TERRA GLACIĀLIS

edizione speciale / *special issue*

Ghiacciai montani e cambiamenti climatici nell'ultimo secolo

Mountain glaciers and climate changes in the last century

Luca Bonardi

(a cura di / *edit by*)

Servizio Glaciologico Lombardo

TERRA GLACIĀLIS
Periodico scientifico annuale
Autorizzazione del Tribunale di Milano n° 546 del 28 luglio 1998
Direttore responsabile: Luca Arzuffi
2007 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:
Luca Farinella

Impaginazione e grafica / Paging and graphics:
Antonio Galluccio

Amministrazione / Administration:
Alessandro Galluccio

Contatti con gli sponsor / Liaison with sponsors:
Giovanna Mainardi, Francesco Galluccio

Traduzioni / Translations:
Coordinamento: Francesca Strozzi
Traduttori: Francesco Serracchioli, Andrea Salvetti, Margherita Maggioni, Alvaro Mazza, Francesca Strozzi (inglese); Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi (inglese e revisioni); Sandra Mauri, Guido Catasta (francese)

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 fonte, 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, maggio 2007

In copertina: un angolo, molto settentrionale, di Europa nivo-glaciale: le Isole Svalbard. (R. Scotti, 29 marzo 2006).

Cover: Lofoten Islands, an iced corner of Northern Europe. (R. Scotti, 29th March 2006).

A Emmanuel Le Roy Ladurie,
che ci ha insegnato a guardare ai ghiacciai con gli occhi della Storia

To Emmanuel Le Roy Ladurie,
who has taught all of us to look at the glaciers with the eyes of History

Ringraziamenti
Un primo, ineludibile ringraziamento va ai traduttori che, in maniera del tutto gratuita, hanno prestato la loro preziosa opera per rendere fruibile al maggior numero di lettori queste pagine. Tenuto conto che i manoscritti originali sono giunti, a seconda dei casi, in lingua italiana, spagnola, francese, inglese e tedesca, e della restituzione bilingue qui offerta, senza il loro lavoro il volume avrebbe al più trovato collocazione solo presso la biblioteca di una nota Torre biblica… In tal senso, un grazie particolare lo devo ad Alvaro Mazza per la sua disponibilità e pazienza e a Federica Letizia che, nei miei contatti con gli autori ispanofoni, ha restituito dignità linguistica al mio castigliano. All'opera dei traduttori si è associata quella di Francesca Strozzi che li ha coordinati gestendo il non facile via-vai di decine e decine di file. Per le traduzioni, le revisioni linguistiche, gli interventi scientifici e molto, molto altro devo un sentito ringraziamento a Maria Emilia Peroschi e Flavio Cambieri, insostituibile Presidente del Servizio Glaciologico Lombardo che questa iniziativa ha incoraggiato e sostenuto. Farei torto ad Antonio Galluccio se indicassi qui un solo motivo di ringraziamento. Lui sa bene perché. In ogni caso, lo associo almeno a quanti hanno dato il loro contributo con la rilettura critica di alcuni testi o con opportuni suggerimenti, scientifici o editoriali: Andrea Almasio, Guido Catasta, Guido Mazzoleni, Fabrizio Roveda, Enrico Rovelli (sua la rara immagine del Ghiacciaio del Canigou), Riccardo Scotti, Andrea Toffaletti. Infine, per ragioni di più "lunga durata", ringrazio profondamente chi mi ha insegnato a guardare ai ghiacciai (e non solo ad essi) "con gli occhi della Storia".

Acknowledgments
The first, deeply felt thanks go to the many translators who have given their precious and unselfish contribution to make this essay readable by a vast number of people. Considering that the original papers were submitted in many different languages (Italian, Spanish, French, English and German), without their effort to translate each article in Italian and English, our volume could have found its place only in the library of the … mythical biblical Tower. For the translations, a special tanks to Alvaro Mazza for his patience. To Federica Letizia I owe the polishing of my Spanish throughout my written contacts with Spanish and Latin American authors. To the translators, I would like to associate Francesca Strozzi who has constantly and orderly organized the work, handling the difficult task of managing the whereabout of dozens of computer files. For this and other translations, critical reviews and much else I am indebted to Maria Emilia Peroschi and Flavio Cambieri, the President of our Association, who has promoted and supported this initiative since its inception. It would be hard for me to recall here one single reason to thank Antonio Galluccio - and he knows what I mean. At any rate, I will quote his name alongside the names of those who have critically reviewed the papers or given valuable scientific or editorial suggestions: Andrea Almasio, Guido Catasta, Guido Mazzoleni, Fabrizio Roveda, Enrico Rovelli (also for the rare photograph of the Canigou Glacier), Riccardo Scotti, Andrea Toffaletti. At the end, mainly for reasons related to "longue durée", I deeply thank the man who has taught me to look at the glaciers (and not only at the glaciers) "with the eyes of the History".

Nel giugno del 1998, dopo una lunga fase di preparazione, la rivista Terra glaciālis faceva la sua comparsa nel panorama editoriale italiano; pochi anni dopo, la traduzione integrale dei testi in lingua inglese offriva alla rivista una visibilità internazionale. Un'iniziativa editoriale interamente dedicata alla glaciologia, oltre che alle scienze e alla cultura ad essa connesse, che era e rimane unica nel suo genere in Italia.

I temi "glaciologici", già allora ben presenti nel dibattito mediatico e scientifico, sarebbero divenuti di fondamentale rilevanza nei successivi anni, in conseguenza dell'accelerazione delle dinamiche di riscaldamento e deglaciazione del Pianeta.

Pur dedicando maggiore attenzione alle masse glaciali delle Alpi Centrali Italiane, la rivista non ha mai trascurato il contesto continentale e mondiale di riferimento, pubblicando diverse decine di tali contributi.

Terra glaciālis ha contribuito al dibattito scientifico sulla criosfera, tanto da costituire oggi uno dei principali riferimenti in materia. Una riprova di quanto affermato viene da questo numero speciale, che include i lavori di molti studiosi dei principali enti di ricerca sulle dinamiche glaciali.

Con questa pubblicazione in italiano e inglese il Servizio Glaciologico Lombardo, promotore ed editore della rivista, intende offrire al pubblico e alla comunità scientifica un aggiornato strumento di sintesi specificatamente mirato a comprendere le grandi mutazioni subite dal patrimonio glaciale delle montagne terrestri nel corso di questi ultimi cento anni. È superfluo ricordare che, oltre alle modificazioni imposte al paesaggio, questi mutamenti comportano una serie di importanti conseguenze ambientali ed economiche che impattano sulla fruizione turistica della montagna, la disponibilità di risorse idriche per la produzione di energia idroelettrica, la continuità dell'approvvigionamento idrico a fini agricoli, industriali e civili.

Crediamo che i temi trattati in questo volume costituiscano un punto di riferimento per successive analisi miranti a comprendere le cause e le conseguenze delle variazioni del patrimonio glaciale del Pianeta.

Flavio Cambieri
Presidente Servizio Glaciologico Lombardo

Milano, gennaio 2008

In June 1998, after extensive preparations, the magazine *Terra glaciālis* was launched onto the Italian market; a few years later, the English translation of all articles made the magazine truly international. This initiative, entirely dedicated to glaciology plus related sciences and cultures, was and still is unique in its kind for Italy.

Glaciological studies, though already well developed among the media and scientific communities, were to become more familiar to the general public in the following years, when Earth's de-glaciations and global warming dynamics started to accelerate.

Though paying more attention to Italian Central Alps, the magazine has contantly covered the European and World's glaciology, by publishing many works on such subjects.

Terra glaciālis has contributed to the scientific debate over the Alpine cryosphere, becoming, year after year, one of the key magazines in this field. This special issue will further prove this point, with contributions by many experts dedicated to the study of glacial dynamics and working for the most prestigious institutions.

The Glaciological Service of Lombardy is publishing this magazine in Italian and English. Our aim is to offer both the scientific community and the general public a concise and up-to-date document specifically conceived to help readers understand the great variations that have characterized the glacialism of the World's mountain ranges over the last hundred years. It is worth remembering that besides modifying our Alpine landscapes, such changes have very important environmental and economic consequences for the tourist use of the mountains, the availability of water for hydroelectric power and the continuity of water supply for public's consumption, industrial or agricoltural usages.

We believe that the issues addressed by this magazine do constitute a reference point for further analysis aimed at understanding causes and consequences of the variations of the Earth's glacial patrimony.

Prefazione
Foreword

(Luca BONARDI)

Mai come negli ultimi anni tanto si è detto e scritto attorno ai ghiacciai e alle loro variazioni, secondo una curva di crescente interesse probabilmente lontana dal suo apice. La causa prima di questa vera "euforia glaciologica" è ovviamente nelle rapide e preoccupanti mutazioni che, da alcuni decenni, interessano questi "corpi" naturali.

Così, quella che per un paio di secoli è stata una passione scientifica di pochi, è oggi divenuta una necessità di conoscenza non priva (in ogni senso) di pesanti implicazioni economiche per molti. Il passaggio del ghiacciaio da oggetto scientifico a elemento di dibattito pubblico ha portato con sé, benché evitabili, non poche inesattezze, grossolani errori, quando non vere e proprie mistificazioni. Non servono sofisticati strumenti di laboratorio per rinvenirne lampantissimi esempi. Basti per tutti ricordare, e ci scuseranno la concessione al nazionale i lettori esteri, come in tempi non lontani un vice-ministro della Repubblica Italiana ebbe a sostenere pubblicamente il ruolo fondamentale svolto dall'accresciuta frequentazione umana dei ghiacciai (e dagli impianti e dagli alberghi, che "cinquant'anni fa non c'erano") nel determinarne la contrazione, secondo la singolare formula de "l'uomo-termosifone ambulante"…[(1)].

D'altro canto, altrettanto indiscutibili appaiono, almeno in alcuni contesti nazionali, le difficoltà incontrate dal mondo scientifico, in ciò non privo peraltro di responsabilità, nel divulgare i risultati acquisiti attraverso strumenti e linguaggi adeguati. Ciò, molto spesso, anche per quanto riguarda contenuti relativamente "semplici", come quelli sulle variazioni interannuali o di medio periodo delle superfici e delle volumetrie glaciali. Gli esiti di tali "mancanze" sono tra l'altro palesi nella buona circolazione che incontrano - anche presso qualche ambiente scientifico o pseudotale [(2)] - tesi palesemente infondate e strampalati elenchi di ghiacciai in presunta avanzata (la più parte dei quali, ovviamente, in netto e prolungato ritiro). Anche in questo ambito il ruolo di rapida amplificazione delle informazioni svolto dalla "rete" comporta rischi di altrettanto veloce disinformazione.

Pur tralasciando tali "anomalie", tutt'altro che infrequenti, e con le sole eccezioni rappresentate da pochi apparati glaciali fortemente "mediatizzati", è rara la diffusione oltre-frontiera delle informazione raccolte dai vari gruppi di ricerca e monitoraggio attivi nei

Over the last few years, the number of writings dealing with glaciers and their variations has increased exponentially, though we may be far away from having reached the peak yet. The main reason for such "glacial frenzy" is obviously related to the rapid and worrysome changes that have occurred over the past few decades.

What was a scientific interest shared by a handful of selected specialists in the XIX and XX century has now captured the headlines of all communication media, with a growing number of people debating the economical implications of such changes. The transition of glaciers from a scientific topic to a matter of public concern, has been exploited both by the media and political factions; as a consequence, the event, rather than being shown in its true contest, has often been misrepresented and sometimes grossly manipulated. There is no need of sophisticated laboratory equipment to detect such false conclusions: not long ago an Italian vice-minister claimed that the increase of people on and near the glaciers (in addition to hotels and ski-lifts not existing 50 years ago) was the cause of the widespread shrinking, thus equating man to a wandering heater… [(1)].

We also have to acknowledge that, at least in a few countries, there are obvious signs that the scientific community has failed, sometimes willingly, to present their results through a proper choice of language and media. This is true even for such "simple" data as the annual or medium-term variations of surface and volume of glaciers. Such misrepresentations are widely circulated, together with groundless theories or odd list of advancing glaciers (most of them are in fact undergoing a well documented, continuous shrinkage); many are even boasting the support of some scientific or pseudo-scientific bodies [(2)]. A significant role is also played by the net, acting as a fast disseminator of both true and false communications.

Even discounting such "anomalies", much too common nowadays, and excluding a handful of well publicised glaciers, the circulation of data gathered by research or monitoring groups in the various countries rarely crosses the national boundaries, being limited to very few academic circuits [(3)]. Very often, little is known about the dynamics of glaciers just beyond the country border or located on the opposite slope of massifs shared by two countries, not to say of gla-

diversi paesi, almeno al di fuori degli stretti ambiti accademici [3]. Assai di frequente, poco si conosce delle dinamiche che coinvolgono ghiacciai siti solo qualche centinaio di metri oltre la linea di confine, sul versante "estero" di una stessa catena montuosa, per non dire di quelli "accasati" un poco più lontano o addirittura oltre-oceano. Così, la portata specifica della deglaciazione in corso all'incirca da un secolo sulle montagne del Pianeta mantiene per molti contorni incerti e valori indefiniti: spesso anche per coloro, sempre più numerosi e competenti, che fanno del glacialismo un oggetto di passione e studio.

Tali considerazioni hanno ispirato questa raccolta di scritti, accanto all'evidenza della crescente centralità ambientale ed economica che le disponibilità glaciali detengono. Ruoli che si esercitano a livello globale come a quello delle tante declinazioni regionali: con il contributo fornito all'innalzamento del livello dei mari, con il ruolo svolto sulle portate dei fiumi e quindi sulle disponibilità idriche (quali ne siano le destinazioni), con la diretta fruizione turistica e sportiva dell'ambiente glaciale e degli ambienti ad esso sottesi, con le generali trasformazioni del paesaggio montano che le variazioni (in negativo) delle aree glacializzate portano con sé.

Rispetto al vasto e variegato patrimonio glaciale della Terra, e dei problemi in gioco, quello qui presentato è, come si vedrà, un panorama tutt'altro che esaustivo. Non è però escluso che, a partire da questa iniziativa, il quadro abbia ad ampliarsi in futuro …

Per intanto, si propone qui un "viaggio" (comunque non breve) in alcune aree del Pianeta, con contributi in qualche caso di sintesi, data l'ampiezza che il glacialismo assume in talune regioni (Argentina, Canada, Cile, Islanda, Italia, Nuova Zelanda), in altri più analitici, a toccare le vicende di quelle poche unità glaciali ancora presenti nel rilievo di certi paesi (Germania, Slovenia, Spagna) o di loro specifici settori montuosi (Bolivia, Francia pirenaica, Lombardia). In tutti i casi, la lettura delle forti variazioni in atto è posta in relazione con le cause, eminentemente climatiche, che ne sono all'origine.

I limiti temporali entro cui si sviluppano gli studi qui presentati vanno dal termine della Piccola Età Glaciale a oggi, variamente declinati in ciascun settore anche in ragione della diversa disponibilità di materiali di base a cui i ricercatori hanno accesso.

Sotto il profilo storico, quindi, parliamo di analisi di medio-lungo periodo, capaci di restituirci l'ampiezza di una metamorfosi, probabilmente lontana dall'essersi esaurita, che sta radicalmente mutando il paesaggio di estesi settori della superficie terrestre. Anche in quest'ottica ci è parso opportuno sollecitare un contributo di Emmanuel Le Roy Ladurie, il cui "sguardo multisecolare" permette di apprezzare con maggior profondità la portata di tali cambiamenti.

ciers located just a bit further away or, worse, in a different continent.

Thus the purport of the deglaciation affecting this planet since the second half of the XIX century is often difficult to grasp or not fully appreciated; often this is true even for those few people, ever more numerous and skilled, that make the study of glaciers their serious hobby or profession.

Such considerations, in addition to the growing evidence of the environmental and economic values attached to Earth's glaciers, have prompted us to collect these papers. Glaciers have both global and regional influences: they contribute to the growing rise of sea-levels; they determine river run-off and water availability, whatever its final use; they attract both tourists and sport lovers to glacial areas and nearby environment; they contribute to change the mountain scenary, through their receding ice masses.

Considering the size and variety of the glacial patrimony held by Earth's mountains, what we are presenting here is far from being fully comprehensive. We do hope, however, that this initiative will trigger additional developments in the near future.

For the moment, we are proposing a long journey through selected areas of the World. Some contributions, owing to the extent of glacialism in some Countries (Argentina, Canada, Chile, Iceland, Italy, New Zealand) will be somewhat synthetic; other papers will be more specific as they analyze either the situation of the few remaining glaciers (Germany, Slovenia, Spain) or single mountain ranges (Bolivia, French Pyrennees, Lombardy). In all cases, the strong variations being measured are put in relation with the causes, mainly climatic, that originated them.

The period analyzed by the various studies spans the from the Little Ice Age to the present, though this may vary from one mountain sector to the other, based upon the availability of data the Authors had access to.

From a historical point of view, we are dealing with medium-to-long-term analyses, capable of conveying the magnitude of a metamorphosis which, though probably far from its final evolution, is rapidly altering the landscape of vast areas of our planet. Such reasons have compelled us to ask a contribution of Emmanuel Le Roy Ladurie, whose age-old reconstruction allows us to fully appreciate the extent of the intervening changes.

Considering such premises, our aim to broaden, even by a little, the geographical span of our knowledge may have been achieved. Still to be addressed are the need to increase people' sensitivity to the global changes we are experiencing and actions to ease the dissemination of knowledge.

To this effect, the feedback from the readers could provide useful suggestions and new stimuli.

Tenuto conto di queste premesse, il fine che ci siamo proposti di allargare almeno di un poco l'angolo geografico delle nostre conoscenze sull'argomento può forse considerarsi acquisito. Quello di una maggiore sensibilità sulla portata globale dei cambiamenti in atto e di una più forte richiesta di divulgazione delle conoscenze resta da conseguire.
Anche in questo senso, la risposta dei lettori potrà fornire stimoli e suggerimenti utili.

Note

(1) Matrix (Canale 5), 3 ottobre 2005.

(2) Il riferimento è, tra gli altri, al noto caso dell'articolo di David Bellamy "Glaciers are cool", apparso su New Scientist, 2465, 16 aprile 2005. L'autore vi ha sostenuto come "since 1980, there has been an advance of more than 55% of the 625 mountain glaciers under observation by the World Glacier Monitoring group in Zurich". Dando prova di invidiabile professionalità, George Mombiot giornalista de The Guardian, ha ricostruito la complessa e non casuale origine di questo falso, peraltro liquidato dagli stessi studiosi dell'Università di Zurigo come "un'enorme bufala". Ovviamente, come molte altre, anche questa "bufala" non ha però mancato di fare proseliti.

(3) Tra le poche, un'eccezione è rappresentata dal citato World Glaciers Monitoring Service di Zurigo che rende disponibili dati e ricerche sui ghiacciai del pianeta; tra essi, i rapporti quinquennali "Fluctuations of Glaciers", il "Glaciers Mass Balance Bulletin" oltre al notissimo "World Glaciers Inventory" del 1989.

Notes

(1) MATRIX (Channel 5), October 3, 2005.

(2) Reference is made to the well known article by David Bellamy "Glaciers are cool" published on the New Scientist, 2465 (April 16, 2005). The author claims that "since 1980, there has been an advance of more than 55% of the 625 mountain glaciers under observation by the World Glacier Monitoring group in Zurich". Showing a remarkable professionalism, George Mambiot of "The Guardian" was able to reconstruct the complex and not fortuitous origin of such false statements. Despite this and the dismissal of the article as a colossal fake by the team of the Zurich University, Bellamy's work has been quoted and referred to by a number of interested parties.

(3) Among the few exceptions we include the World Glaciers Monitoring Service of Zurich (CH), publishing data and studies covering Earth's glaciers such as the 5-year "Fluctuations of Glaciers", the "Glaciers Mass Balance Bulletin" and the well-known 1989 "World Glaciers Inventory".

Binidalì, agosto 2007

Emmanuel LE ROY LADURIE (*)

(recensione – review)

Les glaciers à l'épreuve du climat

Bernard FRANCOU and Christian VINCENT,
IRD Éditions - Éditions Belin, Paris, 2007

Con la pubblicazione del volume *Les glaciers à l'épreuve du climat*, di Bernard Francou e Christian Vincent, due tra i più eminenti glaciologi della loro generazione, la storia dei ghiacciai analizzata nel suo contesto meteoclimatico segna una svolta; in particolare per la storiografia del clima dell'Europa occidentale e centrale, degli ultimi tre millenni almeno, e in quella di lingua francese. Nella Svizzera tedesca, questa operazione è stata in precedenza svolta dai lavori di Zumbuhl, di Luterbacher, di Pfister e di Holzhauser. Fino ad oggi, ed indipendentemente dai vecchi ma sempre utili lavori francesi sulla Valle di Chamonix (1), spiccavano soprattutto le belle ricerche di due degli autori elvetici sopramenzionati, Zumbuhl e Pfister, sul Ghiacciaio di Grindelwald inferiore (Svizzera).

Il nostro discorso prende le mosse da una nozione di Piccola Età Glaciale (PEG) eminentemente Alpina, tralasciando per ora altre dimensioni. Questa PEG è caratterizzata dal "rigonfiamento" e dall'"al-lungamento" dei ghiacciai delle Alpi (tra cui quelli di Svizzera e Savoia di cui ci occupiamo), dispiegato su almeno cinque secoli, dal 1580 al 1860, ma, più probabilmente, a partire dal 1300. Il tutto concluso dall'arretramento e dalla ben nota risalita di quota di questi apparati glaciali: dal 1860 fino ai giorni nostri (e oltre...). L'andamento è come noto controllato dalle temperature "di fusione" della "bella stagione" (da marzo a ottobre) e dalle precipitazioni nevose invernali. Ablazione/fusione da un lato, accumulo nivale dall'altro costituiscono causalità reciprocamente contraddittorie: il segno più, e il segno meno. I processi in questione governano l'arretramento dei ghiacciai in corrispondenza di condizioni di tempo caldo e secco, e la loro avanzata in occasione di tempo freddo, o almeno fresco, ed eventualmente umido o molto umido. Così, per Grindelwald e Chamonix si dispone di una solida cronologia valida per tutta l'Età Moderna. Arretramento glaciale moderato verso il 1540-1560, quindi ripresa della PEG con demolizione

With the publication of *Les glaciers à l'épreuve du climat* by Bernard Francou and Christian Vincent, two of the most distinguished glaciologists of their generation, the history of glaciers in its meteorological and climatic context marks a turning point in the historiography on climate, mainly related to Western and Central Europe, concerning at least the last three millennia, written in French. In German Switzerland, this operation was previously carried out by Zumbuhl, Luterbacher, Pfister and Holzhauser. Until now, and apart from the old but always useful French works on the Chamonix Valley (1), only the good research carried out by two of the Swiss authors above mentioned, Zumbuhl and Pfister, on the inferior Grindelwald Glacier (Switzerland) has been remarkable.

