40, 2005

Papers from the International Symposium on Ice and Water Interactions: Processes Across the Phase Boundary held in Portland, Oregon, U.S.A., 26-30 July 2003.

- R. B. Alley, T.K. Dupont, B.R. Parizek & S. Anandakrishnan - *Access of surface meltwater to beds of subfreezing glaciers: preliminary insights.*
- R.S. Anderson, J. Walder, S.P. Anderson, D. Trabant & A.G. Fountain - *The dynamic response of Kennicott Glacier to the Hidden Creek Lake outburst flood.*
- A. Bauder, D.M. Mickelson & S.J. Marshall - *Numerical modeling investigations of the subglacial conditions of the southern Laurentide Ice Sheet.*
- G. Diolaiuti, M.P. Kirkbride, C. Smiraglia, D.I. Benn, C. D'Agata & L. Nicholson - *Calving processes and lake evolution at Miage Glacier (Mont Blanc, Italian Alps).*
- C.E. Bøggild, R. Forsberg & N. Reeh - *Aspects of melt water retention in a transect across the Greenland ice sheet.*
- P. Buzzini, B. Turchetti, G. Diolaiuti, C. D'Agata, A. Martini & C. Smiraglia - *Culturable yeasts in melt waters draining from two glaciers in the Italian Alps.*
- E.S. Cutler & B. B. Fitzharris - *Surface snow melt at high elevation in the Southern Alps on New Zealand.*
- T.K. Dupont & R.B. Alley - *Conditions for the reversal of ice/air surface slope on ice streams and shelves: a model study.*
- A.F. Ebnet, A.G. Fountain & T.H. Nylen - *A temperature-index model of stream flow at below freezing temperatures in Taylor Valley, Antarctica.*
- U. H. Fischer, A. Braun, A. Bauder & G.E. Flowers - *Changes in geometry and subglacial drainage derived from digital elevation models: Unteraargletscher, Switzerland, 1927-1997.*
- A.G. Fountain, R.B. Schlichting, P.Jansson, R.W. Jacobel - *Observations of englacial water passages a fracture dominated system.*
- T. J. Fudge, J.T. Harper, N.F. Humphrey & W.T. Pfeffer - *Timing and pattern of termination of diurnal water pressure fluctuations: Bench Glacier, Alaska.*
- J.T. Harper, N.F. Humphrey, W.T. Pfeffer, T. Fudge, S.O'Neel - *Evolution of subglacial water pressure along a glacier's length.*
- I. Howat & S. Tulaczyk - *Trends in spring snowpack over a half century of climate warming in California.*
- R. Johnston, A.G. Fountain & T.H. Nylen - *The origin of channels on Lower Taylor Glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica and their implication for water runoff.*
- G. Lappégard & J. Kohler - *Determination of basal hydrolic systems based on subglacial high-pressure. pump experiments.*
- H.-P. Marshall, G. Koh & R.R. Forster - *Estimating alpine snowpack properties using FMCW radar.*
- O.V. Nagornov, Y.V. Konovalov, V. Tchijov - *Reconstruction of past temperature for arctic glaciers subjected to intense sub-surface melting.*
- J.-O. Näslund, P. Jansson, J.L. Fastook, J. Johnson & L. Andersson - *Detailed spatially distributed geothermal heat flow data for modeling of basal temperatures and melt water production beneath the Fennoscandian ice sheet.*
- F. Pattyn, M. Nolan, B. Rabus, S. Takahashi - *Localized basal motion of a polythermal arctic glacier: McCall Glacier, Alaska.*
- F. Pattyn, S. De Brabander & A. Huyghe - *Basal and thermal control mechanisms of the Ragnbild glaciers, East Antarctica.*
- A. Rempel - *Englacial phase changes and intergranular flow above subglacial lakes.*
- M.J. Roberts, F. Pálsson, M.T. Guðmundsson, H. Björnsson & F.S. Tweed - *Ice-water interactions during floods from Grenalón glacier-dammed lake, Iceland.*
- N. Rutter - *Impact of subglacial hydrology on the release of water from temporary storage in an Alpine glacier.*
- D. Samyn, A. Svensson, S.J. Fitzimons & R.D. Lorrain - *Ice crystal properties of amber ice and strain enhancement at the base of cold Antarctic glaciers.*
- O. Sergienko & D. MacAyeal - *Surface melting on Larsen Ice Shelf, Antarctica.*
- J.M. Shea, F.S. Anslow & S.J. Marshall - *Hydrometeorological relationships on the Haig Glacier, Alberta, Canada.*
- S. Sugiyama, R. Naruse & Y.D. Mura'yev - *Surface strain anomaly induced by the storage and drainage of englacial water in Koryto Glacier, Kamchatka, Russia.*
- M. Tranter, A.G. Fountain, W.B. Lyons, T.H. Nylen & K.A. Welch - *The chemical composition of runoff from Canada Glacier, Antarctica: implications for glacier hydrology during a cool summer.*
- B.H. Vaughn & A.G. Fountain - *Stable Isotopes and Electrical Conductivity as Keys to Understanding Water Pathways and Storage in South Cascade Glacier, Washington.*
- J. Walder, D.C. Trabant, M.Cunico, S.P. Anderson, R.S. Anderson, A.G. Fountain & A. Malm - *Fault-dominated deformation in an ice dam during annual filling and drainage of a marginal lake.*
- J. Weertman - *Slip event propagation direction in transition region of low surface slope.*


Annals of Glaciology - Vol. 41, 2005*Papers from the SCAR28 International Symposium on ITASE and ISMASS held in Bremen, Germany, 27–28 July 2004.*

- Arcone, S.A., V.B. Spikes & G.S. Hamilton** - Phase structure of radar stratigraphic horizons within Antarctic firn.
- Benassai, S., S. Becagli, R. Gragnani, O. Magand, M. Proposito, I. Fattori, R. Traversi & R. Udisti** - Sea spray deposition in Antarctic coastal and plateau areas from ITASE traverses.
- Gallee, H., V. Peynaud & I. Goodwin** - Simulation of the net snow accumulation along the Wilkes Land transect, Antarctica, with a regional climate model.
- Lange, M.A., N. Blindow, K. Grosfeld, T. Kleiner, C.-O. Mohrholz, M. Nicolaus, C. Oelke, B. Paschke, H. Sandhäger & M. Thoma** - Numerical model studies of Antarctic ice sheet-ice shelf-ocean systems and ice caps.
- Rivera, A., G. Casassa, R.H. Thomas, E. Rignot, R. Zamora, D. Antúnez, C. Acuña & F. Ordenes** - Glacier wastage on southern Adelaide Island and its impact on snow runway operations.
- Schneider, D.P., E.J. Steig & T. Van Ommen** - High resolution ice core stable isotopic records from Antarctica: towards interannual climate reconstruction.
- Stearns, L.A. & G.S. Hamilton** - A new velocity map for Byrd Glacier, East Antarctica from sequential ASTER satellite imagery.
- Steig, E.J., P.A. Mayewski, D.A. Dixon, S.D. Kaspari, M.M. Frey, D.P. Schneider, S. A. Arcone, G.S. Hamilton, V.B. Spikes, M. Albert, D. Meese, A.J. Gow, C.A. Shuman, J.W.C. White, S.B. Sneed, J. Flaherty & M. Wumkes** - High-resolution ice cores from US ITASE (West Antarctica): development and validation of chronologies and determination of precision and accuracy.
- Van de Berg, W.J., M.R. van den Broeke, C.H. Reijmer & E. van Meijgaard** - Characteristics of the Antarctic surface mass balance (1958-2002) using a Regional Atmospheric Climate Model.
- Van den Broeke, M., C. Reijmer, D. van As, R. van de Wal & J. Oerlemans** - Seasonal cycle of the Antarctic surface energy balance using data of Automatic Weather Stations.
- Welch, B., R. Jacobel** - Bedrock topography and wind erosion sites in East Antarctica, observations from the 2002 US-ITASE traverse.


Annals of Glaciology - Vol. 42, 2005*Papers from the International Symposium on Arctic Glaciology held at Geilo, Norway, 23–27 August 2004.*

- G. Aðalgeirsdóttir, H. Björnsson, F. r Pálsson, E. Magnússon** - Analyses of a surging outlet glacier of Vatnajökull ice cap, Iceland.
- L. M. Andreassen, H. Elvehøy, B.e Kjollmoen, R. V. Engeset & N. Haakensen** - Glacier mass balance and length variation in Norway.
- I. Baker, D. Iliescu, R. Obbard, H. Chang, B. Bostick & C.P. Daghljan** - Microstructural characterization of ice cores.
- J. E. Box** - Greenland ice sheet surface mass balance variability: 1991-2003.
- R. J. Braithwaite** - Mass balance characteristics of Arctic glaciers
- O. Brandt, H. Björnsson & Y. Gjessing** - Mass balance rates derived by mapping internal tephra layers in Myrdalsjökull and Vatnajökull ice caps, Iceland.
- I. A. Brown, P. Klingbjør & A. Dean** - The effect of mass balance changes on SAR backscatter: a case study from two Arctic glaciers.
- K.A. Brugger, K. A. Refsnider & M. F. Whitehill** - Variation in glacier length and ice volume of Rabots Glaciär in response to climate change, 1910-2003.
- Guy.H.K. Calluy, H. Björnsson, J.W. Greuell & J. Oerlemans** - Estimating the mass balance of Vatnajökull from NOAA-AVHRR imagery.
- D. Chandler, R. Waller & W. Adam** - Basal ice motion and deformation at the ice sheet margin, West Greenland.
- M.s de Woul & R. Hock** - Static mass balance sensitivity of Arctic glaciers and ice caps using a degree-day approach.
- T. Geist, H. Elvehøy, M. Jackson & J. Stötter** - Airborne laser scanning technology as a tool for evaluating volume changes - case study Engabreen, Norway.
- M. Grabiec** - Attempt of estimation of the snow accumulation on the glaciers of Svalbard on the basis of standard observation at weather stations.
- W. Greuell & J. Oerlemans** - Assessment of the surface mass balance along the k-transect (Greenland ice sheet) from satellite-derived albedos.
- R. Greve** - Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the Greenland ice sheet.
- J. O. Hagen, T. Eiken, J. Kohler & K. Melvold** - Geometry changes on Svalbard glaciers - mass balance or dynamic response?
- R. Hodgkins, R. Cooper, J. Wadham & M. Tranter** - Topographic Controls on the Spatial Distribution of Winter Accumulation at a High-Arctic Glacier (Finsternwalderbreen, Svalbard).
- A. Hodson, J. Kohler & M. Brinkhaus** - Water and energy balance of a maritime High Arctic glacier: multi-year observations from Midre Lovenbreen, Svalbard.
- P. Holmlund, P. Jansson & R. Pettersson** - A re-analysis of the 58 year mass balance record of Storglaciären, Sweden.
- M. Jackson, I. A. Brown & H. Elvehøy** - Velocity measurements on Engabreen.
- C. Jaedicke & P. Gauer** - The influence of drifting snow on the location of glaciers on western Spitsbergen.
- J. Jania, Y. Macheret, F. Navarro, A. Glazovsky, E. Vasilenko, J. Lapazaran, P. Glowacki, K. Migala, A. Balut & B.A. Piwowar** - Temporal changes in the radiophysical properties of a polythermal glacier in Spitsbergen.
- P. Jansson & H. W. Linderholm** - Constraints on latitudinal climate forcing of mass balances of Scandinavian glaciers from combined glacier and tree-ring studies.
- A. Kääb, B. Lefauconnier & K. Melvold** - Flow field of Kronebreen, Svalbard, using repeated Landsat7 and ASTER data.
- R. M. Koerner** - Mass Balance of glaciers in the Queen Elizabeth Islands, Nunavut Canada.