Our considerations start from an eminently Alpine notion of Little Ice Age (LIA), and for the moment leave out other dimensions. This type of LIA is characterized by the "swelling" and the "lengthening" of the glaciers of the Alps (among which the Swiss and Savoy glaciers we deal with), taking place over at least five centuries, from 1580 to 1860, but, more probably, from 1300. Everything ends with the retreat and the well-known rise in altitude of these glacial systems: from 1860 to the present (and beyond...). As everybody knows, the trend is controlled by the "melting" temperatures of the "good season" (from march to october) and by the winter snow precipitation. Ablation/melting on the one hand, snow accumulation on the other, constitute the mutually contradictory causes: the plus and minus signs. The processes we deal with determine the retreat of the glaciers in relation with warm and dry weather conditions, their advance on occasion of cold, or at least cool, and eventually wet, or very wet, weather. Therefore, for Grindelwald and Chamonix we have a solid chronology, effective for the whole Modern Age. Modest glacial retreat during the years 1540-1560, then resumption of the LIA causing the destruction of chapels

(*) Collège de France, Paris, France.

di cappelle e di piccoli villaggi posti nei pressi delle lingue glaciali, "spinti" dalle frange pioniere dei ghiacci frontali, a definire una *hyper-PEG* nella fase 1570-1630 (o 1640) e nel 1653 per il Ghiacciaio dell'Alestch. È una "PEG di forte intensità" che occupa oltre mezzo secolo, dai tempi di Enrico IV fino agli anni della Fronda. Tale fase fu seguita da una "PEG di media intensità", all'incirca dal 1650 al 1811, intessuta di fluttuazioni più brevi, di avanzate e di ritiri più modesti dei precedenti. Infine, una nuova PEG, dal 1812 al 1859-60, che riporta i ghiacciai di Grindelwald e di Chamonix alle dimensioni del periodo 1570-1640 (date ampie). Per concludere, il ritiro deliquescente di grandi e piccoli apparati alpini, dal 1860 a oggi: dal *Voyage de Monsieur Perrichon* [2] fino alle *canicules* dell'agosto 2003 e luglio 2006 (…altre a seguire?). Questo lo stato delle nostre conoscenze attorno al 2000. Ma, con questo nuovo libro, Francou e Vincent prolungano enormemente verso monte tale periodizzazione, distendendola su oltre tremila anni, ben al di là del mezzo millennio più recente sopra riassunto. Il loro principale strumento di misura è anzitutto il Ghiacciaio di Aletsch, il più grande apparato svizzero e delle intere Alpi. Le datazioni dendrocronologiche hanno permesso di rilevare l'anno di morte o di nascita di conifere (larici e cembri) sradicate dall'avanzata dell'Aletsch o cresciute sul terreno abbandonato durante le fasi di ritiro. La solita alternanza…

Si parte da uno stato d'arretramento verso il 1000 a.C., ossia alla fine dell'Età del Bronzo. Il Ghiacciaio dell'Aletsch era allora più ridotto di quanto lo sia oggi! Da quel momento, però, prende il via un'avanzata che dura circa tre secoli e culmina, tra 600 e 500 a.C., in piena Età del Ferro. In seguito, il ghiacciaio si contrae nuovamente, e fortemente; questa riduzione di superficie e di lunghezza risulta comparabile a quella odierna, e anzi più intensa e con una maggior risalita della fronte. Tale fase coincide con il periodo romano, tra 300 a.C. e 150 d.C. L'Aletsch e gli altri ghiacciai alpini si estendevano allora su superfici inferiori a quelle che occuperanno all'inizio del XXI sec. Sotto l'egida della Repubblica Romana prima, e poi del primo secolo e mezzo di Impero, si è quindi prodotto un Piccolo Optimum Romano (POR), per rimanere al modello di quello che, per una fase molto successiva, verrà definito Piccolo Optimum Medievale o Periodo Caldo Medievale (PCM), tra 900 e 1300 d.C.. Gli inverni dolci e soprattutto le primavere, le estati e gli autunni caldi, e probabilmente secchi, che caratterizzarono il POR furono favorevoli all'agricoltura temperata della Gallia (e poi della Gallia-romana)? E a quella degli altri contesti di agricoltura "crypto-mediterranea" o schiettamente mediterranea che si trovano in alcune zone della Padania e in altri settori dell'Italia settentrionale e centrale? Nonostante alcuni episodi di siccità e le inevitabili scottature, i contadini romani

and small villages located near the glacial tongues, "pushed" by the pioneer fringes of the frontal ice. An *hyper-LIA* occurs in the period 1570-1630 (or 1640) and in 1653 for the Alestch Glacier. We deal with a LIA "of high intensity", spanning more than half a century, from the times of Henry IV to the years of the Fronde. That phase was followed by a LIA "of medium intensity", approximately from 1650 to 1811, constituted by shorter fluctuations, and more modest advances and retreats than before. At last, another LIA, from 1812 to 1859-60 puts back the Grindelwald and the Chamonix Glaciers to the size of the period 1570-1640 (wide date range). To conclude, the deliquescent retreat of great and small Alpine systems, from 1860 until now: from the *Voyage de Monsieur Perrichon* [2] to the *canicules* of august 2003 and july 2006 (…will others follow?). This is the state of our knowledge around 2000. Indeed, in their work, Francou e Vincent extend the periodization above mentioned to an earlier date. By now it stretches over three thousand years, far beyond the half more recent millennium above summed up. First of all, their main instrument of measure is the huge Aletsch Glacier, the greatest system in Switzerland and in the whole Alps. The dendrochronological dating allowed to detect the year of birth or death of conifers (larches and stone pies) uprooted by the advance of the Aletsch or grown on the ground abandoned during the retreat phases. The usual alternation…

We start from a state of recession around the year one thousand b.C., that is at the end of the Bronze Age. At that time the Aletsch Glacier was smaller than now! From that moment, nevertheless, a three-century advance, culminating, between 600 and 500 b.C., in the full Iron Age, starts. Afterwards, the glacier again greatly contracts; this reduction of surface and length is comparable with the present conditions, or rather it is more intense, including a greater rise of the front. That phase coincides with the Roman period, between 300 b.C. and 150 a.D. The surfaces then occupied by the Aletsch Glacier and by the other Alpine glaciers were smaller than the area they will occupy at the beginning of the XXI century. First under the aegis of the Roman Republic, and then of the first and a half century of the Empire, a Roman Optimum (RO) was produced, if we make reference to the model of what, for a very later phase, will be defined Medieval Optimum or Medieval Warm Period (MWP), between 900 and 1300 a.D. Were the mild winters and most of all the warm, and probably dry, springs, summers and autumns, which characterized the RO, wholly in favour of the temperate agriculture of the Gaul (and afterwards of the Roman Gaul)? And of the other contexts of the "crypto-Mediterranean" agriculture or of the purely Mediterranean agriculture, practiced in certain areas of the Po Valley and in other regions of

hanno certamente tratto vantaggio da questa congiuntura positiva. Sorvoliamo sulla cronistoria delle grandi invasioni e degli altri fatti di questo periodo, segnati, in modo completamente indipendente e occasionale, da una serie di avanzate dei ghiacciai alpini (in un contesto climatico fresco umido?) tra 250 e 750 della nostra era. Ammesso che vi sia, l'incidenza di questo clima sull'agricoltura merovingia e immediatamente post-merovingia pare difficile da definire. Molto interessante, in compenso, è la fase ben nota, e quasi perfettamente illustrata dagli andamenti dell'Aletsch, durante il PCM. Appena abbozzato attorno al 750, esso si afferma dal 900 al 1300. Nonostante alcune spinte intermedie che, di tanto in tanto, rigonfiano un po' il ghiacciaio, la vicenda di questo optimum climatico si protrae per circa quattro secoli, con ritiri glaciali equivalenti a quello (già molto accentuato) dei nostri anni Ottanta o perfino 2000: in particolare, verso il 750-800, attorno all'anno mille, e nel XIII secolo. A ragione, i due autori ritengono che la clemenza del clima durante il PCM sia risultata favorevole in Europa alla messa a coltura di nuove terre, alla produzione agricola e, dunque, alla demografia del continente. Si può pensare che l'optimum del 900-1300 si sia esteso ad altri continenti, e in particolare a quello americano? Gli autori lo suggeriscono, ma un modesto storico rurale, quale il firmatario del presente articolo, si muove a fatica su un terreno esplorativo così scivoloso… In ogni caso, sempre secondo i nostri autori, il fenomeno del PCM potrebbe essere connesso a "dosi" un po' più elevate di irraggiamento solare, come misurato, a posteriori, attraverso le fonti radioattive (berillio 10). Tuttavia, l'arretramento dei ghiacciai alpini in occasione del PCM resta inferiore a quello verificatosi in occasione dell'epoca romana (POR). Al tempo di San Luigi si sarebbe cioè verificato un arretramento glaciale comparabile a quello dei nostri anni Novanta, già fortemente "raggrinziti" per quel che riguarda i nostri ghiacciai. A partire dal 1300-1303, però, le tendenze si invertono nuovamente. Si tratterà di una folgorante offensiva dei ghiacciai dell'Aletsch e del Gorner. È un'avanzata che si sviluppa al ritmo di quaranta metri all'anno, per oltre mezzo secolo, e specialmente durante i sette anni freddi e "fradici" che precedono la peste nera (la quale trova certamente in altre cause più importanti le ragioni del suo sviluppo). Pensiamo innanzitutto ai grandi anni umidi e di carestia del 1314-1315.

L'avanzata trecentesca è uguale a quella che il Ghiacciaio dell'Aletsch conoscerà durante i suoi massimi del 1640-1650 e del 1848-1859. Ma, al contrario di queste, l'offensiva medievale conosce una sola significativa pulsazione positiva e di breve durata, di un secolo al massimo. Fin dalla fine del Trecento e nel corso del Quattrocento, la lingua terminale del Ghiacciaio delll'Aletsch fa ritorno verso posizioni più pru-

Northern and Central Italy? Despite some episodes of drought and the consequent unavoidable unpleasant experiences, Roman peasants certainly took advantage of this favourable opportunity. Let us leave out the chronicle of the great invasions and of the other events of this period, marked, in a completely independent and occasional way, by a series of advances of the Alpine glaciers (maybe in a cool and wet context) between 250 and 750 a.D. The impact of this hypothetical climate on the Merovingian and immediately post-Meroviangian agriculture seems difficult to define. On the other hand, it is very interesting the well-known, and almost perfectly illustrated by the trends of the Aletsch Glacier, so-called MWP phase. Only outlined around 750, it develops from 900 to 1300. Although some intermediate pressures, every now and then, blow the glacier a little, the cycle of this climatic optimum goes on for about four centuries, with glacial retreats comparable with the (already very remarkable) 1980s retreat or even the 2000 retreat: in particular, approximately in 750-800, around the year 1000, and in the XIII century. The two authors rightly think that the mildness of the climate during the MWP in Europe is in favour of the cultivation of new fields, the agricultural production and, therefore, the demography of the continent. Can we believe that the 900-1300 optimum extended to other continents, and in particular to the American one? The authors suggest this idea, but a modest rural historian such as the writer of this article hardly proceeds on such a slippery ground… In any case, according to our authors, the MWP phenomenon could be connected to larger amounts of solar irradiation, as measured, in retrospect, through the radioactive sources (berillium 10). Indeed, the retreat of the Alpine glaciers on occasion of the MWP is inferior to the retreat occurred in the Roman period. In San Louis' times a glacial retreat would have occurred, comparable with the one occurred during the 1990s, when our glaciers already had a particularly "wrinkled" surface. Since 1300-1303, however, the trend has changed again. A violent attack by the Aletsch and the Gorner glaciers occur. Their advance develops at the rhythm of 40 meters per year, for longer than half a century, and especially during the seven cold and "soaked" months preceding the Black Death (which certainly finds the reasons of its development in other more important causes). First of all let us think of the long wet years of famine, 1314-1315.

The fourteenth-century advance is similar to the advance the Aletsch Glacier will know during its 1640-1650 and 1848-1859 peaks. However, on the contrary, the Medieval attack knows only a significant positive and short pulse, at the most one century long. From the end of the XIV century and during the XV century, the final tongue of the Aletsch Glacier

denti, meno imperialiste e tutto sommato simili a quelle occupate verso il 1940 in occasione di una fase di ritiro abbastanza pronunciata. Clima un po' più dolce! E ciò fin verso il 1560 (il "bel" XVImo secolo?). Il su e giù continua… Verso il 1590, infatti, e qui ci situiamo su un terreno storiografico ben noto, il ghiacciaio riparte verso posizioni di massima avanzata: la *hyper-PEG*, cara a Christian Pfister, che va dal 1570 al 1640. A partire da questo raffreddamento, dell'ordine di un "piccolo" grado centigrado, o ancor meno in quanto a medie annuali, si nota a Chamonix (1644), e più tardi all'Aletsch, essendo quest'ultimo ghiacciaio più "massiccio" e dunque più lento a scuotersi, un salto in avanti. Appelli al vescovo savoiardo, Mgr de Sales (nipote del santo omonimo), appello ai gesuiti (in Svizzera) per fermare l'Aletsch che, certamente impressionato da tali cerimonie, arresterà effettivamente il suo progresso. Dopo il 1653, e sino al 1811, l'Aletsch e i suoi colleghi alpini fanno registrare diverse oscillazioni di segno opposto. Grosso modo, nonostante questa altalena di avanzate e ritiri, ci troviamo in un periodo complessivamente più "leggero" rispetto alla grande PEG di fine XVImo-primo terzo del XVIImo secolo. Il "rinfrescante" Minimo di Maunder (con la quasi-scomparsa delle macchie solari e il leggero abbassamento delle temperature planetarie, dal 1645 al 1715) causa, o contribuisce a causare, alcune carestie "di freddo" o "di pioggia" (1693-1694: 1.300.000 morti supplementari in Francia): la siccità, anche "fredda", appare come il fenomeno prevalente. Nel lungo periodo, però, l'Aletsch non riceve quantitativi di neve invernale sufficienti a determinare, siamo attorno al 1700, una spinta comparabile a quella di fine Cinquecento. (Nell'avanzata del 1300-1380 sembra invece abbia svolto un ruolo significativo un minimo di macchie solari, detto di Wolff, verificatosi tra 1300 e 1330). Nel XVIIImo secolo, dopo la fine del Maunder, le estati si riscaldano, entro limiti generalmente positivi per l'agricoltura, ma gli inverni restano freddi. Siamo in una PEG temperata (d'intensità media e più moderata rispetto alla fase 1570-1630).

Una nuova hyper-PEG (quasi un grado centigrado in meno nella temperatura media annua) si affaccerà a partire dal 1812, sostenuta da diverse ragioni: grande esplosione del vulcano indonesiano di Tambora (1815) con raffreddamento planetario dovuto alle polveri e agli aerosol vulcanici in sospensione nell'atmosfera; minimo (di Delton) delle macchie solari verso 1800-1820; leggero raffreddamento trentennale delle temperature "in toto" (secondo la serie di Parigi-Montsouris); simultaneità con le grandi nevicate care a Christian Vincent. Questi fatti rigonfiano e lanciano verso valle la considerevole massa dell'Aletsch e quelle dei suoi omologhi. La penuria post-Tambora dell'Europa occidentale e centrale nel biennio 1816-1817

returns to more cautious and less imperialist positions, and after all similar to the positions occupied around 1940 on occasion of a very marked retreat phase. A little milder climate! Until about 1560 (the "nice" XVI century?). Up and down, again… Around 1590, and on this point we place ourselves on a well-known historiographic ground, the glaciers start again to advance to the utmost: the *hyper-LIA*, between 1570 and 1640, which Christian Pfister takes into special consideration. From this cooling, of the size of a "little" degree centigrade, or even less, in relation to annual averages, on the Chamonix Glacier (1644), and later on the Aletsch, the most "massive" glacier and therefore the slowest to be shaken, a leap forward is taken. Calls to the Savoy bishop, Mgr de Sales (nephew of the saint with the same name), call to the Jesuits (in Switzerland) to stop the Aletsch Glacier which, certainly impressed by such cerimonies, really stops its progress. After 1653, and until 1811, the Aletsch and the other Alpine glaciers showed several opposite fluctuations. More or less, in spite of these variations, both advances and retreats, we are in a period "lighter" as a whole than the great LIA of the end of the XVI century-first third of the XVII century. The "refreshing" Maunder Minimum (with the almost complete disappearance of the sunspots and the slight decrease of the world temperatures, from 1645 to 1715) causes, or contributes to cause, several famines due to cold or rain (1693-1694: 1,300,000 additional deaths in France): the drought, also connected with a cold climate, seems to be the prevailing phenomenon. In the long period, indeed, the Aletsch does not receive amounts of winter snow large enough to determine a pressure comparable with the one of the end of the XVI century. We are now around 1700. (During the 1300-1380 advance a minimum of sunspots, called Wolff minimum, between 1300 and 1330, apparently had a crucial role). In the XVIII century, after the end of the Maunder, summers warm up, within limits that are generally in favour of agriculture, but winters remain cold. We are in a temperate LIA (of medium intensity and more moderate than the 1570-1630 phase).

A new hyper-LIA (almost a degree centigrade less than the average annual temperature) will appear from 1812, supported by several causes: the great explosion of the Indonesian volcano Tambora (1815) with a world cooling due to dust and to volcanic aerosols suspended in the atmosphere; the (Delton) minimum of sunspots around 1800-1820; a slight thirty-year cooling of the temperatures as a whole (according to the series of Paris-Montsouris); the simultaneity with the great snowfalls Christian Vincent is particularly fond of. These facts blow up and throw down the valley the great masses of the Aletsch Glacier and of the minor glaciers. The after-Tambora poverty of West-

(come conseguenza dell'anno senza estate 1816, assai nocivo ai raccolti) simbolizza quest'epoca difficile. Più in là, l'anno 1860, i puristi direbbero 1859, suona le campane a morto della PEG per i ghiacciai dell'Aletsch, di Grindelwald, del Rodano e di Chamonix. Da quel momento, non senza qualche soprassalto, prende avvio un ritiro che si prolunga sino ai nostri giorni. I piccoli ghiacciai alpini, invece (più sensibili alle piccole e premonitrici variazioni del clima), vedono avviarsi il loro lunghissimo ritiro sin dal 1835.

Quale la causa di queste contrazioni? Gli inizi del fenomeno, a partire dalla metà o dal terzo quarto di XIX secolo, non sono completamente chiari. Deficit degli apporti nevosi invernali a partire dal 1860 e fin verso il 1900? Parliamo di un deficit che avrebbe fortemente ridotto l'accumulo nelle parti alte dell'Aletsch e che avrebbe costretto la lingua terminale di questo "mostro" a ritirarsi di lì a poco. Alcune belle estati calde in occasione dei decenni 1860 e 1890?

A partire dal 1900, e soprattutto dal 1910-1911, le cose si fanno nettamente più chiare. Il clima dell'Europa occidentale, e diciamolo pure, mondiale, si riscalda. Inizialmente grazie a un qualche fattore naturale: aumento, per quanto modesto, dell'irrag-giamento solare? Diminuzione accidentale dell'attività vulcanica? Più tardi, sul finire del XX secolo, o anche prima, interviene la produzione eccessiva dei gas a effetto serra: CO2, metano, ecc.

In ogni caso, tale riscaldamento progredisce dal 1910-1911 fino all'inizio degli anni '50, con un ultimo periodo segnato in profondità dalle estati calde e spesso secche della Seconda Guerra Mondiale e del Dopoguerra. Quelle del 1943, '45, '47, '49, '52, '55...

Nel periodo 1955-1970, il riscaldamento europeo pare arrestarsi, oscillando addirittura verso un certo raffreddamento; siamo però lontani dagli eccessi freddi del decennio 1901-1910, vero "pavimento" termico, o piuttosto ipotermico, del XX secolo. In Europa occidentale, questo modesto raffreddamento del 1955-70 si estenderà approssimativamente su due decenni. Ma a livello di emisfero Nord e di intero Pianeta, la situazione sembra essere all'incirca la stessa, con qualche sfumatura. In Francia, UK e Repubblica Federale di Germania, il raffreddamento in questione si dispiega nei decenni '50-'60, in particolare durante quest'ultimo. I grandi inverni del febbraio 1956 e del 1963 potrebbero simbolizzare questo neo-raffreddamento, accompagnato anche da un certo numero di estati umide di cui quelle del 1956, ancora lui, e del 1968 potrebbero ben esserne considerate i prototipi. Quali sono dunque gli aspetti "meteo-spiacevoli", per così dire, dei due decenni racchiusi tra 1950 e 1970? Sono colpevoli gli aerosol, generosamente dispensati dalla mega-industrializzazione dei "gloriosi anni Trenta"? Si deve a essi, attraverso un minuscolo oscuramento determinato dalle polveri atmosferiche, la

ern and Central Europe in the period 1816-1817 (as a consequence of 1816, a year without summer, very bad for the crops) stands for this difficult age. Afterwards, the year 1860, purists would say 1859, tolls the death of the LIA for the Aletsch, the Grindelwald, the glaciers of the Rhone and of Chamonix. From that moment, apart from some starts, a retreat extending until nowadays takes place. On the other hand, the small Alpine glaciers (more sensible to the slight and warning variations of the climate) have started their very long retreat since 1835.

Which is the cause of these contractions? The beginnings of the phenomenon, from the middle or from the third quarter of the XIX century, are not completely clear. Maybe a deficiency of winter snow from 1860 until about 1900? We are speaking of a deficiency which would have strongly reduced the accumulation in the higher parts of the Aletsch and would have forced the final tongue of this "monster" to recede not much later. Maybe some nice and warm summers during the 1860s and the 1890s?

Since 1900, and most of all since 1910-1911, the situation has become far clearer. The climate of Western Europe and, we can say, of all the world, warms up. At first thanks to some natural factors: an increase, though modest, of the solar irradiation? An accidental decrease of the volcanic activity? Later, nearly at the end of the XX century, or even before, the excessive production of greenhouse effect gases intervenes: CO2, methane, etc.

In any case, that warming progresses from 1910-1911 until the beginning of the 1950s; the last period is deeply marked by the warm and often dry summers of the Second World War and of the Postwar period. The 1943, 1945, 1947, 1949, 1952, 1955 summers...

In the period 1955-1970, the European warming seems to stop, even fluctuating towards a kind of cooling; however, we are far from the exteme cold of the period 1901-1910, a real thermal, or better hypothermal, "floor" of the XX century. In Western Europe the 1955-70 modest cooling will approximately extend up to two decades. Indeed, in the Northern Hemisphere and on the whole Earth, the situation seems to be nearly the same, with some slight differences. In France, UK and Federal Republic of Germany, the cooling we deal with spreads during the 1950s and 1960s, and especially during the 1960s. The 1956 and 1963 long winters could stand for this new cooling, accompanied also by a certain number of wet summers, among which the 1956 summer, again, and the 1968 summer could be considered the prototypes. Therefore, which are the unpleasant meteorological features of the two decades between 1950 and 1970? Are the aerosols, generously bestowed by the imposing industrialization of the so-called "glorious Thirties", guilty? Are they, because of a very small

leggera diminuzione dell'irraggia-mento solare sulla nostra Sfera, e in particolare sull'emisfero Nord?

In ogni caso, a partire dagli anni 1970-80, gli industriali, fedeli alle consegne di disinquinamento loro impartite, riducono la quantità di fumi che fuoriescono dai camini delle loro fabbriche. Da ciò ha origine il ritorno in forza dell'irraggiamento di Helios? In ogni caso, a partire dagli anni Settanta, il riscaldamento riprende, inizialmente a piccole dosi e in seguito più vigorosamente. Il caldo siccitoso del 1976 ha forse segnato una tappa in questo senso, ma soprattutto, e maggiormente, gli anni Ottanta e più ancora Novanta, nettamente surriscaldati. A margine, ricordiamo la *canicule* estiva del 1983 con una certa sovramortalità, seppure meno forte rispetto a quella del 2003, in Francia, in Germania e in altri paesi dell'Europa occidentale. Gli anni '80 sono, da un punto di vista qualitativo, l'età dell'oro dei vini di Bordeaux, che approfittano del maggior soleggiamento, ottimale per la maturità dei grandi "millésimes" degli "chateaux". Nel 1988-89, senza nulla a che vedere con la caduta del muro di Berlino, prende avvio la rivoluzione dell'iper-riscaldamento, senza ritorno sembra. Gli anni dal 1990 al 2000 sono i più tiepidi del XX secolo. Anni di clima "toscano", "alcioniano" (come dicevano alcuni ellenisti dei buoni vecchi tempi), sino alle propaggini più lontane delle isole britanniche. Occorrerebbe di conseguenza assaporare una certa felicità? La "douceur de vivre"? In media, scartato il fattore antropico dovuto al riscaldamento artificiale delle grandi città, si sono guadagnati 0,8 °C nelle medie termiche, dagli inizi sino alla fine del XX secolo. Le cose, tuttavia, sono ulteriormente peggiorate sul finire del millennio... e agli inizi del seguente. La mente corre subito alla "Grande tempesta", soprattutto francese, del 1999, ma non è per niente certo che essa abbia un legame di qualche tipo con l'effetto serra. E, soprattutto, alla "canicule" dell'agosto 2003 e a quella, di grado inferiore, del luglio 2006. La prima ha fatto 15.000 morti in Francia, tra le persone anziane soprattutto; ma quella del 1911 aveva causato più di 30.000 vittime nell'Exagone, soprattutto tra i bambini. Da questa "Belle Époque", gli attacchi della "morte canicolare" hanno cambiato età: sappiamo occuparci meglio dei più piccoli, ma nel 2003 non si era ancora pensato alle cure necessarie per gli anziani. La soluzione è stata trovata, sembra, nel luglio 2006.