- Y. M. Kononov, M. D. Ananicheva & I. C. Willis - *The millennium dynamics of Polar Ural glaciers by high resolution reconstruction of glacier mass balance.*
- C. Mayer & T. Schuler - *Breaching of an ice-dam at Qorlortossup tasia, South Greenland.*
- F. Navarro, A. F. Glazovsky, Yu. Ya. Macheret, E.V. Vasilenko, M.I. Corcuera & M.L. Cuadrado - *Structure, dynamics and ice volume changes of Aldegondabreen (Spitsbergen) during 1936-1990.*
- A. Nelson, I. Willis & C. O'Cofaigh - *Evidence for subglacial sediment deformation and sliding beneath the surge-type glacier, Briarjökull, Iceland.*
- M. Nolan, B. Rabus & L. Hinzman - *Volume change of McCall Glacier, Arctic Alaska, from 1956 to 2003.*
- A. Nuttall, R. Hodgkins & A. Fox - *Long-term dynamics of Finsterwalderbreen, a Svalbard surge-type glacier.*
- J. Oerlemans, R.P. Bassford, W. Chapman, J.A. Dowdeswell, A.F. Glazovsky, J.-O. Hagen, K. Melvold, M. de Ruyter de Wildt & R.S.W. v.de Wal - *Estimating the contribution from Arctic glaciers to sea-level change in the next hundred years.*
- J. Oerlemans & F.M. Nick - *A minimal model of a calving glacier.*
- F. Paul & A. Käab - *Challenges for glacier inventorying from multispectral satellite data in the Canadian Arctic: Cumberland Peninsula, Baffin Island.*
- V. Raper, J. Bamber & W. Krabill - *Interpretation of the anomalous growth of Austfonna, Svalbard, a large Arctic ice cap.*
- L. A. Rasmussen & H. Conway - *Influence of upper-air conditions on glaciers in Scandinavia.*
- D. Rippin, I. Willis & N. Arnold - *Annual and seasonal patterns of velocity and strain across the tongue of the polythermal glacier Midre Lovenbreen, Svalbard.*
- T. Schuler, R. Hock, M. Jackson, H. Elvehøy, M. Braun, I. Brown & J. Hagen - *Distributed mass balance and climate sensitivity modelling of Engabreen, Norway.*
- T. Schuler, K. Melvold & J.O. Hagen - *Assessing the future evolution of meltwater intrusions into a mine below Gruvefonna, Svalbard.*
- L. Stearns, G. Hamilton & N. Reeh - *A 35-year record of ice dynamics on a large East Greenland outlet glacier: Døngård-Jensen Gletscher.*
- D. Steinhage, O. Eisen & H. B. Clausen - *Regional and temporal variation of accumulation around North-GRIP derived from ground based ice-penetrating radar.*
- G. Stuart, T. Murray, A. Brisbourne, P. Styles & S. Toon - *Seismic emissions from a surging glacier: Bakaninbreen, Svalbard.*
- R.S.W. van de Wal, W. Greuell, M.R. van den Broeke, W. Boot, H. Snellen, C.H. Reijmer & J. Oerlemans - *Mass balance measurements along a transect in West-Greenland over the period 1990-2003.*
- A. Wright, J. Wadham, A. Siegert, A. Luckman & J. Kohler - *Modelling the impact of superimposed ice on the mass balance of an Arctic glacier under scenarios of future climate change.*
- T. Yamagishi, A. Abe-Ouchi, F. Saito, T. Segawa & T. Nishimura - *Parameterization of paleo-accumulation over northern hemisphere ice sheet during ice age examined with a high resolution atmospheric GCM and a 3D-ice sheet model.*
- D. Yi, H. J. Zwally & X. Sun - *ICESat Measurement of Greenland Ice Sheet Surface Slope and Roughness.*
- X. Changwei, D. Yongjian, L. Shiyin & C. Caiping - *Response of melt-water runoff to air temperature fluctuations on Keqikaer Glacier, south slope of Mt. Tuomner, western China.*