Ma torniamo, forti delle certezze termometriche, ai nostri ghiacciai. Un certo numero tra essi, in Savoia in particolare, si sforzano di resistere alla cattiva sorte, ma per la maggior parte il ritiro è l'unica *chance*. Dopo la piccola avanzata del 1965-1980, Mer de Glace, Bossons e Argentière sono liberi di arretrare nuovamente, a partire dal 1985-1990 e sino alle loro attuali, minime posizioni. Trattandosi di ghiacciai, il "bilancio di

darkening determined by the atmospheric powders, responsible of the slight decrease of the solar irradiation on our Sphere, and in particular on the Northern Hemisphere?

In any case, since the years 1970-80, industrialists, honouring the agreement implying the pollution reduction, have reduced the amount of smoke coming out from the chimneys of their factories. Does the strong return of the irradiation of Helios begin from that decision? In any case, since the 1960s, the warming has started again, at first slowly and then more vigorously. The 1976 dry heat perhaps marked a phase in this sense, but most of all, and to a greater extent, the 1980s and even more the 1990s, definitely overheated. Incidentally, we remember the 1983 summer *canicule* with a certain supermortality, although less strong than the 2003 heat, in France, in Germany and in other Western European countries. The 1980s are, from a quantitative point of view, the golden age of the Bordeaux wines, which take advantage of the greater insolation, optimal for the maturity of the great "millésimes" of the "chateaux". In 1988-89, without any connection with the fall of the Berlin wall, the revolution of the hyper-warming starts, without return, perhaps. The years from 1990 to 2000 are the mildest of the XX century: they are "Tuscan", "halcyon" years (as certain Hellenists of the ancient good times would say), as far as the remotest offshoots of the British isles. Therefore should we savour a certain happiness? The "douceur de vivre"? Discarding the anthropic factor due to the artificial warming of the great cities, the thermal averages rose up to 0,8 °C, from the beginning to the end of the XX century. The situation, however, got worse again at the end of the millennium... and at the beginning of the next one. We immediately remember the especially French 1999 "Great storm", but it is not proved that it was not connected with the greenhouse effect, in a way. And we remember, most of all, the august 2003 "canicule", and the july 2006 heat, of an inferior degree. The first heat provoked 15,000 deaths in France, mostly old people; but the 1911 one had caused more than 30,000 victims in the Exagone, mostly children. Since the "Belle Époque", the attacks of the "heat death" have changed their victims' age: we are able to take properly care of children, but in 2003 old people were not given the necessary assistance yet. The solution was found, apparently, in July 2006.

In any case, let us come back to our glaciers, sure of our thermometric certainties. A certain number of glaciers, particularly in Savoy, struggle to resist their bad luck, but for most of them the retreat is the only *chance*. After the slight 1965-1980 advance, Mer de Glace, Bossons and Argentière are free to retreat again, from 1985-1990 until their present minimum

massa" si rivela al solito uno strumento di misura più preciso e illuminante dei soli rilievi delle posizioni occupate dall'avanguardia frontale, *alias* lingua terminale, del ghiacciaio. Tali bilanci non lasciano alcun dubbio sul secolare, e al momento irrimediabile, arretramento glaciale. Come affermano giustamente i nostri autori, "i ghiacciai alpini ed extra-alpini obbediscono senza fiatare alla stessa evoluzione climatica". Riscaldamento uguale ritiro. Al più, i ghiacciai scandinavi, ben esposti alle precipitazioni atlantiche, mostrano velleità di "rigonfiamento"; ma questa controtendenza nordica sarà duratura? Anche in Nuova Zelanda, i ghiacciai vicini all'oceano, per effetto delle "ventose" precipitazioni di origine marittima, sembrano mantenersi "in piena forma". Ma in Alaska, l'arretramento dei "giganti" di ghiaccio locali è inquietante. Nei territori circumartici la disfatta glaciale si precisa meglio, toccando anche gli sfortunati orsi polari, profughi su frammenti di ghiaccio sempre più ridotti. In Patagonia, stessa solfa: le misure satellitari a questo proposito sono puramente formali. I ghiacciai dell'Asia centrale e dell'insieme himalaiano non sono messi meglio. Quelli del Pamir, perfettamente osservati, conoscono (dopo un piccolo massimo nel 1971) una capitolazione senza gloria, segnata da un violento ritiro nel 1999. In Nepal, problemi di informazione a parte, il segnale di caduta è abbastanza netto. Lo stesso si conferma anche sui ghiacciai indiani. In Tibet i casi di ghiacciai in forte ritiro si sono recentemente moltiplicati. I ghiacciai tropicali, nella loro totalità, sono minacciati. In pericolo le nevi e ghiacci del Ruwenzori, così come quelli del Kilimangiaro. Quanto ai ghiacciai di Papuasia e Nuova Guinea, sono « sotto perfusione» (*sic*). È necessaria una rapida osservazione prima del decesso. In molte regioni delle Ande centrali, il ritiro è preoccupante già dal 1980: gli anni 1978-80 sono la data perno attorno a cui prende avvio l'irrimediabile risalita dei ghiacciai verso le quote più alte.

I due glaciologi, pienamente qualificati e legati ai più grandi istituti di glaciologia francesi e sud-americani, evocano anche la riduzione dei ghiacci marini, in particolare dell'Artico, e il declino dell'in-nevamento, ad esempio nelle Prealpi francesi, a partire dagli anni Sessanta.

Infine, si prende coscienza dei segnali di crisi delle grandi calotte polari. In Groenlandia, il deficit di massa è piuttosto chiaro. Per l'Antartico invece (che cela le maggiori possibilità di catastrofe alla luce dell'enorme patrimonio glaciale che vi si conserva) la situazione resta dubbia, ma gli indici di deficit diventano sempre più netti nella parte occidentale, e più vulnerabile, di questa entità.

Alla fine del XXI secolo le sfumature regionali rimarranno comunque essenziali. Per le alte latitudini dell'emisfero Nord, si parla di possibili rialzi di 8 °C a

positions. As far as glaciers are concerned, the "mass balance" is as usual a more precise and illuminating measure than the simple observation of the positions occupied by the front, that is the final tongue, of the glacier. These balances undoubtedly show the century-old glacial retreat, irreparable for the moment. As the two authors rightly claim, "the Alpine and extra-Alpine glaciers obey, without saying a word, the same climatic evolution". Warming means retreat. At most, the Scandinavian glaciers, well exposed to the Atlantic precipitation, show fanciful ambitions of "swelling"; but will this Nordic opposite trend last? Also in New Zealand, the glaciers located near the ocean, due to the effect of the "windy" precipitation of maritime origin, seem to remain "in great form". In Alaska, however, the retreat of the ice "giants" is alarming. In the territories surrounding the Arctic the glacial defeat is far clearer, because it involves also the ill-fated Polar bears, which take refuge on more and more reduced fragments of ice. In Patagonia, the same story: on this point, the satellite measurements are purely formal. The Central Asian glaciers and the Himalayan system are not in a better condition. The Pamir Glaciers, perfectly observed, experience (after a small maximum in 1971) an ungloriuos capitulation, marked by a violent retreat in 1999. In Nepal, apart from information problems, the signal of the fall is clear enough. The same signal is confirmed also on Indian glaciers. In Tibet, the number of glaciers remarkably retreating has recently increased. Tropical glaciers, as a whole, are threatened. The Ruwenzori snow and ice are in danger, as well as the Kilimangiaro snow and ice. As for the glaciers of Papuasia and New Guinea, they are melting as well. A quick observation before death is necessary. In many regions of the Central Andes, the retreat has been alarming as long ago as 1980: the years 1978-80 would be the turning point, when the irretrievable new rise of the glaciers to the highest altitudes starts.

The two glaciologists, fully qualified and connected with the best French and South American institutes of glaciology, also evoke the reduction of sea ice, particularly in the Artic; besides, the decline of the snow conditions, for example in the French Prealps from the 1960s.

At last, they become aware of the signals of the crisis of the great polar icecaps. In Greenland, the mass deficit is rather clear. On the other hand, in the Antartic (which hides the highest possibilities of a catastrophe, because of its huge glacial patrimony) the situation is uncertain, although the deficit rates become more and more precise in the Western, and more vulnerable, part of this system.

By the end of the XXI century the regional variations will be essential, in any case. For the high latitudes of the Northern Hemisphere, a possible rise up

partire dal 1990! Ma la crescita sarebbe nettamente meno forte nell'Emisfero Sud e nell'Antartico. Quanto al livello dei mari, le stime medie prevedono un aumento di circa trenta se non quaranta centimetri per il XXI secolo, di cui venti provenienti dalla dilatazione dell'oceano a causa del semplice aumento termico; altri cinque centimetri dalla fusione dei ghiacciai di montagna e dalla fusione delle "piccole" calotte glaciali; due centimetri infine sarebbero da attribuire all'arretramento dei ghiacci groenlandesi. Da parte sua, il contributo dell'Antartico nel corso dei prossimi cento anni potrebbe risultare trascurabile. Cosa accadrà in questo caso del Bangladesh e del suo centinaio di milioni di persone che vive minacciato "ai piedi delle onde"? Claude Allègre non ha certamente torto nel voler mantenere il "sangue freddo". Egli fa riferimento al PCM e al POR (si veda sopra) durante i quali i regressi glaciali valevano quelli che sperimentiamo attualmente. Tuttavia, le prospettive per il prossimo secolo restano inquietanti. Soprattutto alla luce della continua e crescente emissione in atmosfera di CO2, metano ecc.: un fenomeno inesistente all'epoca di Giulio Cesare e di San Luigi, per quanto "ottimale" sia stato il clima nelle epoche di questi due personaggi.

Nel Gorgia di Platone è preso in considerazione l'equilibrio armonioso che deve stabilirsi attorno a noi, tra "il Cielo e Terra, gli dei e gli uomini". Un equilibrio oggi rotto. Da qualche tempo, pare, gli *Dei* se la siano data a gambe … Le loro prese di posizione sono sostituite alla meno peggio, da una ventina d'anni a questa parte, dalle profezie pessimiste dell'IPCC. Gli *Uomini*, per buona parte, brillano per imprevidenza e negligenza in quanto a conservazione dell'equilibrio planetario. Il *Cielo* è disturbato, annebbiato e riscaldato dai gas a effetto serra che dispensano ovunque gli esiti dei processi industriali o ad essi apparentati. La *Terra*, è eccessivamente sfruttata dagli agricoltori?

Il quartetto platonico Dio/Terra/Cielo/Uomini pare un po' disequilibrato. In queste condizioni, il compito degli storici di professione, anch'essi preoccupati per il futuro, è quello di prestare il loro contributo agli scienziati che, non frequentando gli archivi, "interrogano la storia". Hanno bisogno della nostra professione per esplorare un passato climato-meteorologico, vicino o lontano, inevitabilmente archivistico. Da storici, abbiamo il dovere di rispondere a questa domanda, imperiosa, interdisciplinare.

La cliosfera dovrà d'ora in poi preoccuparsi maggiormente della criosfera.

to 8 °C since 1990 is expected! But the increase should be far lower in the Southern Hemisphere and in the Antarctic. As for the sea level, the average estimates envisage an increase of about thirty or forty centimetres for the XXI century, out of which twenty originating from the expansion of the ocean because of the simple thermal increase; other five centimetres from the melting of mountain glaciers and the melting of the "small" icecaps; finally two centimetres would be due to the retreat of Greenlandic glaciers. Indeed, the contribute of the Antartic in the next hundred years could be negligible. In that case, what will happen of Bangladesh and of its hundred million people living in danger "at the foot of the waves"? Claude Allègre is certainly right, when he wants to keep a cool head. He refers to the MWP and to the Roman Period when the glacial retreats were similar to the events we experience nowadays. In any case, the perspectives for the next century remain alarming, especially in the light of the continuous and growing emission of CO2, methane, etc. in the atmosphere: this phenomenon did not exist in Julius Caesar's and Saint Louis' times, as far as the climate in the epoch of these two personalities was "optimum".

Plato's Gorgia takes into account the harmonious balance to be established around us, among "Sky and Earth, gods and men". This balance is now broken. For some time, it seems that *Gods* have run away… In the last twenty years, their positions have been replaced as best as possible by the pessimistic prophecies of the IPCC. *Men*, most of them, shine for incautiousness and negligence as far as the conservation of the balance of the Earth is concerned. *Sky* is disturbed, cloudy and warmed by greenhouse effect gases dispensing everywhere the results of the industrial processes or connected to them. Is *Earth* too much exploited by agriculture?

The Platonic quartet God/Earth/Sky/Men seems a little out of balance. In these conditions, the duty of the professional historians, worried about the future themselves, is to give their contribution to the scientists who do not consult the archives but "interrogate history". They need our work for their explorations of the climatic and meteorological past, either near or far, inevitably to be based on archive material. As historians, our duty is to answer this urgent and interdisciplinary question.

Henceforth, the cliosphere should take into greater consideration the cryosphere.

Note

(1) (nota del curatore). Il riferimento è ovviamente ai lavori dello stesso Emmanuel Le Roy Ladurie, e in particolare alla notissima *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammmarion, Paris, 1967. Nell'edizione italiana, *Tempo di festa, tempo di carestia. Storia del clima dall'anno mille*, Einaudi, Torino, 1982. In quella inglese, *Times of Feast, Times of Famine: A History of Climate since the Year 1000*, Georg Allen & Unwin Ltd, London, 1972.

(2) (nota del curatore). *Le voyage de Monsieur Perrichon*, commedia di Eugène Labiche e Edouard Martin, rappresentata per la prima volta a Parigi nel 1860.

Notes

(1) (editor's note). The reference is obviously to Emmanuel Le Roy Ladurie's own works, and in particular to the well-known *Histoire du climat depuis l'an mil*, Flammmarion, Paris, 1967. The Italian edition is *Tempo di festa, tempo di carestia. Storia del clima dall'anno mille*, Einaudi, Torino, 1982; the English edition is *Times of Feast, Times of Famine: A History of Climate since the Year 1000*, Georg Allen & Unwin Ltd, London, 1972.

(2) (editor's note). *Le voyage de Monsieur Perrichon*, a play by Eugène Labiche and Edouard Martin, first put on stage in 1860 in Paris.

Italian translation: Luca Bonardi
English translation: Nicoletta Brazzelli

Corresponding author address:
Emmanuel Le Roy Ladurie, Collège de France, 11, place Marcelin Berthelot ,75232 Paris Cedex 05, France.

Bernard FRANCOU [*]

Le fluttuazioni dei ghiacciai durante e dopo la Piccola Età Glaciale

Glacier fluctuations during and after the Little Ice Age

Riassunto

In questo lavoro l'autore intende formulare alcune riflessioni per meglio comprendere l'informazione climatica espressa dalle fluttuazioni glaciali avvenute nella Piccola Età Glaciale e nella successiva deglaciazione del XX secolo.

Abstract

In this work the author carries through some investigations to better understand climate information expressed by glacial fluctuations occurred in the Little Ice Age and in the subsequent de-glaciation of the 20th century.

Il punto di partenza: la Piccola Età Glaciale

Nell'Olocene (11.000 anni BP – attuale) le oscillazioni di temperatura, pur di modesta ampiezza rispetto alla media del XX secolo (meno di 2 °C), hanno prodotto significative fluttuazioni dei ghiacciai montani. La Piccola Età Glaciale (PEG, XIV – XX secolo) è uno dei periodi di maggior crescita del nostro interglaciale (Matthews et al., 2005). Essa ha condotto i ghiacciai, talvolta a più riprese nei sei secoli della sua durata, su posizioni nettamente più avanzate rispetto a quelle assunte alla fine del XX secolo. Nelle Alpi Svizzere si stima ad esempio che i ghiacciai occupassero durante la loro massima espansione una superficie del 40 % superiore a quella dell'anno 2000 (Paul et al., 2004). Più queste fluttuazioni all'interno della PEG risultano documentate, più si scopre che esse sono state vigorose e non hanno seguito uno schema monolitico, da una crescita a una decrescita finale. Nelle Alpi il grande Ghiacciaio di Aletsch, un apparato noto per la sua capacità di non evidenziare le piccole pulsazioni, ma di registrare quelle maggiori (della durata di numerosi decenni), ha prodotto tre grandi avanzate di uguale ampiezza: la prima attorno al 1350, le altre nei periodi 1580-1653 e 1820-1856 (Holzhauser, 1997). Tra queste grandi avanzate la sua fronte è arretrata da uno a due chilometri.

Anche in Norvegia le avanzate sembrano aver avuto inizio nel XIV secolo, ma le successive appaiono inferiori a quelle delle Alpi, con un secondo massimo

The starting point: the Little Ice Age

In Holocene (11,000 BP to present) the temperature oscillations, though of modest entities with respect to 20th century average (less than 2 °C), caused significant fluctuations in mountain glaciers. The Little Ice Age (LIA, 14th-20th century) is one of the major expansion periods that our interglacial has ever known (Matthews et al., 2005). It caused the glaciers to advance, sometimes in various episodes along its evolution, to definitely more advanced positions as compared to those reached at the end of 20th century. For instance, it is believed that the glaciers of the Swiss Alps have attained, in their maximum expansion, an area 40 % larger than the one of year 2000 (Paul et al., 2004). The more accurately such fluctuations within the Little Ice Age have been recorded, the more we realize that they have been substantial and have not followed a monolithic scheme with an initial expansion and a final shrinking. In the Alps, the Aletsch Glacier, known as having never undergone small fluctuations but major ones only (of several decennials duration), evidenced three great expansions of equivalent amplitude: the first around 1350, the others in 1580-1653 and 1820-1856 periods (Holzhauser, 1997). Within these great expansions its front has withdrawn one to two kilometers.

In Norway as well, the expansions apparently have started in the 14th century, but subsequent ones turned out to be smaller than those occurring in the Alps,

[*] IRD - Institut de Recherche pour le Développement, Paris, France.

molto marcato a metà del XVIII secolo, ossia con un secolo di anticipo rispetto alle grandi "crescite" alpine (Nesje e Dahl, 2003). I progressi del XIX secolo, 1815–1820 e 1850–1860, appaiono al contrario più attenuati, in quanto questi ghiacciai si orientano verso una riduzione nel XVIII secolo, cioè in piena PEG. Uno schema simile si osserva nelle Ande tropicali, in particolare in Bolivia, dove i principali incrementi si sviluppano fra la metà del XVII (il più intenso) e quella del XVIII secolo, con una successiva tendenza al ritiro per tutto il XIX secolo, appena interrotto nei suoi primi due decenni (Rabatel et al., 2005).

In America settentrionale grandi espansioni glaciali si sono avute nel XIV, alla fine del XVI, alla fine del XVII, alla fine del XVIII e nel corso del XIX secolo, soprattutto all'inizio e alla fine di quest'ultimo. La dispersione delle grandi avanzate glaciali in tempi diversi della PEG non contraddice quanto verificatosi sulle Alpi. Dai primi decenni del XIV secolo e sino al 1935 (Holzhauser, 1997) il Ghiacciaio dell'Aletsch è rimasto nettamente più esteso, e la sua fronte almeno 1,5 km più a valle, rispetto all'intervallo 1950–2000. È la dimensione che i ghiacciai hanno conservato nel tempo, piuttosto che la posizione più avanzata, che deve essere presa in considerazione per definire la durata della PEG. Da questo punto di vista, essa si è sviluppata dal 1300 circa fino al 1930.

Le prime ricostruzioni indirette delle temperature dell'ultimo millennio nell'emisfero Nord mostravano una curva declinante e regolare dopo il Periodo Caldo Medievale e fino al termine del XIX secolo, seguita da un aumento esponenziale e dalla curvatura degli anni post–1930 (il famoso *hockey-stick* degli anglosassoni); recenti analisi forniscono però una visione più contrastata (Moberg et al., 2005). Cali termici, infatti, si sono avuti a più riprese nell'emisfero Nord attorno al 1300, al 1450, in modo quasi continuo tra 1500 e 1720 (il più importante e lungo raffreddamento) e durante i due primi decenni del XIX secolo.

È tuttavia improprio porre in relazione sistematica crescite glaciali e minimi termici. Ad esempio, i ghiacciai alpini hanno raggiunto il loro massimo prima del periodo più freddo (1650–1715); allo stesso modo, quelli scandinavi hanno conosciuto il loro picco a metà '700, in un periodo di temperature elevate, simili in estate a quelle della seconda metà del '900.

Poiché i ghiacciai risentono sia delle precipitazioni invernali che delle temperature, e dato che a scala multidecennale queste ultime mostrano una distribuzione spaziale più omogenea, si può ritenere, *a priori,* che gli scostamenti osservati a livello mondiale tra avanzate e ritiri glaciali possano associarsi, rispettivamente, ad aumenti e a significativi minimi nelle precipitazioni. Secondo un recente studio (Vincent et al., 2005), le grandi avanzate alpine del 1820 ca. sono state favorite da un forte aumento delle precipitazioni invernali, mentre la riduzione quasi costante dei ghiacciai boli-

with a marked second peak in mid 18th century, leading by over one century the great Alpine expansions (Nesje and Dahl, 2003). The 19th century expansions (1815-1820, 1850-1860) are however more limited, influenced by the 18th century shrinkage, within the Little Ice Age. A similar scheme is observed in the Tropical Andes, particularly in Bolivia, where the main increments develop from mid 17th (the most intense) to mid 18th centuries, followed by a shrinking trend throughout the 19th century with the exception of the first twenty years (Rabatel et al., 2005).

In North America great glacial expansions have occurred in the 14th century, at the end of 16th and of 18th, and throughout 19th (with peaks at the start and at the end) centuries. The distribution of the great glacial expansions at different times within the Little Ice Age is not conflicting with what recorded in the Alps. Indeed, taking the period 1950-2000 as a reference, the Aletsch Glacier has maintained its extension from the 14th century first decades until 1935 (Holzhauser, 1997) and its forefront extended at least 1.5 Km into the valley. Thus the glacier extensions, rather than their forefront positions, should be considered to frame the Little Ice Age. In this frame its duration is from approximately 1300 to 1930.

The first indirect reconstruction of last millennium temperatures for the Northern Hemisphere showed a regular declining curve from the Medieval Warm Period till the end of the 19th century followed by an exponential increase and the stange bend of the post-'30s (the famous *hockey stick* of the British). A more recent reconstruction presents a more contrasted situation (Moberg et al., 2005). Several low temperature oscillations occurred in north hemisphere around 1300, 1450, more continuously from 1500 to 1720 (the longest and mostly marked) and in first two decades of 19th century.

One must not however systematically correlate glacier expansions with thermal minima. Indeed, Alpine glaciers have attained their maximum extensions in the period preceding the coldest 1650-1715 period; similarly, Scandinavian glaciers reached their peak extension in mid 18th century, in a high temperature situation similar to that of the 20th century second half.

Since glaciers are influenced by both winter precipitations and temperatures and since long term temperatures have a homogeneous spatial distribution, the deviations, on a world basis, between great expansions and great withdrawals may be associated with precipitation increments and decrements. According to a recent research by Vincent et al. (2005), the great Alpine expansions around 1820 were favored by plentiful winter precipitations, similarly the steady 19th century glacier withdrawal in Bolivian Andes were caused by scarce winter precipitations, as also indicated by other data: glacial carrots, lake sediments, den-

viani nell'Ottocento è da attribuirsi a un minimo di precipitazioni, indicato dalle carote glaciali, dai sedimenti lacustri e dai dati dendrocronologici.