 *Journal of Glaciology - Vol. 51, Issue 172, 2005*

- R. G. Bingham, P. W. Nienow, M. J. Sharp & S. Boon - *Subglacial drainage processes at a High Arctic polythermal valley glacier.*
- R. Hock & B. Holmgren - *A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden.*
- K. R. Macgregor, C.A. Riihimaki & R. S. Anderson - *Spatial and temporal evolution of rapid basal sliding on Bench Glacier, Alaska, USA.*
- T. J. Chinn, C. Heydenrych & M.J. Salinger - *Use of the ELA as a practical method of monitoring glacier response to climate in New Zealand's Southern Alps.*
- A. Rivera, G. Casassa, J. Bamber & A. Käab - *Ice-elevation changes of Glacier Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial photographs and GPS data.*
- B. Goodsell, M. J. Hambrey & N. F. Glasser - *Debris transport in a temperate valley glacier: Hant Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland.*
- L. A. Stearns, K. C. Jezek & C. J. Van der Veen - *Decadal-scale variations in ice flow along Whillans Ice Stream and its tributaries, West Antarctica.*

 *Journal of Glaciology - Vol. 51, Issue 173, 2005*

- C. Raymond, T. A. Neumann, E. Rignot, K. Echelmeyer, A. Rivera & G. Casassa - *Retreat of Glacier Tyndall, Patagonia, over the last half-century.*
- E. M. Leonard, P. Staab & S.G. Weaver - *Kinematics of Spruce Creek rock glacier, Colorado, USA*
- B. Kulesa, B. Hubbard, M. Williamson & G.H. Brown - *Hydrogeological analysis of slug tests in glacier boreholes.*
- D. Steiner Daniel, A. Walter & H.J. Zumbühl - *The application of a non-linear back-propagation neural network to study the mass balance of Grosse Aletschgletscher, Switzerland.*

 *Arctic, Antarctic, and Alpine Research - Vol. 37, No. 2, May 2005*

- Neil Arnold - *Investigating the sensitivity of glacier mass-balance/elevation profiles to changing meteorological conditions: model experiments for Hant Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland.*
- Javier Chueca & Asunción Julián - *Movement of Besiberris rock glacier, Central Pyrenees, Spain: data from a 10-year geodetic survey.*
- B. Goodsell, M. J. Hambrey, N. F. Glasser, P. Nienow & D. Mair - *The structural glaciology of a temperate valley glacier: Hant Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland.*

Journal of Quaternary Science - Volume 20, Issue 2, 2005

J. Bakke, S. Olaf Dahl & A. Nesje - Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway.

Journal of Quaternary Science - Volume 20, Issue 6, 2005

D.I. Benn, C.K. Ballantyne - Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland.

Journal of Quaternary Science - Vol. 20, Issue 7-8, Pages 2005

B. G. Mark & K. F. Helmens - Reconstruction of glacier equilibrium-line altitudes for the Last Glacial Maximum on the High Plain of Bogotá, Eastern Cordillera, Colombia: climatic and topographic implications.

N. L. Balascio, D. S. Kaufman & W. F. Manley - Equilibrium-line altitudes during the Last Glacial Maximum across the Brooks Range, Alaska.

Quaternary International, - Vol. 138-139 (September-October 2005)

Snowlines at the Last Glacial Maximum and tropical cooling

S. P. Harrison - *Snowlines at the last glacial maximum and tropical cooling.*

D. I. Benn, L. A. Owen, H. A. Osmaston, G. O. Seltzer, S. C. Porter & B. Mark - *Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers.*

H. Osmaston - *Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index: methods and their validation.*

H. A. Osmaston & S. P. Harrison - *The Late Quaternary glaciation of Africa: A regional synthesis.*

L. A. Owen & D. I. Benn - *Equilibrium-line altitudes of the Last Glacial Maximum for the Himalaya and Tibet: an assessment and evaluation of results.*

Y. Ono, T. Aoki, H. Hasegawa & L. Dali - *Mountain glaciation in Japan and Taiwan at the global Last Glacial Maximum.*

M.L. Prentice, G.S. Hope, K. Maryunani & J.A. Peterson - *An evaluation of snowline data across New Guinea during the last major glaciation, and area-based glacier snowlines in the Mt. Jaya region of Papua, Indonesia, during the Last Glacial Maximum.*