Pertanto, prima di affrontare lo studio della deglaciazione contemporanea seguita alla PEG, tre importanti questioni meritano di essere segnalate:
1) Il periodo freddo che caratterizza la PEG comprende fluttuazioni glaciali importanti, evidenziate da studi recenti, e in molti casi provocate da significativi cambiamenti nelle precipitazioni.
2) Non deve stupire che a livello mondiale le massime avanzate risultino scalate nel tempo, tenendo anche conto dei tempi di risposta dei ghiacciai che variano in funzione delle loro dimensioni, della pendenza e di altre caratteristiche.
3) La successiva deglaciazione è avvenuta a partire da ghiacciai con dimensioni poco comuni in tutto l'Olocene. In effetti, in Svizzera e in Norvegia, per le quali sono note le dimensioni raggiunte dai ghiacciai negli ultimi 11.000 anni, le crescite paragonabili per ampiezza a quelle della PEG sono state poco frequenti rispetto a periodi di espansione simile o inferiore a quella del XX secolo.

drochronological data.

Hence, before studying the present deglaciation following the Little Ice Age, three important questions should be kept in mind:
1) The cold period characterizing the Little Ice Age has undergone appreciable fluctuations evidenced by recent studies, in most cases influenced by precipitation changes.
2) It should then come to no surprise that greatest expansions are shifted in time, also as a consequence of glacier reaction time depending on their size, their slope and other characteristics.
3) Latest deglaciation started when glaciers had reached uncommon size throughout Holocene. Indeed, in Switzerland and in Norway, whose glaciers sizes of last 11.000 years are known, glacial expansions comparable to those of Little Ice Age were uncommon as compared to the periods when glacier sizes were the same or less than those of 20th century.

Figura 1 - I ghiacciai del settore di Serkho Kkhota (Cordillera Real, Bolivia). Sono visibili le morene della PEG, le più esterne risalenti al periodo 1650-1760. Questi ghiacciai, situati a meno di 5600 m, conoscono attualmente perdite annue di 400-600 mm di equivalente in acqua (valore negativo del bilancio netto specifico). (B. Francou).

Figure 1 - The glaciers of the Serko Kkhota sector (Cordillera Real, Bolivia). Well visible are the LIA moraines, the outer ones dated 1650-1760. These glaciers, set below 5,600 m of altitude, are presently loosing between 400 and 600 mm/yr w.e. (B. Francou).

Figura 2 - Il Ghiacciaio Charquini Oeste (Cordillera Real). Ghiacciai come questo, posti sotto i 5300 m, sono prossimi all'estinzione. La morena esterna della PEG (sin.) è datata tramite lichenometria alla 2ª metà del Seicento. (B. Francou).

Figure 2 - West Charquini Glacier (Cordillera Real) Glaciers set below 5,300 m, such as the Charquini, are about to disappear. Lichenometric analyses have dated the LIA external moraine (left) to the second-half of the XVII cent. (B. Francou).

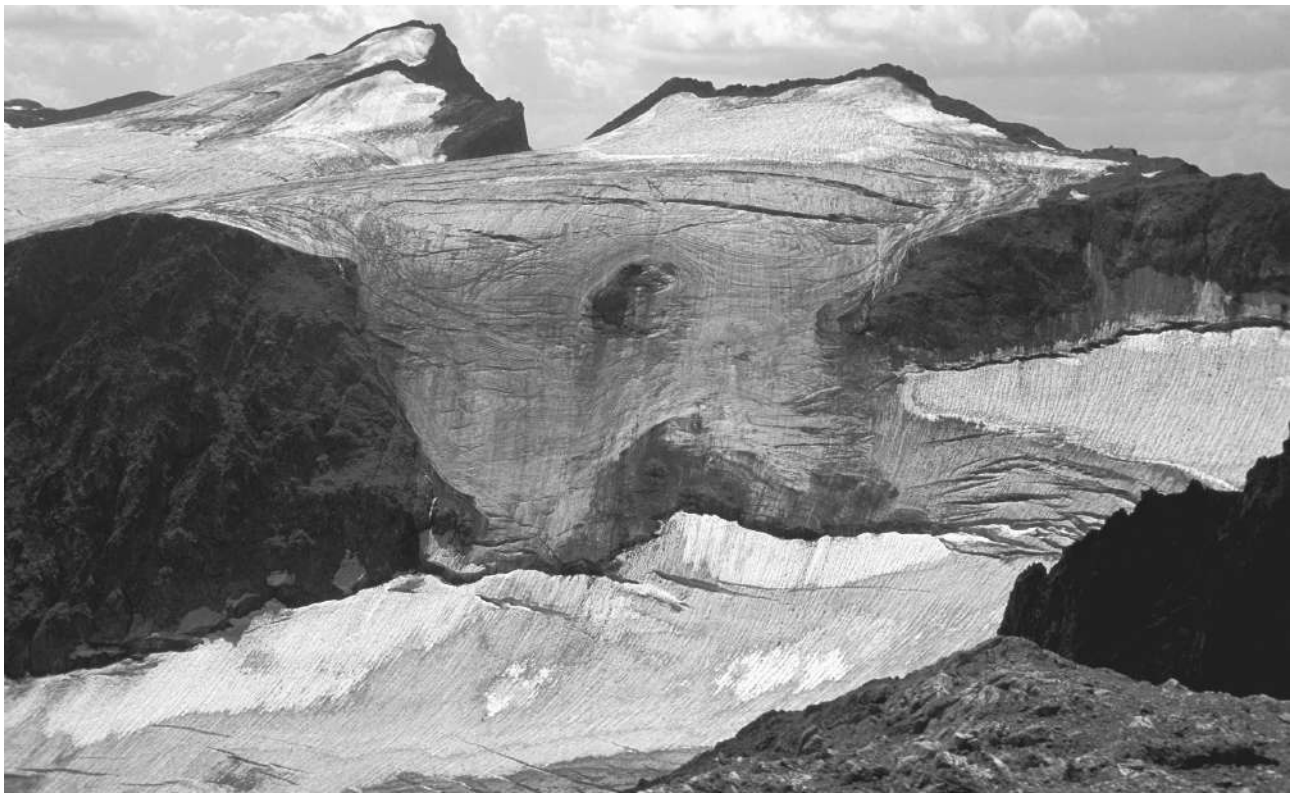


Figura 3 - I ghiacciai del Dôme du Monêtier e della Pointe des Arcas (Ecrins, Alpi francesi). Nella torrida estate 2003 i ghiacciai hanno subito un'ablazione fino a 3400 m e di 2-4 volte superiore a quella della media trentennale. (B. Francou).

Figure 3 - Dôme du Monêtier and Pointe des Arcas glaciers (Ecrins, French Alps). In the torrid 2003 summer, Alpine glaciers suffered an intense ablation up to 3,400 m, 2-4 times more than the average of the last 30 years. (B. Francou).

Le fluttuazioni dei ghiacciai nel XX secolo

Da quanto esposto, si evince come la fine della PEG non si sia realizzata ovunque con le stesse modalità. A seconda delle zone montuose essa si è manifestata come accelerazione di una tendenza al ritiro in corso già nel XIX secolo, o come un brutale cambiamento dopo una fase di crescita. Così, nelle Alpi, il ritiro, già decifrabile prima del 1850 in alcuni massicci, come quello del Monte Bianco, si estende alla maggior parte dei ghiacciai dopo il 1860-70. I ghiacciai di Bossons, Argentière e Mer de Glace si ritirano oltre i limiti di fluttuazione della PEG. Tuttavia, non per tutti gli apparati il ritiro è continuo. In Svizzera, i ghiacciai, quaranta dei quali misurati annualmente dopo il 1880, entrano in una nuova fase positiva a partire dal 1890. Per l'Aletsch il 1892 non rappresenta però che un piccolo sussulto, l'ultimo prima di un ininterrotto ritiro. Durante il XX secolo, una parte dei ghiacciai svizzeri, come l'Aletsch appunto, si contrae senza sosta, ma circa la metà manifesta avanzate nei periodi 1910-30 e 1960-90. Intervalli di forte ripiegamento dei ghiacciai alpini si osservano tra 1935 e 1955 e dopo il 1990; secondariamente tra 1900 e 1910.

In Norvegia, la fine del XIX secolo e i primi tre decenni del XX vedono ghiacciai stabili o in progresso; è solo dal 1935-40 che le effluenze delle calotte, come quelle dello Jostedalbreen, segnano un marcato ritiro. Una stabilizzazione si realizza negli anni '60, talora dopo, e molti ghiacciai, in particolare quelli delle regioni marittime, registrano spettacolari avanzate alla fine degli anni '80.

Il comportamento dei ghiacciai neozelandesi è simile a quello degli omologhi norvegesi: talvolta vicini ai massimi della PEG fino al 1930 ca., subiscono poi un declino negli anni '30–'40 e sino al 1976 quando la tendenza si inverte e si assiste a una crescita notevolissima durante la quale alcuni guadagnano circa il 40 % del terreno perso dopo la PEG.

In Nord America, Alaska compresa, pur se le informazioni precedenti al 1960 sono frammentarie, si realizza un massimo tardivo alla fine del XIX secolo; i ghiacciai mantengono volumi notevoli sino al 1920, prima del ritiro del 1930–50; tra il '55 e il '60 le perdite sono limitate. Contrariamente a quanto accade in Nuova Zelanda, Alpi e Scandinavia, si osserva qui un aumento talora drammatico del regresso a partire dal 1976 (Montagne Rocciose) e dopo il 1990 (Alaska).

Il 1976 è una data *clou* nella storia recente dei ghiacciai, con una decrescita che passa da ritmi deboli a moderati nell'Artico canadese o nel Tibet centrale, o più violenta in Tien Shan, Pamir e Ande tropicali.

Analoghe la vicenda dell'Africa tropicale: ritiro da debole a moderato prima del 1930, accelerato nei decenni '30 e '40, più attenuato negli anni '50–'70 e di nuovo intenso dopo il 1975. In certi casi, il ritiro non lascia respiro ai ghiacciai, come sulla sommità del Kibo, nel Kilimangiaro, ove la calotta glaciale si con-

Glacier fluctuations through 20th century

From the above it is evident that the end of the Little Ice Age did not occur everywhere with the same characteristics. Depending on the mountain districts it resulted either in an accelerated shrinking already in place in the 19th century or in an abrupt inversion following an expansion period. Thus in the Alps, the withdrawal already evident before 1850 in some mountain sites such as Mount Blanc, extended to the major part of glaciers after 1860-70. In this period, Bossons, Argentière and Mer de Glace glaciers withdraw beyond the fluctuation limits of Little Ice Age. Nevertheless, glaciers do not withdraw in a linear continuous fashion. In Switzerland, the glaciers, 40 of which have been measured every year starting 1880, enter again an expanding phase from 1890. In Aletsch Glacier this is just a small ripple leading a continuous withdrawal till present. Along 20th century, while part of Swiss glaciers shrink constantly, approximately one half expand in 1910-1930 period and again in 1960-1990. Marked shrinking periods are 1935-1955 and after 1990, and so, at a reduced rate, 1900-1910.

In Norway the end of 19th century and the first three decades of 20th are a stable, or somewhat expanding period, but starting 1935-1940 the cap drains, such as in Josteldalbreen, enter a marked withdrawal period. This slows down in the sixties or a little later and many glaciers, particularly in the maritime areas, show a spectacular progress around the end of the eighties.

New Zealand glaciers perform similarly as Norwegian ones: sometimes close to Little Ice Age limits until 1930, then declining in 1930-1940 till 1976. From this moment on the trend is definitely positive leading for some of them to a 40 % recover of the losses following the Little Ice Age.

In North America, including Alaska, a late maximum is recorded at 19th century end, even if data before 1960 are fragmentary, then the glaciers maintain high volumes till 1920, they withdraw in 1930-1950 and, at a slower rate, in 1955-1960. Differently from New Zealand, Alps and Scandinavia, dramatic losses are recorded in the years following 1976 (Rocky Mountains) and 1990 (Alaska).

1976 is a key date in the world glacier oscillations: the glaciers enter a withdrawal phase at a low or moderate rate, such as in Canadian Artic and Center Tibet, or at a dramatic rate, such as in Tien Shan, in Pamir or in Tropical Andes.

Similar features are found in Tropical Africa: low to moderate withdrawal before 1930, high rate in 1930-1940, lower rate in 1950-1970, again high rate after 1930-1940 to present time, such that their survival is threatened. There are instances where the withdrawal is threatening whole glaciers, such as those on Kibo and Kilimangiaro summits where the ice is on a constant recession since the '30s-'40s

trae costantemente dagli anni '30-'40 al punto che la sua sopravvivenza appare minacciata. Al termine di questo veloce giro del mondo, la deglaciazione del XX secolo può essere così sintetizzata:
1) La transizione dalla PEG verso la continua riduzione attuale si è realizzata con modalità differenti a seconda dei massicci montuosi: in alcuni le crescite di fine Ottocento si sono prolungate nei due-tre decenni seguenti, con volumi di ghiaccio in pieno XX secolo vicini a quelli della PEG; in altri, come nelle Alpi, i ghiacciai sono usciti dalla PEG nella seconda metà del XIX secolo e le loro fluttuazioni nel corso del XX sono avvenute con volumi di ghiaccio già ridotti.
2) Con poche eccezioni, la fase 1930-40 ha visto il declino della maggior parte dei ghiacciai del Pianeta, per lo meno di quelli già allora osservati, così come i periodi 1910–25 e 1955–75 sono stati testimoni di riprese frequenti, o almeno di perdite limitate.
3) Gli ultimi decenni del XX secolo (1970-2000), meglio documentati, segnalano perdite accentuate, in tempi differenti a seconda delle regioni e dei ghiacciai: a partire dal 1976 per Pacifico, Tropici e Asia Centrale, dopo il 1990 per Alpi ed Alaska.
4) Il recupero di molti ghiacciai neozelandesi dopo il 1976 e di quelli della Norvegia meridionale dopo il 1989 diventa quindi un fatto eccezionale.

This rapid roundup can be summarized as follows:
1) The transition from the Little Ice Age to the present steady withdrawal occurred in different modes depending on the mountain area: in some cases, the glacial gains developed at the end of 19th century extended into the following two or three decades, preserving in the 20th century the ice volumes close to the Little Ice Age. In other sites such as in the Alps, the glaciers quit the Little Ice Age in full 19th century and their 20th century fluctuations occurred with already reduced ice volumes.
2) Except a few cases, in 1930-1940 period most part of the glaciers withdrew all over the world, at least as far as available data show in a substantial observation series; some upturns have been recorded in 1910-1925 and 1955-1975 periods.
3) The last 20th century decades (1970-2000), the best documented, have exhibited increased losses at different times depending on the different regions: from 1976 in Pacific, Tropics, Center Asia; from 1990 in the Alps and Alaska.
4) Some occasional recovering in most New Zealand Alps after 1976 and in South Norway after 1989.

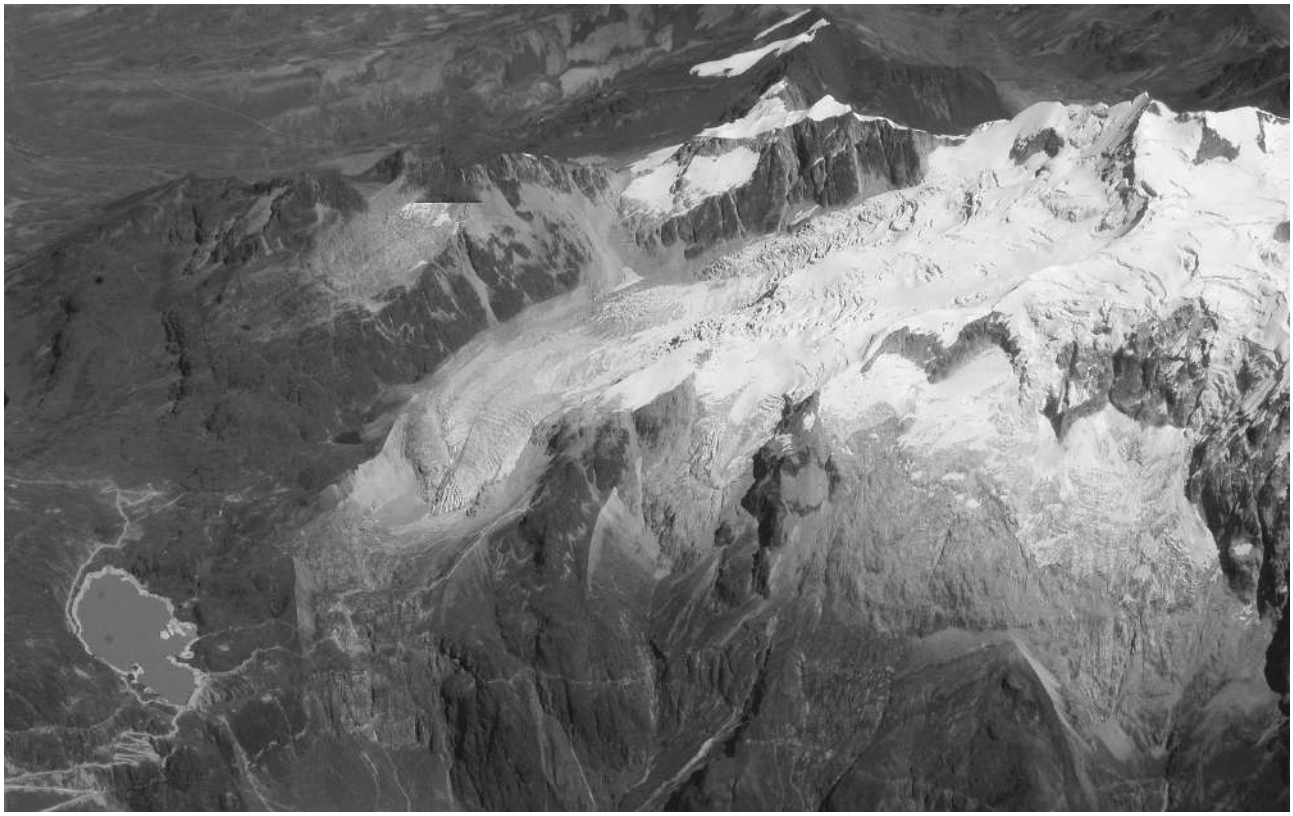


Figura 4 - Il Ghiacciaio di Zongo (Cordillera Real) nel luglio 2006. È il ghiacciaio meglio studiato delle Ande centrali. Dal 1991, grazie all'IRD e ai suoi partner boliviani, vi si realizzano bilancio di massa, bilancio idrologico e bilancio energetico. Situato tra 6000 e 4900 m, nell'ultimo quindicennio ha perduto in media circa 500 mm di acqua all'anno. (B. Francou).

Figure 4 - The Zongo Glacier (Cordillera Real) in July 2006. This is the best studied glacier in the Central Andes. Thanks to IRD and its Bolivian partners, net mass balances, hydrologic accounts and energy balances are regularly carried out. This glacier, set between 6,000 and 4,900 m, has lost an average of 500 mm/yr w.e. for the last 15 years. (B. Francou).

Figura 5 - Misure di bilancio energetico sul Ghiacciaio di Zongo (Bolivia) per mezzo di una stazione automatica mobile d'altitudine. I dati raccolti sono comparati con quelli di una stazione fissa, che presenta sensori a diverse altezze dal suolo, situata alla stessa altitudine sulla morena laterale. (B. Francou).

Figure 5 - Energy balance measures on the Zongo Glacier (Bolivia) with an automated, mobile, high-altitude station. Data are compared with those gathered by a fixed station set at the same altitude on the lateral moraine and using a string of sensors placed at different heights. (B. Francou).

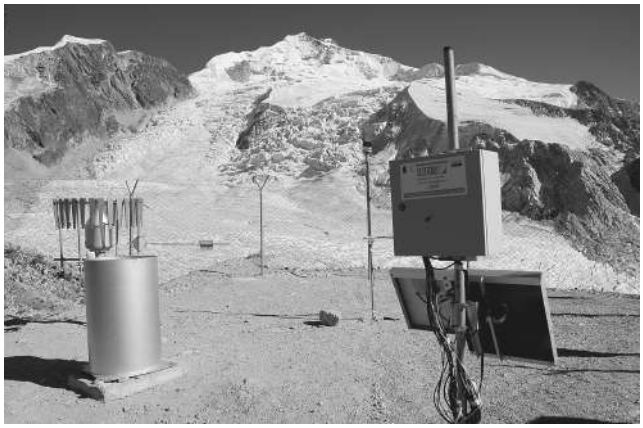


Figura 6 (a sinistra) - Misurazione degli accumuli a 5600 m sul Ghiacciaio 15 dell'Antizana (0°28'S). Questo ghiacciaio, studiato dal '95 dall'IRD e dai partner ecuadoriani, è l'unico apparato equatoriale oggetto di osservazioni (bilancio di massa, bilancio idrologico, bilancio energetico). Perde in media quasi 600 mm d'acqua all'anno. (B. Francou).
Figura 7 (destra) - Stazione meteorologica sulla morena laterale dx del Ghiacciaio di Zongo (Bolivia); posta a 5050 m, fornisce dati sul bilancio energetico e sulle precipitazioni. Si tratta di una stazione standardizzata presente su diversi ghiacciai della rete GLACIOCLIM (Francia): Ande tropicali (Bolivia, Equador), Alpi francesi e Terra di Adélie (Antartico). (B. Francou).

Figure 6 (left) - Antizana's Glacier n° 15 (Ecuador, 0°28 S): snowfall measurements at 5,600 m a.s.l. This glacier is the only equatorial unit studied by IRD and its Bolivian partners by means of net mass balance, hydrological account and energy balance. On average, the glacier has been losing almost 600 mm/yr w:e. (B. Francou).
Figure 7 (right) - Meteo station installed on the right lateral moraine of the Zongo Glacier (Bolivia). The station, at 5,050 m a.s.l., provides energy balance and solid/liquid precipitation data. Such stations are replicated at several glaciers of the GLACIOCLIM network (France): tropical Andes (Bolivia, Ecuador), French Alps, and Adelie Land (Antartica). (B. Francou).

Variazioni glaciali: quale informazione climatica?
Non è nei propositi di questa breve sintesi esaminare le cause di queste variazioni. Al contrario, i problemi che esse pongono permettono di orientare la riflessione e le analisi sulle loro origini, qui riassunte.

1) *Le fluttuazioni glaciali forniscono solo una parte delle informazioni derivanti dalla variabilità climatica*
È dimostrato che le avanzate e i ritiri di un ghiacciaio sono una risposta dinamica del ghiaccio a modificazioni durature del bilancio di massa [(1)]. Se l'accu-mulo prevale per alcuni anni sull'ablazione il ghiacciaio trasferisce l'eccesso di massa secondo tempi di risposta e con modalità tipiche di ciascun apparato e dipendenti da fattori diversi (topografia del letto roccioso, pendenza, copertura morenica, quantità di acqua al contatto ghiaccio–roccia). Non stupisce quindi che ghiacciai vicini mostrino oscillazioni frontali sfasate. Alcuni reagiscono ai cambiamenti di bilancio in meno di un decennio, altri annullano le brevi oscillazioni del clima e manifestano solo le tendenze secolari. Il bilancio di massa è il dato che meglio rispecchia in tempo reale gli effetti degli sbalzi del clima, mentre le fluttuazioni delle fronti sono annullate nel tempo e non sono significative di una tendenza con scala superiore al decennio, una volta integrato il trend medio di bilancio. Gli esempi di "risposte annullate" abbondano: le più note sono quelle dei ghiacciai della valle di Chamonix, studiate dal LGGE [(2)]. Quelle dei ghiacciai di Bossons, Argentière e Mer de Glace raggiungono i 15 anni, mentre i ghiacciai più vasti, come l'Aletsch o il Gorner distribuiscono queste variazioni su tempi più lunghi. Cosa controlla i bilanci di massa?

2) *La risposta dei ghiacciai alle variazioni climatiche è complessa e mette in gioco numerose variabili.*
L'accumulo netto è la somma delle precipitazioni solide ricevute dal ghiacciaio e dell'ablazione. È responsabile di un bilancio positivo nella parte alta del ghiacciaio, ove la neve si conserva tutto l'anno. In basso domina l'ablazione, esercitata a spese degli accumuli *in situ* e della massa di ghiaccio che scende per scorrimento. L'intensità dell'ablazione è collegata alla temperatura estiva, ma quest'ultima integra i flussi scambiati in modo complesso tra atmosfera e superficie glaciale: flussi radiativi di differente lunghezza d'onda, flussi legati alla turbolenza dell'atmosfera e ai cambiamenti di fase dell'acqua (fase gassosa/fase solida), scambi legati alla conduzione del ghiaccio. La temperatura interviene direttamente sulle precipitazioni (liquide/solide), cosa che amplifica la sua importanza per effetto dell'albedo (potere riflettente della superficie glaciale): più le precipitazioni solide coprono la superficie con un manto bianco, meno essa assorbe energia dall'irraggiamento e minore è la fusione. Temperatura e precipitazioni (quantità, periodo) agiscono quindi in modo combinato sull'ablazione.

Glacial fluctuations: which climate information?
The analysis of these fluctuations is outside the scope of this short study. Their consequences however allow to investigate on their origins, some aspects of which are summarized in the following.

1) *Glacial fluctuations supply but part of the information on climate variability*
It has been shown that glacial expansions and withdrawals are a dynamic ice reaction to a long term modification of mass balance [(1)]. If accumulation prevails over ablation for some years (positive mass balance), a glacier reacts to this mass excess in times and modes characteristic of each single glacier, depending on different factors such as rocky bed configuration, its average slope, moraine surface cover, liquid water quantity at the ice-rock contact. It is then quite possible that glaciers close to one another exhibit front oscillations displaced in time. Some glaciers react to a mass balance change within a decade, others smooth out short climate oscillations and show secular trends only. Mass balance is the parameter that best reflects in real time the consequences of climate changes, while front fluctuations are not significant on a scale higher than a decade. There are plenty of examples of fluctuations smoothed out in time, such as the glaciers in Chamonix valley studied by LGGE [(2)], Bossons, Argentière, Mer de Glace extending through a fifteen year period, while larger glaciers such as Aletsch and Gorner, average out these variations over a much longer period. What controls mass balances?

2) *Glacier reactions to climate variations are complex depending on many parameters.*
The net balance is the algebraic sum of solid precipitations on the glacier through the whole year, particularly winter, and the summer ablation. It results in a positive mass balance in the upper part of the glacier, where the snow can survive as such all year. In the lower part ablation predominates, acting upon the ice mass sliding down from the upper part. Its consistence is strictly related to the summer air temperature, which in turn is the result of the flux intensity between atmosphere and the glacier surface: radiation at different wavelengths, atmospheric turbulence, physical states of water (solid, liquid, vapor), ice heat conduction.

Temperature has a direct role in the precipitations phase (liquid or solid), its importance being magnified by albedo effect, i.e. the reflecting ratio of the ice surface: the more the solid precipitations cover the ice surface with a reflecting white layer, the less the radiating energy is absorbed. In this way the glacier avoids a too rapid fusion. Thus temperature and precipitations combined act upon ablation.

3) *La variabilità climatica è complessa e bisogna distinguere ciò che appartiene al globale da ciò che attiene al regionale.*
Soffermandoci sulla variabilità climatica regionale, è necessario analizzare le variazioni congiunte delle precipitazioni e delle temperature. Stabilire intanto se sono più importanti per i ghiacciai le precipitazioni invernali o quelle estive. Alle latitudini alte e medie, le precipitazioni invernali giocano un ruolo fondamentale, non solo perché apportano massa al ghiacciaio, ma anche perché assicurano (oppure no) il mantenimento, in primavera e a inizio estate, del nevato, che possiede un'albedo più elevata di quella del ghiaccio e che ne ritarda la fusione. In estate l'ablazione è influenzata dagli apporti radiativi e dalla temperatura atmosferica; per la conservazione dei ghiacciai servono estati con nevicate a bassa quota.

Ai tropici, dove l'intensità dell'irraggiamento è forte tutto l'anno (e ancor più in estate, quando i raggi solari colpiscono verticalmente il ghiacciaio), la presenza del manto nevoso durante l'estate, periodo di forti precipitazioni, è cruciale per il bilancio di massa.

In area extratropicale, in particolare nei settori oceanici, sono le abbondanti precipitazioni invernali che rendono positivi i bilanci di massa, come nel caso dei ghiacciai scandinavi. A esse si ascrivono le spettacolari avanzate degli anni '90. Tale aumento delle precipitazioni invernali non è stato osservato nelle Alpi, a manifestare una significativa diversità fra i ghiacciai del Nord e del Sud Europa, i primi in crescita, i secondi in ritiro. Questa anomalia a scala continentale è attribuita a una fluttuazione della NAO (Nord Atlantic Oscillation) [3]. All'aumento delle precipitazioni, e secondariamente a basse temperature estive, si deve la ripresa dei ghiacciai neozelandesi dopo il 1976, ben più rilevante che in Norvegia.

Al contrario, il decremento cronico dei ghiacciai delle Ande Centrali (Equador, Bolivia, Perù), a partire dallo stesso anno, si spiega con precipitazioni estive deficitarie e un limite più elevato delle nevicate a causa di frequenti anomalie termiche positive. Una modalità climatica oscillatoria nel Pacifico è ugualmente responsabile delle evoluzioni opposte descritte in Nuova Zelanda e nelle Ande Centrali: è il fenomeno de El Niño. Esso contribuisce ad attivare le depressioni del fronte polare nel Pacifico meridionale, indebolisce il monsone proveniente dall'Atlantico e mantiene temperature anormalmente elevate in tutta la cintura tropicale. Queste modalità regionali, risultato di scambi complessi fra atmosfera e oceano, si traducono in discordanze nell'evoluzione dei ghiacciai. Tuttavia, il globale non è cancellato. Negli ultimi trent'anni l'ablazione estiva è aumentata su tutti i ghiacciai (eccetto le calotte polari) a ritmi di quasi 30 mm/anno. Questo aumento si osserva sia sui ghiacciai in ritiro sia su quelli a recente bilancio positivo del versante atlantico norvegese. Pur in presenza di ghiacciai in avanzata (sempre meno numerosi), l'aumento generale dell'ablazione è indiscutibile e rispecchia il riscaldamento del Pianeta.

3) *Climate variability is complex and global factors should be distinguished from regional ones.*
Turning to regional climate variability, precipitations and temperature variations should be jointly considered, clarifying at first which is the predominant factor: winter or summer precipitations. At high and medium latitudes winter precipitations play a fundamental role, as not only they add mass to the glacier, but they may contribute to maintain through springtime and initial summer the snow mass, whose higher albedo delays ice fusion. In summertime ablation is influenced by radiation and air temperature, hence for glacier preservation "bad" summers, with snowfalls at low altitudes, are required.

At tropics latitudes, where radiation intensity is high all year round, but highest in summertime when sunrays hit the glacier vertically, the presence or the absence of snow layer in summertime, the period of the most frequent precipitations, is crucial to the overall mass balance.

In extratropical regions, particularly in oceanic sectors like Scandinavia, it has been proofed that plentiful winter precipitations result in positive mass balances, which made possible the spectacular advances of the 90's. In the same period an equivalent increase in winter precipitations was not recorded in the Alps, which stands for a definite difference between North and South Europe glaciers, the former expanding, the latter withdrawing. This continental anomaly is to be assigned to a fluctuation of the North Atlantic Oscillation (NAO) [3]. In the same way the even more spectacular expansion after 1976 of New Zealand glaciers is due primarily to increased precipitations in all seasons, and secondarily to low summer temperatures.

At the opposite, the now chronic losses of the Center Andes glaciers (Ecuador, Bolivia, Peru) after 1976 are due to the opposite reasons: scarce summer precipitations, higher freezing level on a positive temperature anomaly. An oscillatory climate mode in Pacific is also responsible for the above described evolutions in New Zealand and Central Andes: El Niño. In South Pacific it contributes to the polar front depression, to the weakening of Amazon monsoons from the Atlantic and to maintaining abnormally high temperatures in the whole tropical belt. This regional mode, resulting from a complex exchange between atmosphere and ocean, causes numerous conflicts in the pluri-decennial glaciers evolution. Nevertheless the overall trend is not preempted: in the last thirty years summer ablation is increased in all glaciers worldwide (except in the polar caps) by a 30 mm/year rate. This increase is clearly observed both in withdrawing glaciers and in Norwegian Atlantic glaciers with recently positive mass balance. In the same way, if random expanding glaciers can be found (fewer and fewer each year), the general ablation increase is unquestionable, reflecting the overall heating of our planet.

4) *La prosecuzione del riscaldamento nel futuro, ai ritmi previsti dai modelli di circolazione generale, metterà in pericolo moltissimi ghiacciai di montagna nel mondo.*

Il clima è variato naturalmente fino alla metà del XIX sec. e forse fino agli anni '30 del XX. Tra i fattori responsabili delle oscillazioni naturali (senza che se ne conosca l'esatto contributo individuale): i mutamenti della radiazione solare, che si manifesta, fra l'altro, con una variazione del numero di macchie solari; gli aerosol di composti di zolfo immessi nell'alta atmosfera dalle eruzioni vulcaniche; fattori di variabilità interna del sistema climatico (El Niño, circolazione profonda oceanica, calotte polari ecc.) che possono avere una funzione amplificatrice.

Grazie fra l'altro alla documentazione raccolta dall'IPCC (IPCC, 2007), è dimostrato che i gas serra rilasciati dalle attività umane dalla prima rivoluzione industriale sono divenuti così abbondanti da indurre modificazioni del clima. Il loro impatto sul clima degli ultimi trent'anni è indubbio, mentre resta ipotetico per il periodo precedente agli anni '30. Introdotti in modelli che simulano la risposta del sistema "atmosfera-oceani-continenti", i gas-serra dimostrano di poter modificare in modo decisivo il clima. Come reagiranno i ghiacciai a aumenti di 1,5, 3,5 o 6 °C? Come si comporteranno con precipitazioni variabili, in alcune zone in aumento, altrove in diminuzione?

I glaciologi si sono esercitati in simulazioni a partire da uno scenario conservatore, ossia mantenendo per il futuro le condizioni esistenti da una trentina di anni a questa parte, per poi passare a uno scenario di crescita delle temperature considerando le variazioni previste. Cosa si ottiene?

Quando le masse di ghiaccio sono residuali significa che l'ELA [4] è posta a quote superiori a quella del ghiacciaio (cioè è assente dalla sua superficie): questo è condannato alla scomparsa in tempi che sono in funzione dello spessore massimo del ghiaccio e della media dei deficit annuali che sopporta. Il Ghiacciaio di Chacaltaya (studiato dal IRD) in Bolivia, e che per le sue dimensioni modeste è rappresentativo di numerosi ghiacciai tropicali [5], si trova in questo stadio (Francou et al, 2003) (figg. 1 e 2). Quando invece il ghiacciaio conserva una certa dimensione, con una zona di accumulo estesa, la risalita dell'ELA lo costringe ad adattarsi alle nuove condizioni climatiche. Se il clima non evolve ulteriormente, il ghiacciaio troverà un nuovo equilibrio grazie alla riduzione di area. Nel caso in cui l'innalzamento dell'ELA si prolunghi senza sosta, il ghiacciaio, "condannato" a inseguire un irraggiungibile equilibrio, si estingue. Simulazioni con modelli numerici mostrano che l'agonia può durare decenni e che l'evoluzione dipende anche dall'assetto della superficie glaciale oltre che dal clima regionale. Così, i bacini con grandi superfici poste ad alte quote conserveranno a lungo le loro zone di accumulo che continue-

4) *Prosecution of the planet warm up according to the general circulation models endangers the survival of mountain glaciers worldwide.*

Climate has evolved in a natural way until mid 19th century and to some extent through the first thirty years of the 20th. Among possible causes of natural oscillations are the solar radiation changes - an evidence of which could be the fluctuations in the number of solar spots -, sulfur aerosol ejected by volcanic explosive eruptions, possibly amplified by factors originated by internal climate variations (El Niño, deep ocean circulation, polar caps, etc.).

The bulky documentation produced by IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), has demonstrated that greenhouse gas emitted by man activity since the first industry revolution is so much over impending as to cause climate change. Its impact in the last 30 years, possibly even before, is out of question. The models simulating the global system - atmosphere, oceans, continents - show that greenhouse gas has definitely changed the climate starting from 21st century. How will glaciers react to a 1.5 - 3.5 - 6 °C increase in the present century? How will they behave on variable precipitations, somewhere increasing, somewhere else diminishing? Some simple replies are needed.

Glaciologists have developed simulations to describe possible climate scenarios: a conservative scenario that maintains the same conditions of last 30 years, another with increasing temperatures. Which is the result?

If glacier mass is residual (i.e. the equilibrium line altitude [4] is at higher level with respect to the glacier), the latter is bound to disappear in a time depending on the maximum ice thickness and on annual mass deficit. Chacaltaya glacier in Bolivia (studied by IRD), a valid example for many small tropical glaciers [5], is in this situation (Francou et al, 2003) (figs. 1 and 2). If on the contrary the size is large enough with an extended accumulation area, its equilibrium line forces it to adjust to the new conditions. If climate changes are limited a new equilibrium is found with a reduced size. If however the equilibrium line continues to rise, a new equilibrium cannot be reached and the glacier is bound to disappear. Numerical simulations show hat such agonizing state may last may last tens of years, depending not only on regional climate, but on surface conditions as well.

Large high altitude glaciers will keep for long their accumulation basins, while caps with steep borders and large slightly convex tops will be influenced by equilibrium line rise and larger and larger surface subject to ablation.

For all the above, simulation models must not only include mass balance evolution, but also the way the ice slides down. Therefore one cannot simply say that

ranno a inviare flussi di ghiaccio verso il basso; al contrario, le calotte con bordi ripidi e ampie sommità lievemente convesse saranno più sensibili alla risalita dell'ELA, con superfici sempre maggiori guadagnate dalla zona di ablazione.
Ciò mostra come le simulazioni devono tener conto non solo dell'evoluzione del bilancio di massa, ma anche delle modalità con le quali il ghiaccio fluisce. Pertanto affermare che un massiccio perderà una determinata percentuale dei suoi ghiacciai se la temperatura salirà di una determinata frazione di grado, è un esercizio semplicistico e poco credibile dove non corredato da questo genere di considerazioni.

a given fraction of glacier masses will be lost on a given temperature rise: all this must be complemented by the above considerations.

Figura 8 - Carotaggio "al bedrock" su una delle cime del Chimborazo a 6240 m (Equador). Il programma "Great Ice" dell'IRD effettua carotaggi, in cooperazione o meno con altre istituzioni, lungo le Ande, ad alta quota, per l'estrazione di ghiaccio freddo. (B. Francou).

Figure 8 - Drilling "down-to-bedrock" on one of Chimborazo's peaks (6,240 m, Ecuador). IRD's Great Ice program is aimed at extracting "cold-ice" cores from the highest points of the Andes, often in cooperation with other institutions. (B. Francou).

Figura 9 - Massiccio dell'Antizana, in Equador (5752 m s.l.m., 0°28'S). Su questo vulcano attivo, due apparati sono osservati dall'IRD e dai partner ecuadoriani, i Ghiacciai 15 e 12. Le acque di fusione di questi ghiacciai alimentano la città di Quito, tramite il loro trasferimento dal versante amazzonico a quello del Pacifico. (B. Francou).

Figure 9 - Antizana Massif (5,752 m a.s.l., 0°28'S, Ecuador). Two glaciers (n° 15 and n° 12) of this active volcano are being monitored by IRD and its local partners. Meltwaters from these glaciers supply the city of Quito, once transferred from the Amazonian slope to the Pacific one. (B. Francou).

Note

(1) Il bilancio di massa della superficie di un ghiacciaio è la somma algebrica dell'accumulo dato dalle precipitazioni solide e dell'ablazione, cioè delle perdite derivanti dalla fusione e dall'evaporazione (sublimazione) del ghiaccio.

(2) Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (CNRS).

(3) È possibile che "l'effetto NAO" abbia svolto un ruolo nel determinare "picchi glaciali" durante la PEG, in Scandinavia e nelle Alpi, sfasati di circa un secolo.

(4) La linea di equilibrio unisce i punti ove l'accumulo è annullato dall'ablazione nel corso dell'anno. Se il bilancio di massa è in equilibrio, questa linea si mantiene fra il 50 % ed il 70 % circa della superficie del ghiacciaio nella zona di accumulo. Un bilancio negativo tende a ridurre la zona di accumulo, che può scomparire allorquando tutto il ghiacciaio è, in media, in regime di ablazione.

(5) (nota del curatore). A tal proposito si veda in questo volume il contributo di Mendoza Rodriguez sui ghiacciai della Cordillera Real boliviana.

Notes

(1) The mass balance of a glacier surface is the algebraic sum of the accumulation from solid precipitations on the glacier and the summer ablation, the losses from ice fusion and evaporation, or sublimation.

(2) Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (CNRS).

(3) NAO effects may have played a role in delaying by almost one century the so called "glacial peaks" of Scandinavian and Alpine glaciers in the Little Ice Age.

(4) The equilibrium line of a glacier is the line joining the spots where accumulation and ablation have compensated each other in the course of the year. If mass balance adds up to zero, this line rests between 50 % and 70 % of the glacier surface in the accumulation zone. A more and more negative balance reduces the accumulation zone, that may disappear when the whole glacier is in ablation regime.

(5) (editor's note). To this effect, please refer to the work of Mendoza Rodriguez on the glaciers of Cordillera Real, Bolivia.

Italian translation: Guido Catasta
English translation: Francesco Serracchioli

Corresponding author address:
Bernard Francou, Directeur de Recherche à l'Unité de Recherche « Great Ice », Institut de Recherche pour le Développement, IRD, AP 17 12 857, Quito, Ecuador. E.mail: bernard.francou@ird.fr

Bibliografia / References

Francou B., Vuille M., Favier V. and Cáceres B. (2004) - *New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'*. Journal of Geophysical Research, 109

Francou B., Vuille M., Wagnon P., Mendoza J. and Sicart J.E. (2003) - *Tropical climate change recorded by a glacier of the central Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S*. Journal of Geophysical Research, 108

Holzhauser H. (1997) – *Fluctuations of the Grosser Aletsch glacier and the Gorner glacier during the last 3200 years: new results*. In Frenzel B. (ed.), Glacier fluctuations during the Holocene. Paläoklimaforschung/Paleoclimate Research, 24.

IPCC (2007) - *Climate Change 2007: The Physical Sciezнce Basis. Summary for Policymakers.*

IPCC (2007) - *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 10th Session of Working Group I of the IPCC, Paris, February 2007. WMO-UNEP, http://www.ipcc.ch.

Matthews J.A. and Briffa K.R. (2005) - *The "Little Ice Age": re-evaluation of an evolving concept*. Geografiska Annaler, 87A.

Nesje A. and Dahl S. (2003) - *The "Little Ice Age" – only temperature?* The Holocene, 13.

Paul F., Kääb A., Kellenberger T. and Haeberli W. (2004) - *Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*. Geophysical Research Letters, 31.

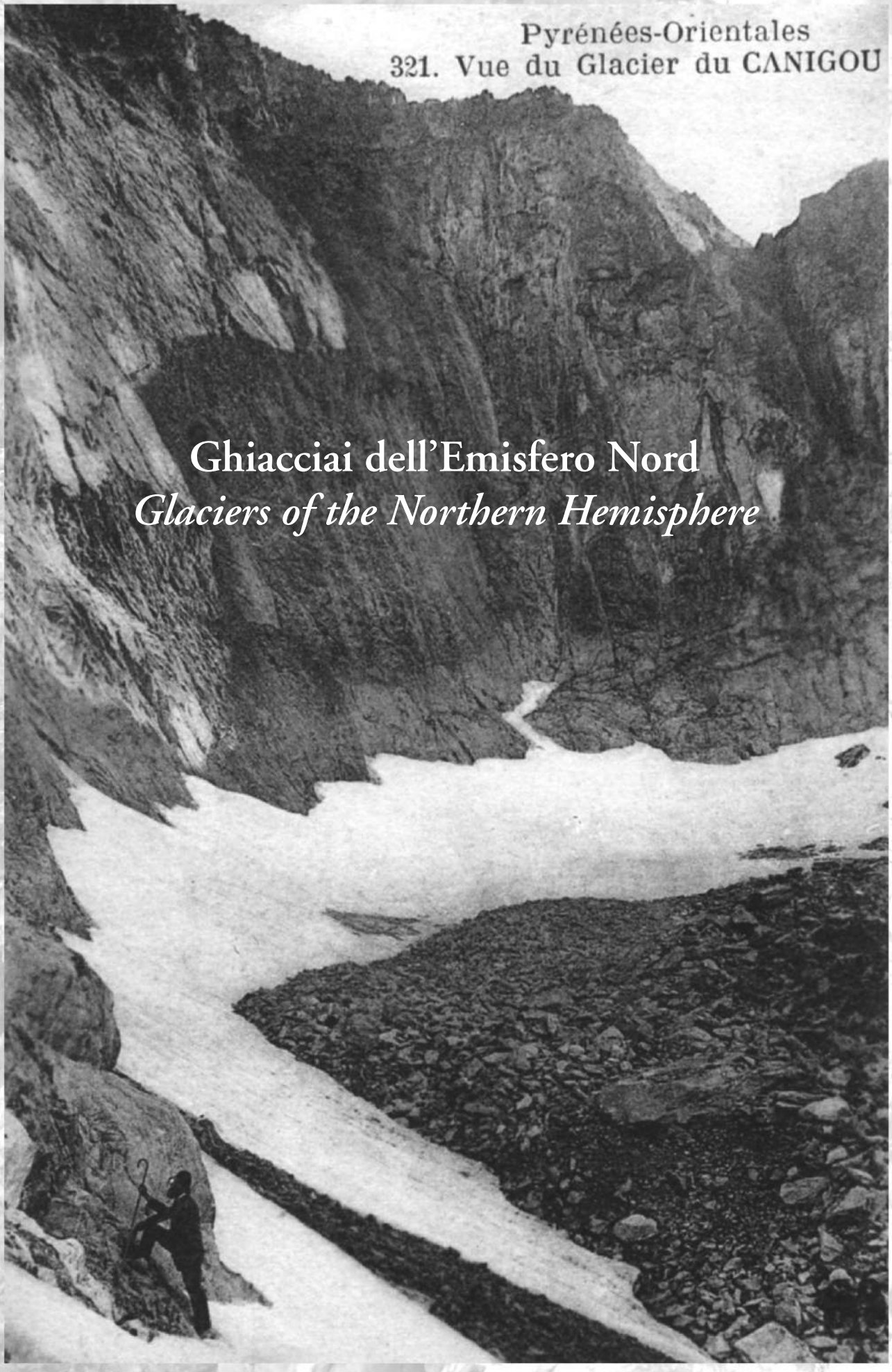
Rabatel A., Jomelli V., Naveau P., Francou B. and Grancher D. (2005) - *Datings the Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes : Charquini glaciers, Bolivia, 16°S*. C.R.Geosciences, 337.

Six D., Reynaud L. and Letreguilly A. (2001) - *Bilans de masse des glaciers alpines et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord*. C.R. Acad. des Sci., Sciences de la Terre et des planètes, 333.

Vincent C., Kappenberger G., Valla F., Bauder A., Funk M. and Le Meur, E. (2004) - *Ice ablation evidence of climate change in the Alps over the 20th*. Journal of Geophysical Research, 109.

Vincent C., Le Meur E., Six D. and Funk M. (2005) - *Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps*. Geophysical Research Letters, 32.

This text has been largely based on: Francou B. and Vincent C. (2007) - *Les glaciers a l'épreuve du climat*. IRD Editions - Editions Belin, Paris.