M. S. Lachniet & L. Vazquez-Selem - *Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela).*

J. A. Smith, G. O. Seltzer, D. T. Rodbell & A. G. Klein - *Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America.*

B.G. Mark, S.P. Harrison, A. Spessa, M. New, D.J.A. Evans & K.F. Helmens - *Tropical snowline changes at the last glacial maximum: A global assessment.*

M. Kageyama, S. P. Harrison & A. Abe-Ouchi - *The depression of tropical snowlines at the last glacial maximum: what can we learn from climate model experiments?*

Bulletin of Glaciological Research - Vol. 22, January 2005

Bulletin of Glaciological Research is a journal to publish scientific papers in English published by the Japanese Society of Snow and Ice. It is intended to highlight the recent progress in the fields of snow and ice studies.

M. D. Ananicheva, M. M. Koreisha & S. Takahashi - *Assessment of glacier shrinkage from the maximum in the Little Ice Age in the Suntar-Khayata Range, North-East Siberia.*

R. J. Thayyen, J. T. Gergan & D. P. Dobhal - *Slope lapse rates of temperature in Din Gad (Dokeriani Glacier) catchment, Garhwal Himalaya, India.*

S. Iwata, S. Kuroda and K. Kader - *Debris-mantle formation of Waputu glacier, the Tianshan Mountains, China.*

M. Aniya, K. Satow, P. Skvarca, R. Anma, T. Aoki, T. Sawagaki, T. Tanikawa, R. Naruse, N. Glasser & S. Harrison - *Overview of Glaciological Research Project in Patagonia 2003.*

V. V. Popovnin & R. Naruse - *A 34-year-long record of mass balance and geometric changes of the Djankuat Glacier, Caucasus.*

Journal of Geophysical Research - Earth Surface - Volume 110, February 2005

JGR-Earth Surface focuses on the physical, chemical and biological processes that affect the form and function of the surface of the solid Earth over all temporal and spatial scales, including glacial and periglacial activity.

D. Mair, D. Burgess & M. Sharp - *Thirty-seven year mass balance of Devon Ice Cap, Nunavut, Canada, determined by shallow ice coring and melt modelling.*

M. J. Hambrey, T. Murray, N. F. Glasser, A. Hubbard, B. Hubbard, G. Stuart, S. Hansen & J. Kohler - *Structure and changing dynamics of a polythermal valley glacier on a centennial timescale: Midre Lovénbreen, Svalbard.*

Journal of Geophysical Research - Earth Surface - Volume 110, March 2005

R. W. Jacobel, B. C. Welch, E. J. Steig & D. P. Schneider - *Glaciological and climatic significance of Hercules Dome, Antarctica: An optimal site for deep ice core drilling.*

Journal of Geophysical Research - Earth Surface - Volume 110, May 2005

D. Cohen, N.R. Iverson, T. S. Hooyer, U.H. Fischer, M. Jackson, P. L. Moore - *Debris-bed friction of hard-bedded glaciers.*

Journal of Geophysical Research - Earth Surface - Volume 110, June 2005

S. V. Nghiem, K. Steffen, G. Neumann & R. Huff - Mapping of ice layer extent and snow accumulation in the percolation zone of the Greenland ice sheet.

Journal of Geophysical Research - Earth Surface - Volume 110, August 2005

S. J. Marshall, H. Björnsson, G. E. Flowers & G. K. C. Clarke - Simulation of Vatnajökull ice cap dynamics.

H. Pritchard, T. Murray, A. Luckman, T. Strozzì & S. Barr - Glacier surge dynamics of Sortebrae, east Greenland, from synthetic aperture radar feature tracking.

Journal of Geophysical Research - Earth Surface - Volume 110, September 2005

S. O'Neel, W. T. Pfeffer, R. Krimmel & M. Meier - Evolving force balance at Columbia Glacier, Alaska, during its rapid retreat.

Journal of Geophysical Research - Earth Surface - Volume 110, October 2005

G. Aðalgeirsdóttir, G. H. Gudmundsson & H. Björnsson - Volume sensitivity of Vatnajökull Ice Cap, Iceland, to perturbations in equilibrium line altitude.

Journal of Geophysical Research - Earth Surface - Volume 110, November 2005

M. Bougamont, J. L. Bamber, W. Greuell - A surface mass balance model for the Greenland Ice Sheet.

Journal of Applied Geophysics - Volume 57, Issue 3, April 2005

F. J. Navarro, Y. Y. Macheret & B. Benjumea - Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers.

Hydrological Sciences Journal, - Vol. 50, N° 6, December 2005

Special Section Glacier Shrinkage in the Andes and Consequences for Water Resources

Y. L'Hôte, P. Chevallier, A. Coudrain, Y. Lejeune & P. Etchevers - Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps.

A. Rivera, F. Bown, G. Casassa, C. Acuña & J. Clavero - Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40° S).

E. Jordan, L. Ungerechts, B. Cáceres, A. Peñafiel & B. Francou - Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997.