Ghiacciai dell'Emisfero Nord
Glaciers of the Northern Hemisphere

(anonymous, 1910s)

Michael DEMUTH [(*)], Veronique PINARD [(*)], Alain PIETRONIRO [(**)], Brian LUCKMAN [(°)], Chris HOPKINSON [(°°)], Pablo DORNES [(^)] and Laura COMEAU [(^)]

Variazioni recenti e secolari delle risorse glaciali nelle Montagne Rocciose canadesi: il sistema del Fiume Nelson

Recent and past-century variations in the glacier resources of the Canadian Rocky Mountains: Nelson River system

Riassunto

Verso la metà del XX secolo, le catene "Park Range" e "Front Range" delle Montagne Rocciose Canadesi contenevano circa 1500 ghiacciai; le acque di ablazione di questi ghiacciai defluiscono nel sistema idrografico del Fiume Nelson che scorre verso Est e sfocia nella Baia di Hudson. Usando dati ottici da sensori satellitari, abbiamo determinato le variazioni dei ghiacciai nel tardo XX secolo, ponendole in relazione alle portate del fiume. I risultati rivelano una diminuzione significativa dei piccoli ghiacciai e forniscono le percentuali approssimate della fusione di ghiaccio rispetto all'estensione dei ghiacciai. Con riferimento ai risultati degli studi idrologici associati, ipotizziamo che gli effetti a lungo termine di questa contrazione glaciale siano stati quelli di ridurre il ruolo-tampone dell'acqua di fusione dei ghiacciai nei periodi in cui le altre sorgenti sono ridotte, considerazione questa significativa per molti settori che si basano sulla disponibilità di acqua nei versanti sottovento della zona a clima continentale. Per collocare la variazione recente nel contesto generale, abbiamo utilizzato fotografie aeree verticali storiche per caratterizzare il tasso di variazione dell'estensione glaciale, a partire dall'espressione climatica "*Neoglaciale*" per la regione in studio (dal 1850 circa). Le evidenze morfostratigrafiche e geobotaniche, nonché la storia dei bilanci di massa dei ghiacciai, ricostruiti e misurati, sono state utilizzate per illustrare la natura di queste variazioni. Complessivamente si è stabilito che la contrazione della copertura glaciale si sta evolvendo ad una velocità senza precedenti, non evidenziata per molti millenni. L'aumento generale della temperatura globale e la riduzione dell'alimentazione invernale dovuta allo spostamento persistente del regime oceano-atmosfera ha favorito la drastica contrazione dei ghiacciai, oggi particolarmente evidente.

Abstract

In the mid-20th Century, the Park and Front ranges of the Canadian Rocky Mountains contained approximately 1,500 individual glaciers whose melt water drains into the Nelson River system, which flows eastwards and empties into Hudson's Bay. Using contemporary optical data obtained from space-based imaging sensors, we determined late 20th Century glacier volume changes and related them to river flow volumes. The results reveal significant small-glacier diminution during this period, and provide approximate ice wastage contributions relative to glacier extent. With reference to the results of companion hydrological studies, we suggest that the long-term effect of this glacier contraction has been to reduce the buffering role of glacier-derived melt water during periods when other sources of runoff are in decline – a significant consideration for many water-reliant sectors in this leeward slope, continental region. To place the recent change in context we employed historical vertical aero-photography to characterize the rate of change in glacier extent since the climatic expression of the *Neoglacial* maximum for the region (c. 1850 AD). Morpho-stratigraphic and geo-botanical evidence, and reconstructed and observed glacier mass balance histories are used to further illustrate the nature of these changes. Taken together, it is determined that glacier cover contraction is evolving at an unprecedented pace towards a state not in evidence for several millennia. Both rising temperatures generally and a reduction in glacier nourishment in winter due to a persistent ocean-atmosphere regime shift has fuelled the drastic glacier contraction in evidence recently.

[(*)] Glaciology Section – Geological Survey of Canada.
[(**)] National Water Research Institute – Environment Canada.
[(°)] Dendrogeomorphology Laboratory – University of Western Ontario, Canada.
[(°°)] Applied Geomatics Research Group – Nova Scotia Community College, Canada.
[(^)] Centre for Hydrology – University of Saskatchewan, Canada.

Introduzione

L'estensione terrestre del Canada e il suo clima favoriscono la presenza di ghiacciai e di calotte glaciali per circa 200.000 km^2, di cui 50.000 km^2 nella Cordigliera occidentale e settentrionale (Ommanney, 2002a). Si può affermare che i ghiacciai, in particolare quelli delle Montagne Rocciose, facciano parte dell'immaginario canadese. In effetti, molti canadesi ricordano di aver visitato le *Alpi Canadesi* in gioventù, ritornando poi negli stessi luoghi, con le nuove generazioni, e osservando la contrazione drammatica dei ghiacciai.

La prima documentazione dei ghiacciai delle Montagne Rocciose risale al tardo XIX secolo e ai primi decenni del XX, quando i costruttori di ferrovie, aiutati da esploratori europei e americani e dalla popolazione immigrata da altri stati, attraversarono le Montagne Rocciose per collegare le praterie canadesi con le regioni occidentali interne della Columbia Britannica (la storia dettagliata è stata pubblicata da Ommaney, 1966; 2002a). Il Club Alpino Canadese (Wheeler, 1911; 1934), e la famiglia Vaux (ad es.: Vaux e Vaux Jr., 1899) hanno tra gli altri conservato i dati della posizione frontale e della quota dei ghiacciai, nonché la relativa documentazione fotografica; sono oggi riferimenti utili per i ricercatori e per il pubblico. Questi dati, relativamente informali ma assai validi, sono confluiti nella documentazione ufficiale delle autorità di gestione delle acque e delle fonti energetiche (*Dominion Water* e *Power Bureau*; risultati pubblicati ad es. da Collier, 1958 e da Ommanney, 1972a); hanno inoltre contribuito alla formulazione di programmi coordinati di osservazione scientifica, quali quelli dell'Anno Geofisico Internazionale (1957-58), del Decennio Idrologico Internazionale dell'UNESCO (1965-1974) e dell'attuale rete globale terrestre WMO-GCOS per l'osservazione dei ghiacciai, che contribuisce al Programma Idrologico Internazionale.

I grandi ghiacciai di sbocco e quelli montani, oggetto in passato, di misure da caposaldi di rilevamento e fotografici, attualmente costituiscono oggetto di grande interesse culturale e scientifico. La quarta relazione dell'IPCC sulle variazioni climatiche (2007), per quanto concerne le risorse dei ghiacciai e delle nevi montane afferma:

- L'evidenza osservata suggerisce, con notevole concordanza in tutti i continenti, che "è in atto un incremento di deflusso con picchi primaverili anticipati in molti fiumi alimentati dai ghiacciai e dalle nevi".
- La conoscenza di impatti futuri sulle fonti di acqua dolce e sulla loro amministrazione in tutti i continenti. "Si osserva che, nel corso del XX secolo, le riserve d'acqua accumulate nei ghiacciai e nella copertura nevosa, sono in declino, riducendo la disponibilità di acqua in regioni servite da acqua di fusione proveniente dalle principali catene mon-

Introduction

Canada's landmass and climate supports glaciers and ice caps covering some 200,000 km^2, of which ~ 50,000 km^2 is located in the western and northern Cordillera (Ommanney, 2002a). It could be said that glaciers, in particular those of the Rocky Mountains, have become part of the Canadian psyche. Indeed, many Canadians today can recall visiting the *Canadian Alps* in their youth, and have since returned with new generations to witness the dramatic retreat of the glaciers that remain there.

The earliest documentation of glaciers in the Rocky Mountains occurred during the late 19th and early 20th Centuries when railwaymen, aided by western European and American explorers, and immigrant and First Nations peoples, were striking across the Rocky Mountains to link the Canadian prairie region with the western interior of British Columbia (a full and detailed history is provided by Ommanney 1996, 2002a). The Alpine Club of Canada (Wheeler 1911, 1934) and the Vaux family (e.g. Vaux and Vaux Jr. 1899) for example, maintained detailed frontal position, ice surface levelling and photographic documentation that stand to this day as useful references for contemporary researchers and the public alike. Insightful and valuable, these relatively informal observations eventually led to more formal documentation by water and power authorities (*Dominion Water* and *Power Bureau*; results published f. ex. by Collier, 1958, and Ommanney, 1972a) and co-ordinated enhanced observing/scientific programmes such as the International Geophysical Year (1957-58), UNESCO's International Hydrological Decade (1965-1974) and today's WMO-GCOS Global Terrestrial Network for Glaciers, which contributes to the International Hydrological Programme.

The great outlet and mountain glaciers that aided the occupation of survey and photographic positions used in past technical endeavours are now the subject of intense cultural and scientific interest. The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (IPCC 2007) has stated the following as it concerns mountains and the glacier/snow resources they support:

- Observational evidence suggests with high confidence in all continents: "Increased run-off and earlier spring peak discharge in many glacier- and snow-fed rivers."
- Knowledge of future impacts on freshwater resources and their management, concerning all continents: "In the course of the (20th) century, water supplies stored in glaciers and snow cover are projected to decline, reducing water availability in regions supplied by meltwater from major mountain ranges, where more than one-sixth of the world population currently lives."

tuose, regioni nelle quali vive abitualmente oltre un sesto della popolazione mondiale".

Per il Nord America, il Gruppo di Lavoro II dell'IPCC (capitolo 14: Field ed al., 2007) identifica le variazioni climatiche quali contributo alla sfida della gestione delle risorse idriche. Per molte regioni del Canada la situazione è ulteriormente complicata da un consumo d'acqua già eccessivo (Mitchell e Shrubsol, 1994) e dal fatto che la gestione delle acque è stata basata sul "Mito dell'abbondanza" (Sprague, 2006). Per le Montagne Rocciose Canadesi, per le colline periferiche e per le praterie, tale mito è stato in parte promosso da immagini di ghiacciai numerosi ed estesi ancora alla metà del XX secolo (Sauchyn et al., in stampa). Inoltre, Demuth e Pietroniro (2003), Moore e Demuth (2001) e Stahl e Moore (2007) forniscono l'evidenza di tendenze negative del deflusso estivo dai bacini glacializzati della Cordigliera meridionale canadese, ove i ghiacciai hanno subito una notevole contrazione. Per queste regioni la fase di aumento dei deflussi prevista da IPCC può considerarsi già superata.

La copertura glaciale riduce la variabilità idrologica, specie in assenza di precipitazioni e di riserve di versante ridotte o in declino. Il periodo di massimo deflusso è prolungato; senza la copertura glaciale le condizioni tenderanno rapidamente a volgere verso deflussi minimi dopo la scomparsa della neve (Fountain e Tangborn, 1985; Flemming e Clarke, 2005). I ghiacciai garantiscono una regolazione a lungo termine della variabilità idrica, accumulando acqua durante gli episodi di clima freddo e umido e rilasciandola in quelli caldi e secchi (ad es., Meier, 1969; Moore, 1992; Braun e Escher-Vetter, 1996; Jansson et al., 2003).

Le conseguenze delle variazioni climatiche del XX secolo richiedono già ora un adattamento dei sistemi umani e naturali a una realtà che il clima instabile impone a proposito di risorse idriche (ad es. Whitefield et al., 2004). Vi è inoltre la necessità di definire le portate attuali e future di tali sistemi, nella misura in cui esse sono influenzate da variazioni climatiche significative dal punto di vista idrologico. Un recente convegno di specialisti delle risorse idriche e delle centrali idroelettriche canadesi (C-CAIRN, 2006) ha evidenziato che la variabilità idrologica è la sorgente più importante di rischio finanziario, "estremo se associato ad altri fattori quali, il danneggiamento delle infrastrutture di trasmissione, combinate con le fluttuazioni di mercato interne ed esterne".

Considerando la variabilità e l'attuale velocità del cambiamento, i dati, contemporanei e storici, concernenti le fluttuazioni glaciali detengono un notevole valore, non solo per le ricostruzioni del clima, ma anche per sollecitare gli enti interessati alle risorse idriche e all'ambiente e per identificare i limiti di adattamento nei settori basati sull'acqua.

For North America, IPCC Working Group II (Chapter 14: Field et al., 2007) identify climate change as contributing to the challenge of managing water resources. For many regions of Canada this is further complicated by a water supply that is already over-allocated (Mitchell and Shrubsol, 1994), and that water management considerations have quite possibly been based on a "Myth of Abundance" (Sprague, 2006). For the Canadian Rocky Mountains and the adjacent foothills and western prairies this view of abundant water was at least in-part fostered by the iconic, vast and numerous glaciers in evidence as late as the early-mid 20th Century (Sauchyn et al., in press). Moreover, Demuth and Pietroniro (2003), Moore and Demuth (2001) and Stahl and Moore (2007) provide evidence of negative summer flow trends in the glacierized basins of Canada's southern Cordillera where glacier cover has markedly declined. For these regions the increased flow phase predicted by the IPCC may have already passed.

The presence of glacier cover reduces hydrological variability, particularly when precipitation may be absent and other terms describing the watershed reservoir are reduced or in decline. The period of maximum seasonal flow is extended, whereas without glacier cover, conditions would rapidly tend from freshet towards base flow conditions once the snow reservoir has been depleted (Fountain and Tangborn, 1985; Flemming and Clarke, 2005). Glaciers also provide longer-term controls on hydrological variability by storing water during cool and wet climate episodes, and releasing water when conditions are warm and dry (e.g., Meier, 1969; Moore, 1992; Braun and Escher-Vetter, 1996; Jansson et al., 2003).

The consequences of 20th century climate changes are already demanding the adaptation of human and natural systems downstream to the realities that a non-stationary climate imposes on water resources (e.g., Whitefield et al., 2004). Moreover, there is a need to define the current and future adaptive capacities of these systems as they are impacted by hydrologically significant climate changes. For example, a recent forum of Canadian water resource and hydro-power specialists (C-CAIRN, 2006) established from a hydro-power industry standpoint, that hydrological variability is the most important source of financial risk "exceeding that associated with all other factors such as damage to transmission infrastructure and internal/external market fluctuations combined".

From the consideration of characterising variability and current rates of change, this suggests that both contemporary and historical information describing glacier fluctuations are a valuable asset; for not only tracking a changing climate, but also for fostering water and environmental stewardship, and to recognise adaptation limits in water-reliant sectors.

Questo studio descrive l'accertamento, mediante *remote sensing*, delle variazioni delle risorse glaciali nel sistema idrico del Fiume Nelson, nell'ultima parte del XX secolo. Le stime regionali della riduzione dei ghiacciai sono poste in relazione ai deflussi osservati nel periodo. Viene fornito il contesto *Neoglaciale* per meglio supportare la natura, il tasso di variabilità e l'impatto dei cambiamenti accertati. Si discutono anche i cambiamenti recenti con riguardo al verificarsi di spostamenti significativi, regionali e persistenti della circolazione atmosferica.

This paper provides a remote sensing assessment of changes in the glacier resources of the Nelson River system headwaters over the later part of the 20th century. Regionalized glacier wastage estimates are related to river flow volumes observed over the same period. A *Neoglacial* context is provided to more fully underpin the nature, rate and impacts of the detected changes. The recent change is also discussed with respect to the occurrence of persistent and regionally significant shifts in atmospheric circulation.

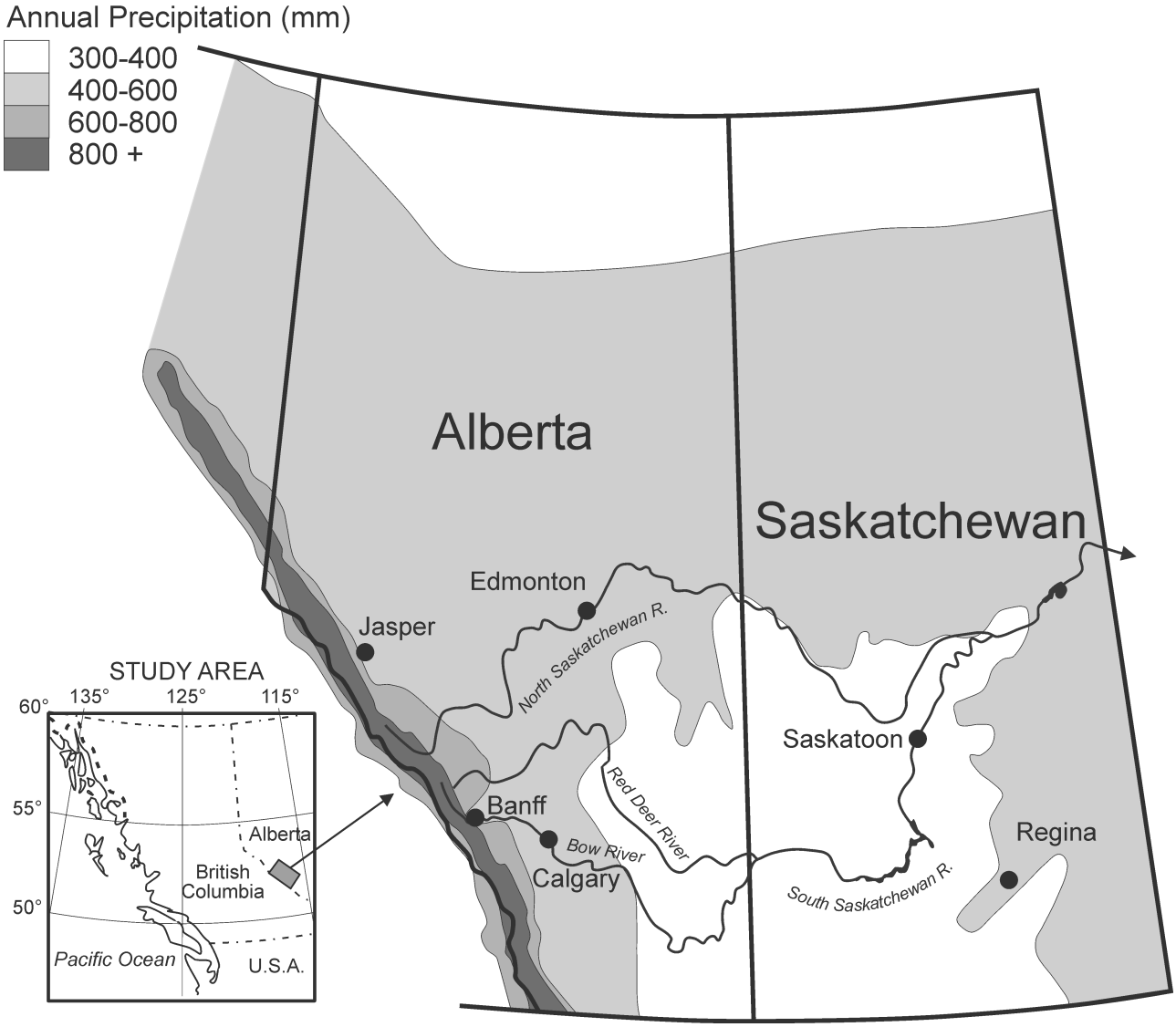


Figura 1 - La zona in esame è delimitata alla sua testata dallo spartiacque continentale che costituisce il confine tra gli Stati dell'Alberta e della Columbia Britannica. Sono indicate le fasce di precipitazione per la regione montuosa, per le adiacenti colline e praterie e per le pianure boreali, come risultano nell'asta principale del sistema del Fiume Nelson e dei fiumi Saskatchewan Nord e Sud.

Figure 1 - The study area delimited at its headwaters by the continental divide forming the boundary between Alberta and British Columbia. Precipitation zones for the montane cordillera, the adjacent foothills and prairie and boreal plains are indicated, as are the main stems of the Nelson River system- the North and South-Saskatchewan Rivers.

La regione di studio

Il bacino imbrifero montano del sistema del Fiume Nelson si colloca lungo le pendici orientali delle Montagne Rocciose Canadesi. I settori più elevati confinano con lo spartiacque continentale Nord-americano. I due maggiori bacini fluviali sono quelli del Saskatchewan Nord e del Saskatchewan Sud (NSRB e SSRB), con le aste principali che defluiscono verso Est e verso Nord, attraverso le colline e le praterie delle pianure boreali. Entrambi sfociano nella baia di Hudson (figura 1).

L'altitudine del bacino montano varia da 1200 m (Banff) a circa 3490 m. Dal punto di vista geologico il substrato è prevalentemente sedimentario, di età paleozoica, con sedimenti piegati e fagliati, che danno origine a un'estesa rete di ripiani ospitanti grandi masse glaciali e numerosi ghiacciai montani. In molti casi, dalle calotte glaciali defluiscono ghiacciai vallividi sbocco. Notevole nella zona è la presenza di laghi di origine glaciale (figura 2), nonché di edifici morenici storici e di sovraescavazioni vallive (quando i ghiacciai scorrono su ripide soglie rocciose). Esse hanno dato luogo a laghi proglaciali e a sequenze di laghi a "rosario", portati alla luce dal recesso post massimo Neoglaciale (1850 ca., Luckman, 2000).

Il clima della regione è dominato da una circolazione occidentale che ha origine nell'Oceano Pacifico. Le masse d'aria risalgono i sistemi montuosi costieri marittimi apportando considerevoli quantità di umidità, ma con riduzione graduale verso l'interno della Cordigliera, dando così luogo a significative zone di scarse precipitazioni. L'aria sale ancora sulle catene interne e sulle Montagne Rocciose, favorendo un clima continentale interno umido, con transizione ad un'altra regione di scarse precipitazioni quando l'aria supera lo spartiacque continentale e ricade sui pendii orientali delle Montagne Rocciose. La regione è anche soggetta al passaggio di masse d'aria dai sistemi orientali. Queste condizioni di risalita dai pendii sono abituali in primavera, con il frequente risultato di grandi accumuli nevosi, quando masse d'aria associate all'attività ciclonica, percorrendo il Sud e l'Est della regione, vengono esaltate dall'effetto orografico, con risultante divergenza di alto livello (Stewart *et al.* 1995, Moran *et al.* 2007). In particolare, questi eventi possono integrare decisamente lo spessore nevoso, che è spesso soggetto a fenomeni di riduzione nel corso del medio-inverno in condizioni di Föhn/*Chinook*. Mentre le precipitazioni annuali alle alte quote possono variare da 800 a 1500 mm, i pendii orientali presentano generalmente un clima continentale, con inverni freddi e relativamente secchi ed estati calde e secche (temp. media annuale a Banff ~ +3 ºC). Irruzioni periodiche di masse d'aria secche continentali (alta pressione) determinano episodi di tempo invernale molto freddo (~ -35ºC) e periodi estivi assai caldi (~ +35 ºC) e secchi.

Study region

The Nelson River system has its mountain headwaters in the eastern slopes of the Canadian Rocky Mountains. The upper reaches are bounded by the North American continental divide. Its major river basins are the North and South-Saskatchewan River Basins (NSRB and SSRB), with main stems flowing eastward and northward through the foothills and the prairie and boreal plains to eventually empty into Hudson's Bay (figure 1).

The headwater regions range in elevation from 1,200 m a.s.l. (Banff) to ~ 3,490 m. The geology consists largely of folded and faulted Palaeozoic sedimentary bedrock, giving rise to an extensive network of benches that support several large icefields and numerous mountain glaciers. In several instances, the icefields nourish outlet valley glaciers. Also notable in the region are numerous paraglacial lakes (Figure 2), as well as a history of end-moraine building and downstream over-deepening (as ice flows over steep bedrock barriers); that have created numerous proglacial lakes and paternoster lake sequences revealed by a general recession of glaciers in the region since the Neoglacial maximum (c. 1850, Luckman, 2000).

The climate for the region is dominated by a westerly flow originating from the Pacific Ocean. Air masses ascend Canada's maritime Coast Mountains and precipitate out large amounts of moisture, tapering gradually as they move further inland and drop into the montane cordillera causing a pronounced rainshadow. The air ascends once again over the Interior Ranges and the Rocky Mountains promoting a moist interior continental climate, which transitions into another rainshadow region as the air passes over the continental divide and drops into the Rocky Mountain eastern slopes. The region is also subject to air masses from easterly systems. These *upslope* conditions are common in spring, often resulting in heavy accumulations of snow as air masses associated with cyclonic activity tracking to the south and east of the region are subject to orographic enhancement and resulting upper-level divergence (Stewart *et al.* 1995, Moran *et al.* 2007). Notably, these events can significantly supplement the mountain snowpack, which is often subject to the depleting effects of mid-winter Föhn/*Chinook* conditions. While annual precipitation in the higher elevations can range between 800 and 1,500 mm, the eastern slopes generally exhibit a continental climate that produces cold, relatively dry winters and warm, dry summers (Banff average annual temperature ~ +3 ºC). Periodic inundation by dry, high-pressure, continental air masses can result in extended episodes of very cold weather in winter (~ -35 ºC) and periods in summers that are hot (~ +35 ºC) and dry.

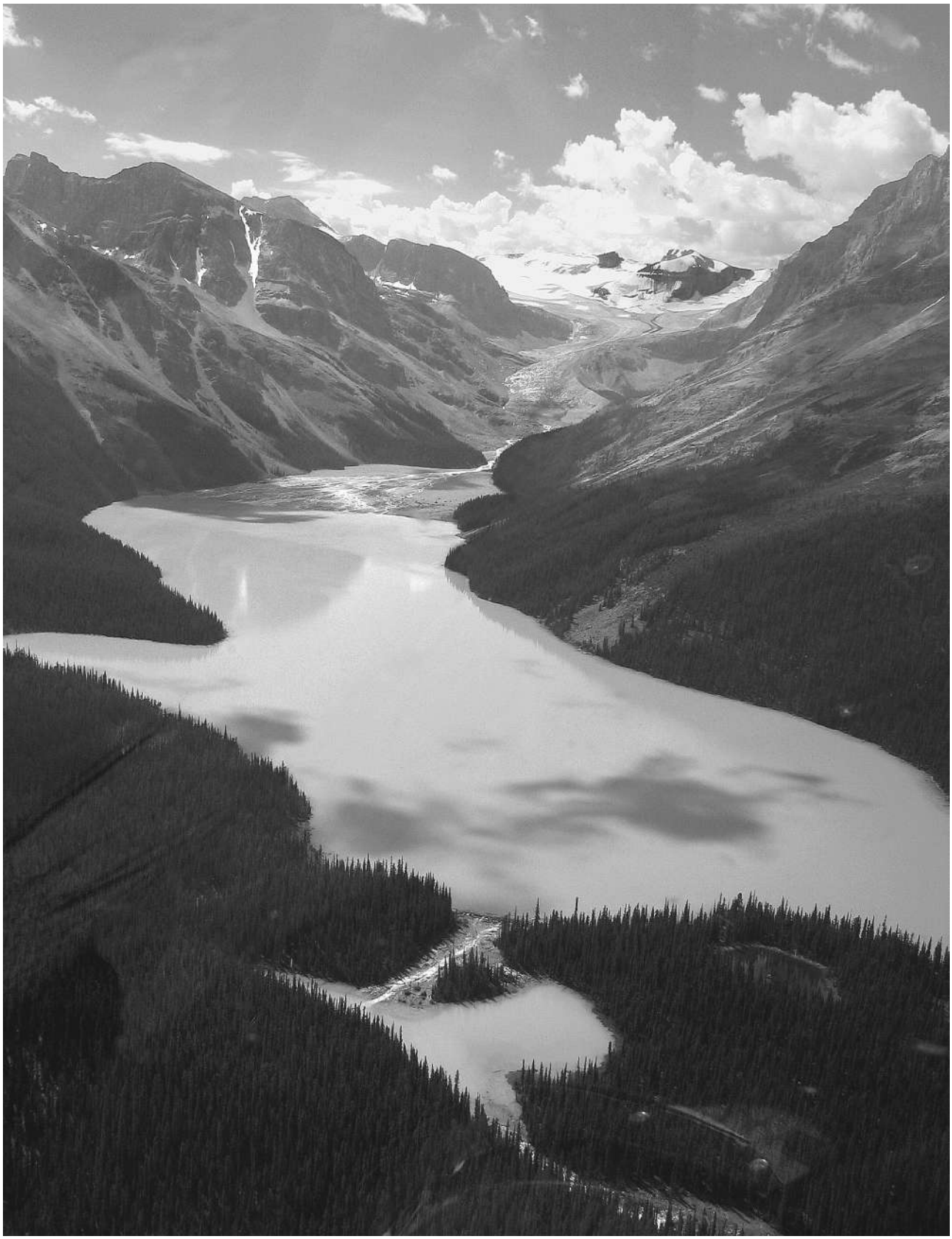


Figura 2 - Lo spartiacque continentale alla testata del Ghiacciaio Peyto, la fronte del ghiacciaio, le morene laterali, la piana proglaciale e la zona periglaciale del Lago Peyto caratterizzano l'aspetto morfo-glaciale nel bacino imbrifero del sistema del Fiume Nelson. (B. Medioli, agosto 2006).

Figure 2 - The continental divide at the head of Peyto Glacier, the current terminus of the glacier, lateral moraines, out-wash plain and the paraglacial Peyto Lake typifies the glacio-geomorphic setting in the mountain headwaters of the Nelson River system. (B. Medioli, August 2006).

La figura 3 illustra gli spartiacque dei bacini imbriferi NSRB e SSRB, la copertura glaciale, i principali corsi d'acqua e i versanti (ombreggiati) nonché le stazioni idrometriche incluse nell'analisi dei deflussi. Per la metà del XX secolo il *Glacier Atlas of Canada* (Environment Canada-NHRI 1989) elenca 1560 ghiacciai (compresi circa 250 "rock glacier" e morene a nucleo di ghiaccio, vedi Østrem e Arnold, 1970), localizzati in 36 bacini [(1)]. Si tratta essenzialmente di ghiacciai montani, alcune calotte glaciali e di ghiacciai di sbocco; il settore settentrionale (NSRB) è relativamente più ricco del settore meridionale (SSRB). I versanti dei fiumi Bow e Red Deer ospitano la maggioranza dei ghiacciai del SSRB. Le caratteristiche di bacino sono riassunte in tabella 1.

Figure 3 illustrates the NSRB and SSRB headwater boundaries, glacier cover, major river courses, and the watersheds (shaded) and river gauging stations considered in the analysis of flow volumes. For the mid-20th century the *Glacier Atlas of Canada* (Environment Canada-NHRI 1989) depicts 1560 glaciers (including ~ 250 rock glaciers/ice-cored moraines, see Østrem and Arnold, 1970) lying in 36 distinct drainage areas [(1)]. They consist primarily of mountain glaciers and several prominent icefields and outlet glaciers, with the NSRB being relatively glacier rich compared to the SSRB. The Bow River and Red Deer River watersheds contain the majority of the glaciers in the SSRB. The basin characteristics are summarized in Table 1.

Tabella 1 - Aree costituenti il bacino imbrifero delle Montagne Rocciose, sistema del Fiume Nelson, la cui copertura glaciale risulta significativa (non sono inclusi i bacini imbriferi Brazeau o Oldman, vedi figura 3).

Table 1 - The contributing areas for the Rocky Mountain watersheds of the Nelson River System containing significant glacier cover (does not include the Brazeau or Oldman watersheds, see Figure 3).

Sistema del Fiume Nelson / Nelson River System	**Area (km^2)**
Bacino del Fiume North Saskatchewan / North Saskatchewan River Basin	
Mistaya River presso / near Sask. Crossing	249
N. Sask. River al / at Whirlpool Point	1920
N. Sask. River a monte di / above Bighorn Plant	3890
Bacino del Fiume Sud Saskatchewan / South Saskatchewan River Basin	
Red Deer River a monte di / above Burnt Timber Ck.	2246
Bow River a monte di / above Lake Louise	422
Bow River a monte di / above Banff	2210
Bow River a monte di /above Ghost Reservoir	6550

Metodi e lavori precedenti

Descrizione dei ghiacciai

L'identificazione e la catalogazione dei ghiacciai sono stati eseguiti con riferimento al *Glacier Atlas of Canada* che descrive la copertura glaciale al 1950 ca., a scala 1:500.000 (Environment Canada-NHRI, 1989). Le variazioni dei ghiacciai e delle loro superfici nel XX secolo sono state valutate interpretando e confrontando fotografie aeree (verticali) del 1951-52 e immagini satellitari 1975-76, 1991 e 1998 (Landsat MSS e TM imagery). I margini dei ghiacciai sono stati delineati tramite digitalizzazione manuale su schermo, completata da classificazione automatica tramite GIS (Demuth e Pietroniro, 2003; Pietroniro et al. in stampa; e tecniche analoghe descritte da DeBeer e Sharp, 2007; Kääb et al., 2002; Rampini et al., 2002; Riggs et al., 1994; Sidjak e Wheate, 1999). Nello stabilire l'idoneità a rivelare i cambiamenti variando la risoluzione del sensore, si è preso in considerazione il lavoro di Paul et al. 2002.

Methods and previous work

Glacier delineation

Glacier identification and cataloguing was aided by referring to the *Glacier Atlas of Canada* depicting glacier cover valid for c. 1950 at a scale of 1:500k (Environment Canada-NHRI, 1989). Recent 20th century changes in glacier extent and surface area were estimated by interpreting and comparing remotely sensed imagery acquired in 1951/52 (vertical aero-photography), 1975/6, '91 and '98 (Landsat MSS and TM imagery). Glacier margins were delineated using manual on-screen digitization aided by automatic classification using a GIS (see Demuth and Pietroniro, 2003; Pietroniro et al. in-press, and similar techniques described by DeBeer and Sharp, 2007; Kääb et al., 2002; Rampini et al., 2002; Riggs et al., 1994; Sidjak and Wheate 1999). The work of Paul et al. 2002 was considered when assessing the capability of detecting change with varying sensor resolution.

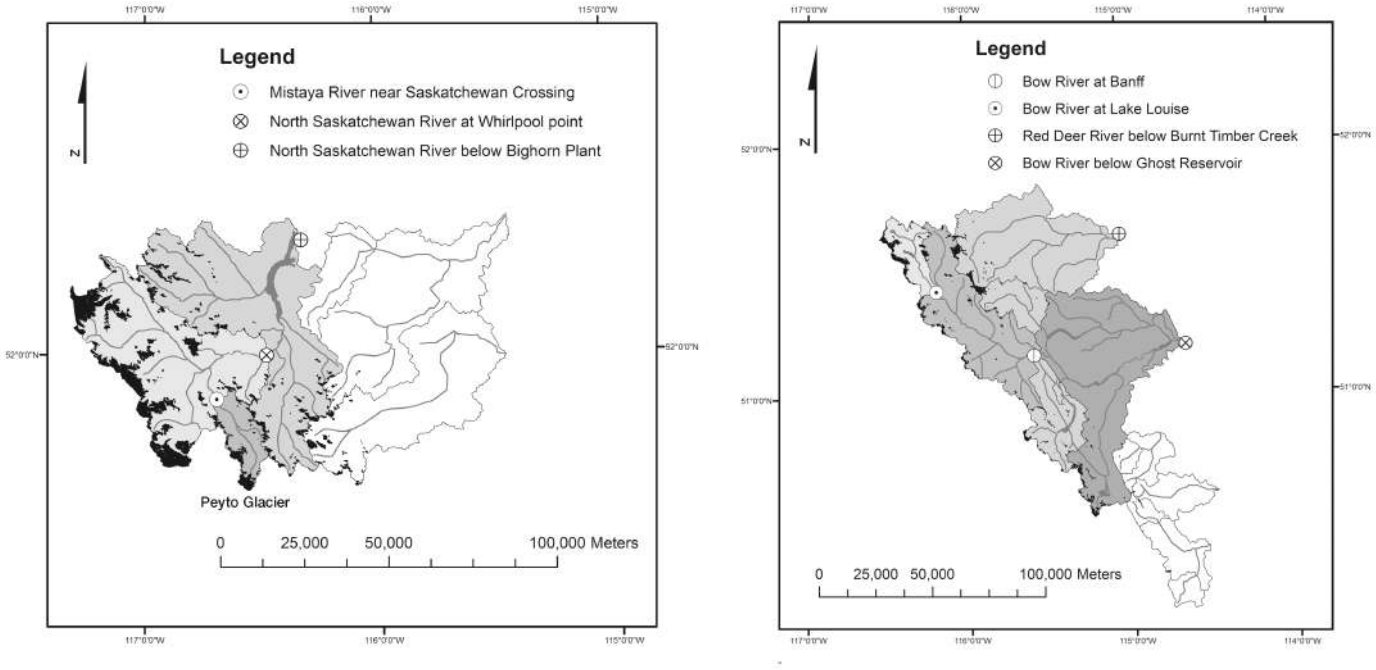


Figura 3 - Bacino idrico dei fiumi North (a) e South (b) Saskatchewan. Si illustrano: la copertura glaciale (scala 1:50.000), le principali zone di drenaggio e l'andamento dei fiumi. Le zone ombreggiate corrispondono ai settori più glacializzati della tabella 1.

Figure 3 - North (a) and South (b) Saskatchewan River Basin headwaters, illustrating glacier cover (1:50k scale), major drainage areas and river courses. Shaded areas correspond to the major glacierized watersheds summarized in Table 1.

Le misure areali di ogni ghiacciaio sono state tabulate per bacino idrico e per epoca, secondo le modalità previste dal GIS. Si è preso nota delle situazioni nelle quali la frammentazione ha portato alla creazione di ghiacciai "distinti", mettendo allo scoperto gli spartiacque topografici. Per i ghiacciai suddivisi si sono sommate le singole aree sub-poligonali; il risultato è usato per determinare la variazione areale.

Stima delle variazioni volumetriche

La variazione volumetrica dei ghiacciai è stata stimata usando una tecnica di regionalizzazione, basata sul rapporto empirico area-volume (ad es. Chen e Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997). Lo studio di Bahr et al. dell'andamento del rapporto teorico di geometria, inclinazione, bilancio energetico e bilancio di massa dei ghiacciai, ha stabilito che vi è una relazione tra area (A) e volume (V) del ghiacciaio: dove γ è un coefficiente adimensionale di rapporto e c è la costante dimensionale di detto rapporto. Nella determinazione di valori empirici di γ e c Bahr et al. hanno separato i volumi osservati da quelli stimati (usando valori di spessore teorici basati sulla inclinazione superficiale e le condizioni dello sforzo di taglio basale del ghiacciaio. Per 144 ghiacciai (escluse le calotte glaciali e i grandi *inlandis*) localizzati in Europa, Nord America, Asia centrale e Artico, i risultati di Bahr et al. hanno confermato il precedente lavoro empirico di Chen e Ohmura (1990) su una serie più limitata di 63 ghiacciai montani: γ = 1,357; c = 28,5 (area in 10^6 m^2 e volume in 10^6 m^3). In studi comparativi, usando la variazione diretta di volume e area, si è notato che l'errore nella

Area measurements for each glacier were tabulated for each watershed and epoch from the GIS polygon attributes. It was noted where fragmentation led to the creation of distinct "glaciers" by the exposure of topographical divides. For glaciers that had fragmented, the individual sub polygon areas were summed and this value used to determine area change.

Glacier volume change estimation

The volumetric change was estimated using a regionalization technique based on empirical area-volume scaling (e.g., Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al. 1997). Bahr et al.'s study of the theoretical scaling behaviour of glacier geometry, slope, force balance and mass balance found that there is a power law relationship between glacier area (A) and volume (V): where γ is a dimensionless scaling coefficient and c is a dimensional scaling constant. In determining empirical values for γ and c Bahr et al. separated observed volumes from those that were estimated (using theoretical ice thicknesses based on surface slope and a limiting basal shear stress condition). For 144 glaciers (other than ice caps and ice sheets) located in Europe, North America, central Asia and the Arctic, Bahr et al.'s results complimented earlier empirical work by Chen and Ohmura (1990) on a more limited data set of 63 mountain glaciers: γ = 1.357; c = 28.5 (area in 10^6 m^2 and volume in 10^6 m^3). It has been noted in comparative studies using direct volume and area change data that the error in the predicted volume changes for individual glaciers can be large (Granshaw and Fountain, 2006; Menounos, personal communica-

variazione di volume prevista per singoli ghiacciai, può essere grande (Granshaw e Fountain, 2006; Menounos, comunicazione personale). Il rapporto *A–V*, applicato a un insieme grande, dovrebbe fornire un errore minore, dato che l'errore associato all'equazione di regressione, per la legge esponenziale di Bahr et al., è distribuito a caso. Per questo studio l'insieme delle variazioni di volume dei ghiacciai è valutato per il periodo di registrazione continua alle stazioni idrometriche della regione (1975/76-1998).

Situazione del deflusso fluviale

Gli studi che esaminano i contributi della riduzione dei ghiacciai al deflusso dei fiumi sono basati su variazioni areali e di spessore dei ghiacciai estrapolate a livello regionale o su variazioni dei bilanci di massa (Henoch 1971, NSRB, sulla sezione del fiume Saskatchewan 1948-66; Young 1991, NSRB, per il bacino imbrifero del fiume Mistaya 1966-89). Le estrapolazioni regionali della riduzione dei ghiacciai, in un contesto di riserve d'acqua basato su ghiacciai, per i quali si dispone di bilanci di massa accurati può essere fuorviante, poiché in certe regioni questi ghiacciai tendono ad essere di dimensioni maggiori rispetto alla mediana della popolazione (ad es., Grenshaw e Fountain, 2006; Arendt et al., 2006). In uno studio di Hopkinson e Young (1998) sulla riduzione dei ghiacciai e sulle caratteristiche di accumulo (idrico), nel bacino imbrifero del Fiume Bow sopra Banff (1951-93), è stato applicato il metodo del rapporto *A-V* sopra citato per un singolo sotto-bacino imbrifero. Gli Autori hanno eseguito l'estrapolazione per un intero insieme di ghiacciai. In questo studio si calcola la variazione di volume per l'intero insieme, con successiva tabulazione per i ghiacciai entro il bacino imbrifero della figura 3. A nostro avviso è preferibile considerare l'intero insieme, dove l'effetto di clima e condizioni geologiche sulla sensibilità dei ghiacciai può presentare forti gradienti e precludere l'ipotesi che il contributo proporzionale di un'area rispetto ad un'altra sia rimasta costante nel periodo considerato. Abbiamo utilizzato dati di archivio per il deflusso dei fiumi (Environment Canada-WSC, 2005) alle stazioni idrometriche illustrate in fig. 3, per determinare i volumi totali di deflusso 1975/76-1998. Informazioni complete che descrivono le fonti dei dati, le procedure di elaborazione delle immagini, i metodi di estrazione dei dati e le considerazioni degli errori, si trovano in:
http://pathways.geosemantica.net/WSHome.aspx?ws = NGP_SECG&locale=en-CA\public\publications \supporting_documentation\TerraGlacialisv11_Demuth

tion). The *A-V* scaling law applied to large ensembles however, should result in an appreciably smaller error since the error associated with the regression equation for Bahr et al.'s power law is randomly distributed. For this study, ensemble glacier volume changes are estimated for the period of continuous river gauging record for the region (1975/76-1998).

Relevance to river flow

Previous studies examining glacier wastage contributions to streamflow in the region were based on area-change and regionally extrapolated ice thickness or mass balance changes (Henoch 1971, NSRB above Saskatchewan River Crossing 1948-66; Young 1991, NSRB Mistaya River watershed 1966-89). Making regional extrapolations of glacier wastage in a water resources context based on well-studied reference mass balance glaciers may be misleading since these glaciers tend in some regions to be larger than the population median (e.g., Grenshaw and Fountain, 2006; Arendt et al., 2006). An instructive study by Hopkinson and Young (1998) of the glacier wastage and storage characteristics evident in the Bow River watershed above Banff (1951-93) applied the aforementioned *A-V* scaling method for a single sub-watershed contributing area. They then extrapolated over the entire watershed based on the proportion of glacier cover in the remaining area. In this study ice volume change for the entire ensemble of glaciers is computed and then tabulated for the glaciers within the watersheds delineated in Figure 3. We suggest that considering the entire ensemble is preferable where the geological and climate controls on glacier sensitivity may exhibit large gradients and preclude the assumption that the proportional contribution of one area relative to another remains constant over the long time intervals considered. We used archived records of river flow (Environment Canada-WSC, 2005) for the gauging stations depicted in Figure 3 to determine total flow volumes for 1975/76-1998. Full information describing the data sources, image processing procedures, data extraction methods and error considerations can be found at:
http://pathways.geosemantica.net/WSHome.aspx?ws =NGP_SECG&locale=en-CA\public\publications \supporting_documentation/TerraGlacialisv11_Demuth

Tabella 2 - Riassunto delle misure areali dei ghiacciai e della variazione areale frazionata (FAC) 1975/76-1998 per ogni bacino fluviale e classe dimensionale. È indicato il numero dei ghiacciai non inclusi nel 1998.

Table 2 - Summary of glacier area measurements and fractional area change (FAC) 1975/76-1998 for each river basin and size class. The number of glaciers that were undetected in 1998 is noted.

Bacino del Fiume Saskatchewan Nord (escluso Brazeau) / North Saskatchewan River Basin (less Brazeau)						
	1975		**1998**		**FAC (%)**	
Classe areale / Area class (km^2)	Numero/ Count	Area (km^2)	Numero / Count	Area (km^2)	%	1 σ
*0**			147*			
0.0<0.01	8	0.06	68	0.39	-84	32
0.01<0.1	159	8.02	180	7.28	-83	28
0.1<1	267	89.0	163	51.4	-58	33
1<10	44	117	34	88.1	-29	22
10 <100	8	179	5	158	-7.9	4.7
Total	**484**	**393 ± 30**	**450**	**306 ± 20**	**-22**	
Bacino del Fiume Saskatchewan Sud (escluso Oldman) / South Saskatchewan River Basin (less Oldman)						
1976	**1998**	**FAC (%)**				
Classe areale / Area class (km^2)	Numero/ Count	Area (km^2)	Numero / Count	Area (km^2)	%	1 σ
*0**			181*			
0<0.01	11	0.08	57	0.36	-96	13
0.01<0.1	179	8.87	132	4.76	-90	21
0.1<1	153	43.3	84	26.7	-67	30
1<10	26	86.2	18	56.6	-26	13
10 <100	0					
Total	**369**	**138 ± 20**	**291**	**88.4 ± 10**	**-36**	

** non individuato / not detected

Risultati ed analisi

Variazioni areali dei ghiacciai, 1975/76-1998

Tra il 1975 ed il 1998 la copertura glaciale del settore NSRB è diminuita di 87 ± 17 km^2 (22 %) e di 50 ± 12 km^2 (36 %) nel periodo 1976-1998, per il settore SSRB. In tab. 2 è riassunta la proporzione dell'area complessiva coperta da ghiacciai e la popolazione di ghiacciai per ogni classe dimensionale.

Le distribuzioni cumulative ipergeometriche di frequenza dimensionale per il 1975/76 e il 1998 iniziano a mostrare differenze significative per i ghiacciai con area < ~ 1-2 km^2 (vedi dati di supporto). I ghiacciai più piccoli di questa classe rappresentano ~ 90 e 95 % della popolazione per i settori NSRB e SSRB rispettivamente. Tuttavia, questi ghiacciai rappresentano (1975/76) ~ 25 e 40 % di tutta la superficie glaciale, rispettivamente nei settori NSRB e SSRB. Nel 1998 queste percentuali erano ridotte a ~ 20 e 35 %.

I dati che descrivono le riduzioni areali per l'insieme totale del bacino imbrifero sono influenzati dai numerosi ghiacciai non più rivelati nel 1998.

La frammentazione osservata risulta evidente nel fatto che le differenze di conteggio complessivo non sono uguali al numero dei ghiacciai non inclusi.

Results and analysis

Glacier area changes, 1975/76-1998

Between 1975 and 1998 glacier cover in the NSRB decreased by 87 ± 17 km^2 (22 %); and 50 ± 12 km^2 (36 %) between 1976 and 1998 for the SSRB. The proportion of the total glacier covered area and glacier population for each size class is summarized in Table 2.