J. F. Carrasco, G. Casassa & J. Quintana - Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century.

A. Coudrain, B. Francou & Z. W. Kundzewicz - Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources.

Terra glaciális, N° 8, Giugno 2005

G. Cola - La grande frana della cresta sud-est della punta Thurnviser (Thurnviser-spitz) 3658 m (Alta Valtellina, Italia).

A. Mazza - Il ghiacciaio del Belvedere: "To surge or noet to surge, this is the problem".

V. Bertoglio, S. Cerise, L. Motta, M. Motta & C. Valente - Bilancio di massa annuale del ghiacciaio Grand Etrèt nel periodo 1999-2004 (Parco Nazionale Gran Paradiso).

R. Scotti, P. Pagliardi & A. Toffaletti - L'anno idrologico 203-2004, settore Alpi Centrali italiane: nota nivo-meteorologica.

Servizio Glaciologico Lombardo - Campagna Glaciologica 2004, settore Alpi Centrali italiane.

R. Scotti & G. Cola - L'imminente crollo del Seracco del San Matteo.

Neve e valanghe, N° 56, Dicembre 2005

D. Sonda, M. Pasta, M. Pavan, F. Carollo e A. Cagnati - Prospezione di alcuni ghiacciai dolomitici tramite tecniche GPR e GPS.

G. Mortara & M. Pecci - Everest versante nord. neve e ghiaccio dell'alta quota himalayana.

R. Bolognesi - Il profilo nivologico semplificato.

M. Valt, A. Cagnati, A. Crepaz & G. Marigo - Neve sulle Alpi italiane: l'andamento delle precipitazioni nevose sul versante meridionale delle Alpi.

Il Quaternario, N° 18, 2005

G. Diolaiuti, C. Smiraglia, M. Pelfini, C. D'Agata & M. Caccianiga - Natural assets in glacialized areas and the use of GIS for the valorisation of high-mountains regions.

SLM, rivista trimestrale di IMONT, N° 23, 2005

M. Pelfini - Il ghiacciaio del Miage: un geosito dalla peculiare valenza ecologica.

Nimbus, N° 2, Dicembre 2005

S. Becagli, E. Castellano, A. Morganti, M. Severi, R. Traversi & R. Udisti - Ricostruzioni paleoclimatiche e paleoambientali per l'ultimo milione di anni di storia climatica della Terra, dall'analisi di carote di ghiaccio prelevate in Antartide.

Ambiente, Società, Territorio, rivista dell'Associazione Italiana Insegnanti di Geografia, N° 5, 2005

M. C. Salvatore - I ghiacciai alpini nelle fotografie aeree.

2 - ATTI DEI CONVEGNI / *Meetings's acts*Attività del Convegno "Montagne e Pianure". Recenti sviluppi della ricerca in Geografia Fisica e Geomorfologia, in onore di Giovanni Battista Castiglioni (a cura di A. Bondesan, P. Moszaj e N. Surian)

Padova 15-16-17 Febbraio 2005. *Supplementi Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, VII, 2005.

- G. B. Pellegrini, D. Albanese, R. Bertoldi & N. Surian - *La deglaciazione alpina nel vallone bellunese, Alpi meridionali orientali.*
 U. Sauro - *L'enigma del limite esterno della lingua glaciale del Garda durante l'ultima grande avanzata glaciale.*
 W. Haeblerli - *Climate change and glacial/periglacial geomorphodynamics in the Alps: a challenge of historical dimensions.*
 A. Rampini, F. Rota Nodari, P. A. Brivio & R. Serandrei Barbero - *Il ritiro dei ghiacciai delle Alpi Aurine e Pusteresi delle ultime decadi dedotto da un'immagine LANDSAT TM del 2003 e da risultati precedenti.*
 S. Pignotti, A. Cecili, C. Cipollini & M. Fazzini - *Modelli digitali del terreno (DTM) ad alta risoluzione per il monitoraggio dei ghiacciai alpini.*
 G. Orombelli - *Cambiamenti climatici.*
 R. Avigliano, G. Calderoni, M. Donegana, G. Monegato, G. Papero, R. Pini & C. Ravazzi - *Paleogeography and paleoenvironments during the last glacial maximum in central Friuli (NE- Italy).*
 T. Carnielli - *Le variazioni frontali ed areali recenti del Ghiacciaio Grande di Verra (Monte Rosa).*
 L. Carturan, R. Seppo, R. Bezzi & A. Paoli - *Il bilancio di massa dei ghiacciai dolomitici ad alimentazione mista: il caso del ghiacciaio D'Agola (Dolomiti di Brenta, Trentino).*
 N. Casarosa, A. Chelli, M. Firpo, S. Ginesu, M. Guglielmin, M. Pappalardo, M. Pecci, C. Queirolo, A. Risolini, G. Robustelli, F. Scarmiglia, S. Sias & C. Tellini - *The study of relict forms for the reconstruction of past periglacial environments in the Italian mountain chains.*
 M. Citterio, C. Mihalcea, G. Diolaiuti & C. Smiraglia - *La copertura detritica del ghiacciaio del Miage (Gruppo del Monte Bianco, Alpi italiane): effetti sull'ablazione e metodologia di misura delle temperature superficiali.*
 M. De Amicis, F. Villa & M. Bagattini - *Analisi delle variazioni frontali e volumetriche del Ghiacciaio del Rutor (Val d'Aosta) dalla massima espansione della Piccola Età Glaciale ad oggi.*
 G. Diolaiuti, C. D'Agata, T. Carnielli, M. Citterio & C. Smiraglia - *Processi di calving sulla falesia del Ghiacciaio del Miage (gruppo del Monte Bianco, Alpi italiane).*
 R. Nucci & A. Mauri - *Variazioni recenti del glacialismo nel livignasco (Alpi lombarde) ed effetti morfologici nelle aree periglaciali.*

9th Alpine Glaciological Meeting, Comitato Glaciologico Italiano, Milano, 24-25.02.2005. Abstracts of oral presentations

- D. Bellingeri & E. Zini - *Planimetric and volumetric glacier monitoring with IKONOS high spatial resolution stereoscopic images. The case study on Forni glacier (Ortles- Cevedale group, Italian Alps).*
 V. Bertoglio, S. Cerise, L. Motta, M. Motta & C. Valente - *Mass balance of the Grand Etrêt glacier (National Park Gran Paradiso) in 1999-2004.*
 T. Bolch - *Glacier retreat and climate change in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) visualized and analysed by DEMS and remote sensing data.*
 P. Buzzini, B. Turchetti B., C. Gasparetti, G. Diolaiuti, C. D'Agata, A. Vaughan-Martini, A. Martini & C. Smiraglia - *Isolation of yeasts from subglacial sediments on two Italian alpine glaciers.*
 M. Caccianiga, C. D'Agata, G. Diolaiuti & C. Smiraglia - *Vegetation cover on a debris covered glacier: the case study of the Miage Glacier (Mont Blanc, Italian Alps).*
 F. Campbell, P. Nienow & R. Purves - *Role of supraglacial snowpack in mediating the delivering of melt water to the glacier system: implications for glacier dynamics?*
 N. Cannone, M. Guglielmin - *Pionier alpine vegetation as tool for the reconstruction of recent glaciers fluctuations in the Italian central Alps.*
 T. Carnielli - *Terminus and area recent variations of Grande di Verra Glacier (Monte Rosa).*
 D. Conforti, P. Deline, G. Mortara & A. Tamburini - *Terrestrial scanning LIDAR technology applied to study the evolution of the ice-contact Miage Lake (Mont Blanc Massif, Italy).*
 M. Cordola, G. Mortara, M. Chiarle, A. Tamburini, P. Federici, A. Kaeab, C. Huggel, G. Viazzo, P. Semino & F. Epifani - *Investigation on the instability of Belvedere Glacier, superglacial lake formation and slope instabilities of the Monte Rosa east face, Macugnaga (Italy), 2002-2004.*
 C. D'Agata & A. Zanutta - *The recent variations of a debris-covered glacier (Brenva Glacier) in the Italian Alps monitored with comparison of maps and digital orthophotos.*
 C. D'Agata, G. Diolaiuti, G. Grossi, L. Iacovelli & R. Ranzi - *Energy balance of the debris-covered Belvedere Glacier.*
 R. Dadic, M. Schneebeli, S. Bourgeois & A. Ohmura - *High resolution snow stratigraphy at summit, Greenland.*
 M. De Amicis, F. Villa M. & Bagattini M. - *Analysis of Rutor Glacier (Aosta Valley, Italy) volumetric and terminus variation using Geographic Information System (GIS) and photogrammetric techniques.*
 P. Deline, G. Diolaiuti, M. P. Kirkbride, G. Mortara, M. Pavan, C. Smiraglia & A. Tamburini - *Drainage of ice-contact Miage-Lake (Mont Blanc Massif, Italy) in September 2004.*
 G. Diolaiuti, C. Smiraglia, C. D'Agata, M. Kirkbride, D. Benn, P. Deline, M. Pavan, M. Pasta, M. Citterio, T. Carnielli, A. Tamburini & G. Mortara - *Miage glacier and lake recent dynamics: a contribution for understanding alpine calving.*
 P. R. Federici, M. Pappalardo & A. Ribolini - *The transition from glacial to periglacial environment in the Italian maritime Alps: investigation through electrical resistivity tomography.*
 A. Fischer & J. Lang - *Investigations on artificial control of ablation in glacier ski resorts.*

- G. L. Franchi, G. C. Rossi, M. Munari & R. Dinale R. - *Mass balance monitoring on the widest Ridanna Valley-Ridnantal Glaciers (Alto Adige - Sud Tirol, Italy).*
- M. Gelmini, C. Lanzi, M. Sgrenzaroli & G. Vassena - *GPS and terrestrial laserscanning applications for representation and monitoring of alpine and himalayan glacial surfaces.*
- M. Guglielmin - *Relationships between rock glaciers and glaciers during the Holocene in the Italian Alps.*
- B. Hynek - *Analysis of a 2 month meteorological record from the tongue of Goldbergkees, Austria: energy and mass balance.*
- I. Juen - *Climate change and its impact on runoff in the Rio Santa Valley, Cordillera Blanca, Peru.*
- G. Kaser - *What have we learned from a 13 years mass balance series on Weissbrunnferner?*
- M. P. Kirkbride & P. Deline - *Debris mantle genesis at Glacier d'Estellette, Valle d'Aosta.*
- G. Koboltschnig, H. Holzmann & W. Schöner - *Application of a water balance model for a small glacierized in the Austrian Alps.*
- S. Kotlarski & D. Jacob - *A subgrid parameterisation of mountain glaciers for use in regional climate modelling.*
- A. Lambrecht, R. Würlländer & M. Kuhn - *The new Austrian glacier inventory: actual state of the project and first results for the Ötztal Alps.*
- A. Luzzaro, M. Caccianiga & B. Cerabolini - *Functional analysis of vegetation primari succession on glacier forelands.*
- A. Magro, B. Stenni, O. Flora, M. Sala & V. Maggi - *Lys 2003 ice core (Western Alps): preliminary isotopic results.*
- C. Mayer, C. Smiraglia, A. Tamburini, M. Belò, A. Lambrecht, L. Bonetti & G. Peretti - *Glaciological investigations on Baltoro Glacier, Karakorum, Pakistan.*
- G. Mortara, M. Pecci & C. Smiraglia - *Mount Everest, Noethern slope: snow and ice of the himalayan high mountain areas during the "K2 2004 - 50 years later" expedition.*
- T. I. Nesgaard, L. N. Braun & W. Hagg - *Modelling of response scenarios of Tien Shan glacierised catchments to climate change.*
- R. Nucci & A. Mauri - *The glaciers of Livigno area (Lombardy Alps): recent variations and climate relations.*
- F. Paul, H. Machguth, M. Hoelzle & A. Kaab - *On the impact of glacier albedo under conditions of extreme glacier melt: the summer of 2003 in the Alps.*
- M. Pavan, M. Pasta, F. Carollo, D. Sonda, A. Cagnati, M. Valt - *Georadar survey on "Vedretta della Fradusta (TN)", first results.*
- M. Pelfini & M. Bozzoni - *Dendrocronological analyses on Miage glacier.*
- F. Pellicciotti, B. Brock, J. Corripio & P. Burlando - *Modelling the effect of cloud cover on glacier melt rate simulated using ablation models.*
- C. Plattner & L. Braun - *The spatial variability of snow accumulation on Vernagtferner in winter 2003/2004.*
- R. Ranzi & S. Taschner - *Energy and hydrological balance of the Adamello Glacier in the 2002 and 2003 ablation season.*
- M. Ravello, M. Vagliasindi, F. Diotri - *Aosta Valley glaciers (Italy) monitoring: the results collected during the summer season 2004.*
- F. Rota Nodari, C. Ulita & A. Rampini - *Multitemporal approach for monitoring alpine glacier variations in the last decades using remote sensing imagery.*
- M. J. Sala, M. Sala, P. Casati, C. Ughietti, B. Stenni, O. Flora, F. Marino, B. Delmonte & V. Maggi - *Lys 2003 ice core: environmental and climatic history in the last 10 year over west Europe.*
- Servizio Glaciologico Lombardo - *The yearly detailed monitoring of Lombardy glaciers: the activity of Servizio Glaciologico Lombardo (Glaciological Service of Lombardy).*
- G. B. Siletto, M. Meda, M. Senaldi, G. Diolaiuti, C. Smiraglia - *Structural analysis of the ablation tongue of Ghiacciaio dei Forni.*
- D. Sonda, F. Carollo, M. Pavan, M. Pasta, A. Cagnati & M. Valt - *Methods and techniques used for calculating glacier 3D model (DTM) and for the evaluation of glacier water resource. Applications and first results on "Punta Penia dome (Marmolada Glacier)" (TN-Italy).*
- S. Taschner & R. Ranzi - *Mapping Italian glaciers for the GLIMS project using ASTER data.*
- N. Tosi, R. Sabadini, A. M. Marotta & L. L. A. Vermeersen - *Simultaneous inversion for the earth's mantle viscosity and ice mass balance in Antarctica and Greenland.*
- M. Valt, A. Cagnati, A. Crepaz & G. Marigo - *Snow and glaciers in the last years on the Dolomites.*
- F. Walter - *A geostatistical analysis of strain and displacement fields of Columbia Glacier, AK.*
- M. Zemp, F. Paul, M. Hoelzle, R. Frauenfelder & W. Haeberli - *Spatio-temporal analysis of 150 years of alpine glacier fluctuation.*

Atti 9^a Conferenza Nazionale ASITA, Vol I, 2005

Catania, 15-18 Novembre 2005

M. Belò & C. Smiraglia - *Reti statiche GPS per l'inquadramento di aree di studio glaciologico. Gli esempi dell'alta Valtellina.*

M. Belò & C. Smiraglia - *Bilancio volumetrico e di massa di un ghiacciaio alpino campione tramite rilievi GPS in modalità RTK: il Ghiacciaio della Sforzellina.*