Cumulative hyper-geometric size-frequency distributions for 1975/76 and 1998 begin to exhibit significant differences for glaciers < ~ 1-2 km^2 (see supporting data). Glaciers smaller than this represent ~ 90 % and 95 % of the glacier population for the NSRB and SSRB respectively. These glaciers however, only represented (in 1975/76) ~ 25 % and 40 % of the total glacier area in the NSRB and SSRB respectively. By 1998 these proportions were reduced to ~ 20 and 35 %.

The data describing the overall basin ensemble area reductions are influenced by the numerous glaciers that were not detected in 1998.

Fragmentation was observed and evident in that the ensemble count differences are not equal to the number of undetected glaciers.

The fractional area change (FAC) has a strong asso-

La variazione areale frazionata (FAC) è in stretta associazione con la classe areale; le classi dei ghiacciai più piccoli presentano valori di FAC maggiori. La superficie media (1975/76) e il valore medio della FAC per ogni classe di ghiacciai risulta in genere ben definita; tuttavia, i ghiacciai con area superficiale inferiore a 1 km^2 mostrano una variabilità della FAC che supera le differenze tra le varie classi inferiori (vedi i valori 1 sigma in tabella 2 e i dati di supporto).

Nonostante l'errore significativo nella stima dell'area dei ghiacciai in questa classe dimensionale, vi è tuttavia l'indicazione che la situazione topografico- geomorfologica di un singolo ghiacciaio possa esercitare un effetto significativo sul clima locale e sulla risposta del ghiacciaio, superiore a quello che potrebbe essere intuito dalla sola dimensione. Per esempio i ghiacciai collocati in modo da ricevere abbondante neve dal trasporto eolico e/o da valanghe, possono essere relativamente immuni dagli effetti della variabilità del clima in genere (Kuhn, 1993).

Un'ulteriore considerazione riguarda i ghiacciai piccoli: se collocati in terreno favorevole, questi possono comportarsi come *glacier réservoir* (Lliboutry, non pubblicato), che fluiscono lentamente in relazione alla tensione di taglio basale, di modo che ogni variazione dei margini è il risultato diretto di una variazione di massa dell'anno corrispondente (Haeberli et al., 1989). Tali variazioni non potrebbero essere rivelate con un approccio orientato sull'area, nonostante vi sia chiaramente una riduzione di spessore.

Per quanto concerne il bilancio, l'insieme delle nostre osservazioni confermano quelle di Granshaw e Fountain (2006) nel loro lavoro su circa 320 ghiacciai del complesso del *North Cascade National Park* (Washington, USA); e confermano anche l'affermazione che i piccoli ghiacciai, con rapporto area/volume maggiore rispetto a quello dei più grandi, si ritirano più rapidamente. DeBeer e Sharp (2007) hanno analizzato la variazione 1951/52-2001/02 evidenziata da un campione di 59 $^{(2)}$ ghiacciai situati sui versanti orientali delle Montagne Rocciose Meridionali (coincidenti con una piccola percentuale della regione qui in esame). Nel loro studio, la relazione classe areale-FAC suggerisce per i piccoli ghiacciai cambiamenti meno rapidi rispetto ai più grandi. Ciò può riflettere la circostanza che i piccoli ghiacciai, predominanti nella zona (e nel loro campione) hanno raggiunto una soglia tale da porli sotto il prevalente controllo di fattori locali.

L'esame dei fattori topografici influenti non costituisce parte del nostro studio. Ugualmente, osserviamo nel nostro campione, a livello di bacino imbrifero, che i numerosi piccoli ghiacciai siti a quote elevate e poco influenzati dagli effetti della radiazione solare hanno subito un cambiamento relativamente modesto; ciò, a dispetto di una collocazione sul lato sottovento dello spartiacque continentale. DeBeer e

ciation with area class, with smaller glacier classes exhibiting larger FACs. The mean area (1975/76) and mean FAC for each class is generally well defined, however glaciers less than 1 km^2 exhibit FAC variability that overwhelms the differences between the smaller classes (see 1 sigma values in Table 2 and supporting data).

Notwithstanding the significant error in estimating the area of glaciers in these size classes, this suggests that the geological setting for an individual glacier may exert significant control on local climate and the glacier response; exceeding that due to what might be intuitive from size alone. For example, glaciers situated such that they receive reliable nourishment from wind drift and/or avalanching snow may be relatively immune to the effects of climate variability in general (Kuhn, 1993).

An additional consideration is that small glaciers, if suitably situated in the terrain, may behave like *glacier réservoirs* (Lliboutry, unpublished) which flow slowly under low basal shear stresses such that any margin variations are the direct result of mass change in the corresponding year (Haeberli et al., 1989). Such variations would not be detected using an area-wise approach, though clearly thickness change is occurring.

On balance, our ensemble observations support those by Granshaw and Fountain (2006) in their assessment of ~ 320 glaciers in the *North Cascade National Park* Complex (Washington, USA); and the assertion that smaller glaciers, having a larger area-to-volume ratio than larger glaciers, should shrink faster. DeBeer and Sharp (2007) analysed the 1951/52-2001/02 change exhibited by a sample of 59 $^{(2)}$ glaciers located in the southern Rocky Mountain eastern slopes (coincident with a small portion of the present study region). The size class-FAC relationship exhibited in their data suggests that smaller glaciers are changing less rapidly than are the larger ones. This may reflect the circumstance that the smaller glaciers that dominate the population for the region (and their sample) have attained a size/situation threshold such that they are overwhelmingly controlled by local factors.

While an examination of the topographic controls on the observed variability is not part of the present assessment, we note anecdotally in our own basin-wide sample that numerous small glaciers perched at relatively high elevations and situated such that they are less susceptible to the effects of solar radiation, have undergone relatively little change; this despite being situated well leeward of the continental divide.

DeBeer and Sharp also note that the large glaciers in their sample may also tend to occupy a greater elevation interval, with the larger detected changes being the result of relatively more area having once extended to lower elevations.

This is all together reasonable, and it suggests to us that analyses of detected area-wise changes over an

Sharp notano inoltre che, nel loro campione, i grandi apparati occupano un intervallo altitudinale più esteso, mentre le variazioni rilevate sono il risultato di una superficie un tempo estesa a quote inferiori.
Nel complesso ciò appare ragionevole e suggerisce che l'analisi delle variazioni areali su un intervallo definito dalla disponibilità dei dati di rilevamento deve considerare i tempi di risposta del volume (ad es., un ghiacciaio rispondente a una situazione climatico-idrologica precedente che ne favoriva l'avanzata e che, contemporaneamente, vede una riduzione complessiva del suo volume).

Variazioni in volume dei ghiacciai correlata al deflusso dei corsi d'acqua

L'importanza della riduzione dei ghiacciai nel sistema idrico del Fiume Nelson è correlata alle esigenze locali e regionali di deflusso dei corsi d'acqua, in una regione a scarse precipitazioni.
In tabella 3 sono tabulate le stime della riduzione in volume dei ghiacciai corrispondenti alle variazioni areali per i maggiori bacini imbriferi dei settori NSRB e SSRB.
Per illustrare la percentuale relativa di questa variazione di volume dei ghiacciai rispetto al deflusso dei corsi d'acqua, sono stati determinati i volumi annuali e quelli di deflusso luglio-settembre (L-A-S) (1975/76-1998) per ognuna delle sette stazioni idrometriche elencate in tabella 4 (per la localizzazione vedi fig. 3). Sono state sommate le variazioni di volume dei ghiacciai (espresse in equivalente d'acqua, assumendo per il ghiaccio una densità di 0,9) per ognuno dei bacini imbriferi a monte delle stazioni idrometriche, tabulando un semplice rapporto di volume. Il confronto con i valori di L-A-S è importante, poiché in questi mesi avviene la maggior perdita di massa dei ghiacciai. Il contrasto tra il settore NSRB ricco di ghiacciai e il settore SSRB, con pochi ghiacciai, è evidente nella percentuale di copertura glaciale a monte di ciascuna stazione idrometrica (tabella 4).
I rapporti volumetrici annuali per il settore SSRB variano da 2,8-3,7 %, passando a 5,4-13,5 % per il periodo L-A-S. Il rapporto di volume per il Bow River al Lake Louise (13,5) è più tipico dei valori L-A-S presenti per il settore superiore NSRB, dove la percentuale di copertura glaciale e le distribuzioni di frequenza dimensionale sono simili (ad es. 12,5 % per il Fiume Mistaya presso la sezione Saskachewan Sud e 11,5 % per il Saskachewan Nord al punto Whirlpool).
La gestione di grandi bacini di accumulo (Abraham Lake), combinata con la presenza della centrale idroelettrica di Bighorn, impedisce di calcolare il valore L-A-S, dato che durante questo periodo il flusso dell'acqua viene ridotto per riempire il serbatoio prima dell'inverno. Un regime di flusso regolato viene rivelato da molti impianti di accumulo nei bacini imbriferi a valle di Banff. Dato che questi impianti sono piccoli, il

interval defined by the availability of change detection data, need also consider the glacier volume response times for the sample; i.e. a glacier still responding to a previous hydrologically significant climate variation that is promoting advance of its margins may be coincident with overall glacier volume reductions due to thinning.

Glacier volume changes in relation to streamflow

The significance of glacier wastage in the Nelson River system is related to local and regional requirements for streamflow in this rainshadow region.

The glacier volume change estimates corresponding to the area-wise changes for the major contributing watersheds of the NSRB and SSRB are tabulated in Table 3.

To illustrate the relative proportion of this glacier volume change to streamflow, the annual and July-September (J-A-S) streamflow volumes (1975/76-1998) were determined for each of the seven hydrometric stations noted in Table 4 (see locations in Figure 3). The glacier volume changes (expressed as water equivalent by assuming a specific gravity of 0.9) for each of the watersheds above the hydrometric stations were summed and a simple volume ratio tabulated. Comparison to the J-A-S period is relevant since this is when the majority of the mass wastage occurs.

The contrast between the glacier rich NSRB and the relatively glacier poor SSRB is evident in the percentage glacier cover above each gauge (Table 4). The annual volume ratios for the SSRB range from 2.8 - 3.7 %, increasing to 5.4 - 13.5 % for the J-A-S period.

The volume ratio for the Bow River at Lake Louise (13.5) is more typical of the J-A-S values exhibited in upper NSRB where the percentage glacier cover and glacier size-frequency distributions are similar (e.g., 12.5 % for the Mistaya River near Sask. Crossing and 11.5 % for the North Sask. River at Whirlpool Point).

Operation of the large storage facility (Abraham Lake) in association with the Bighorn hydro-electric generating station precludes calculating a J-A-S value since it is during this period when water is generally held back to fill the reservoir prior to winter. A regulated flow regime is also manifested by several headponding facilities located in the contributing watersheds below Banff. While these facilities are small, the J-A-S volume ratio value for Bow River below Ghost Reservoir should be regarded with some caution.

It is recognised that glacier-fed rivers provide important eco-system services, particularly in headwaters regions (e.g., flow and water temperature regulation, source of disturbance, see f. ex. Petts et al.,

rapporto di volume L-A-S per il Bow River a valle del lago Ghost Reservoir, deve essere considerato con precauzione.

È noto che i fiumi alimentati da acque di fusione glaciale forniscono un servizio importante agli ecosistemi, specialmente in regioni montuose ricche d'acqua (ad es. regolazione del flusso e della temperatura dell'acqua, sorgenti di disturbo; Petts et al., 2006). Tuttavia, forti richieste di deflusso si verificano spesso a valle, dove l'effetto della contrazione dei ghiacciai diviene meno significativo (per i settori NSRB e SSRB vedi ad es. Pietroniro et al., in stampa).

La popolazione dei settori NSRB e SSRB è di circa 3 milioni di persone, la maggior parte residente a distanze considerevoli dalle Montagne Rocciose. È tuttavia interessante determinare l'equivalenza di queste risorse idriche in termini, ad esempio, di utilizzi pro capite [3].

La riduzione di volume del ghiaccio nel settore NSRB, espressa in media annuale, è pari all'impiego d'acqua di circa 1,5 milioni di abitanti. Con riferimento alla produzione di energia idroelettrica (valori di punta, Trans-Alta Utilities), l'isolamento della risorsa glaciale dalla maggior parte della popolazione e dai centri industriali, diviene impercettibile nel contesto della *trasmmissione* di questa potenza, generata in relativa prossimità delle risorse glaciali.

È chiaro quindi che il concetto di ghiacciaio come risorsa idrica è più complesso di quanto suggeriscano di per sé il dato dimensionale e la prossimità della richiesta di acqua corrente.

Passiamo ora alla discussione sulle variazioni a lungo termine di questa risorsa idrica e alle variazioni climatiche che l'hanno influenzata, sottolineando la drastica contrazione dei ghiacciai nei settori NSRB e SSRB nell'ultima parte del XX secolo.

2006). The greatest requirements for streamflow however, often occur further downstream where the influence of glacier wastage becomes progressively less significant (for the NSRB and SSRB see f. ex. Pietroniro et al. in-press).

Some 3 million people live in the NSRB and SSRB, the great majority an appreciable distant from the Rocky Mountains. Never-the-less it is instructive to determine the equivalence of this water resource in terms of, for example, per capita residential water use [3].

The ice volume wastage estimated for the NSRB expressed as an annual average is equivalent to the annual water use of ~ 1.5 million people. With reference to the aforementioned generation of hydro-electric power (peaking demands, Trans-Alta Utilities), the isolation of the glacier resource *by river mile* from most population and industrial centres becomes mute in the context of the *transmission* of that power – power which is generated in relative proximity to the glacier resource.

It is clear from our brief analysis that the notion of glaciers as a water resource is more complex than suggested by glacier size and proximity to streamflow requirements alone.

We now provide some discussion on the longer term variation of this resource and the climate regime shifts that have influenced this variation, thereby placing in context the drastic contraction of the glaciers in the NSRB and SSRB during the later part of the 20th century.

Tabella 3 Stima delle variazioni di volume dei ghiacciai per i bacini imbriferi di testata più vasti nel sistema del Fiume Nelson (Montagne Rocciose).

Table 3 - Estimated glacier volume changes for the major contributing watersheds of the Nelson River System Rocky Mountain headwaters.

Bacino del Fiume Saskatchewan Nord / North Saskatchewan River Basin (1975-1998)	
Bacini contribuenti / Contributing watershed	Variazioni volume ghiaccio / Ice volume change (km^3)
North Saskatchewan River-Superiore / Upper	-2.484
Peyto Creek	-0.190
Silverhorn Creek	-0.008
Mistaya River	-0.201
Lower Mistaya	-0.031
North Saskatchewan River-Centrale /Central	-0.237
North Saskatchewan River-Inferiore / Lower	-0.014
Siffleur River	-0.381
Cline River	-0.371
White Rabbit Creek	-0.094
North Ram River	-0.077
Clearwater River	-0.210
Totale	**-4.298 ± 1.1**
Bacino del Fiume Saskatchewan Sud / South Saskatchewan River Basin (1976-1998)	
Bacini contribuenti / Contributing watershed	Variazioni volume ghiaccio / Ice volume change (km^3)
Red Deer River	-0.628
Bow River to Lake Louise	-0.565
Pipestone River	-0.204
Bow River & Brewster Creek	-0.061
Baker Creek	-0.020
Spray River	-0.108
Kananaskis River	-0.313
Lake Minnewanka	-0.027
Ghost River	-0.001
Elbow River	-0.003
Highwood River	-0.033
Totale	**-1.962 ± 0.55**

Tabella 4 - Variazione regionale dei volumi di ghiaccio in rapporto al volume totale dei deflussi (1975/76-1998) alle stazioni idrometriche nei bacini imbriferi delle Montagne Rocciose, per il sistema idrico del fiume Nelson (vedi figura 3).

Table 4 - Regionalized ice volume change relative to total flow volume (1975/76-1998) measured at streamflow gauges in the Rocky Mountain watersheds of the Nelson River System (see Fig. 3).

Stazione idrometrica / Gauging station	**Regime di deflusso / Flow regime**	**Copertura glaciale / Glacier cover (%)**		**Rapporto ghiacciaio: deflussi / Glacier : flow volume ratio (%)**	
		1975/6	**1998**	L-A-S / J-A-S	Annuale / Annual
Mistaya River al / near Sask. Crossing	Naturale / natural	13.4	10.7	12.5	7.4
N. Sask. River al / at Whirlpool Point	Naturale / natural	16.3	13.7	11.5	7.1
N. Sask. River sotto / below Bighorn Plant	Regolato / regulated	9.60	7.55	*	6.1
Red Deer River sotto / below Burnt Timber Ck.	Naturale / natural	1.31	0.89	8.4	3.7
Bow River al / at Lake Louise	Naturale / natural	12.5	9.07	13.5	n/a (5)
Bow River a / at Banff	Naturale / natural	3.36	2.20	6.2	2.8
Bow River sotto / below Ghost Reservoir	Regolato / regulated	1.65	1.03	5.4	n/a

* trattenuto per il riempimento del serbatoio / hold back due to reservoir filling

Discussione

Storia Neoglaciale

La documentazione sulle morene della regione (Luckmann, 2000) e i dati ottenuti dalle caratteristiche geomorfologiche considerate durante la preparazione del Catasto Canadese dei Ghiacciai (ad es. Ommanney et al., 1970) hanno consentito a Demuth e Pietroniro (2003) di delimitare in modo affidabile, su mosaici di ortofoto (1951/52), l'estensione dei ghiacciai allo stadio massimo della Piccola Età Glaciale (1850 ca.). Ciò è stato effettuato per vari bacini imbriferi del NSRB (grazie anche ai rilievi del 1951/52 e degli anni '90), per illustrare le variazioni recenti e del secolo scorso (figura 4). La figura 4 mostra la riduzione dei ghiacciai nel bacino imbrifero del Fiume Mistaya, da un punto di vista di una struttura spaziale "pezzata", con una rappresentazione tipo perimetro-area. Dalla traiettoria generale perimetro-area è chiaro che il ghiacciaio più grande nel campione evolve a ritmi inferiori rispetto al ghiacciaio più piccolo (quest'ultimo era quello ancora rivelabile nel periodo finale; ad es. negli anni '90 molti ghiacciai non erano più rivelabili). I ghiacciai più piccoli mostrano inoltre un tasso di riduzione accelerato.

Discussion

Neoglacial history

The moraine history documented for the region (Luckman, 2000) and archived records of geomorphological features noted during the development of the Canadian Glacier Inventory (e.g., Ommanney et al., 1970) enabled Demuth and Pietroniro (2003) to confidently delimit on ortho-photo mosaics (1951/52) the glacier extents at the maximum stage of the Little Ice Age (~ 1850). This was done for several watersheds in the NSRB (complimented by glacier delineations from 1951/52 and the 1990s) to illustrate recent and past-century changes (figure 4).
Figure 4 attempts to represent the diminution of glaciers in the Mistaya River watershed from a patchy spatial structure point of view, employing a perimeter-area representation. It is clear from the general perimeter-area trajectory that the largest glacier in the sample is changing at a slower rate than the smallest (the smallest glacier selected was that which was still detectable at the final epoch; i.e. by the 1990s numerous glaciers were undetectable). Moreover, the smaller glaciers show an accelerated rate of diminution.

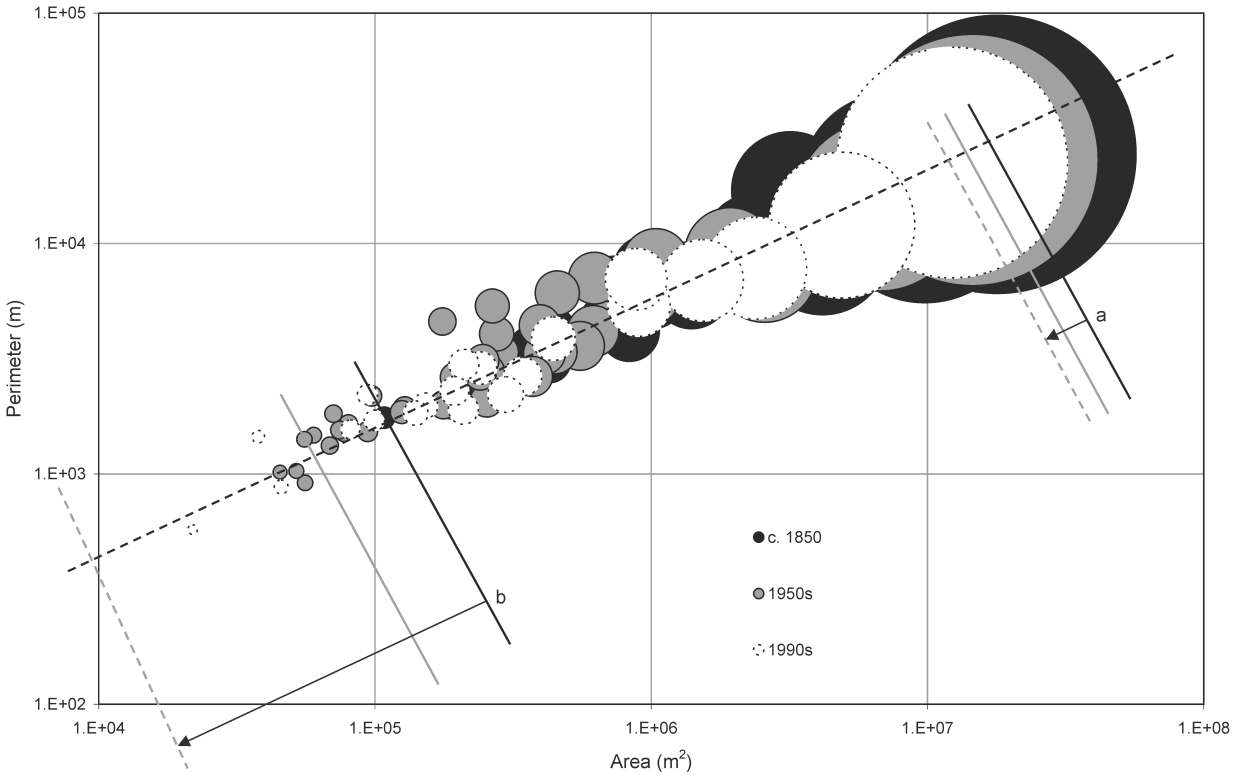


Figura 4 - Esempio di ritiro di un ghiacciaio dal massimo Neoglaciale nel bacino imbrifero del sistema del Fiume Nelson e del Fiume Mistaya. La copertura glaciale è rappresentata come funzione log perimetro/log area. È indicata la variazione per tre epoche, con linee fiduciali che illustrano il tasso di cambiamento per il ghiacciaio più grande (a) e per il ghiacciaio più piccolo (b) nel bacino imbrifero (da Demuth e Pietroniro, 2003).

Figure 4 - Example of glacier contraction since the *Neoglacial* maximum in the Nelson River system headwaters, Mistaya River watershed. Glacier cover is expressed as a log perimeter – log area function. The variation is shown for 3 epochs, with the fiducial lines illustrating the rate of change for the largest (a) and smallest (b) glacier in the catchment (after Demuth and Pietroniro, 2003).

Ricordando la natura delle distribuzioni cumulative ipergeometriche della frequenza dimensionale, ipotizziamo che i ghiacciai inferiori a 1-2 km^2 inizino ad essere sottoposti ad un effetto *perimetro-area* divenendo gradualmente suscettibili di avvezione di energia dalla zona circostante. È oggetto di ricerca recente eseguita nel bacino imbrifero se ciò debba essere posto in relazione principalmente alla dimensione del ghiacciaio o se si tratti effettivamente di un problema di apporto catabatico (comunicazione personale di Munro). Le nostre osservazioni suggeriscono che la sensibilità dei ghiacciai a variazioni (climatiche) idrologiche aumenta al diminuire della loro dimensione; notiamo anche che i tempi di risposta del volume per tutti i ghiacciai del campione sono decisamente brevi.

La risposta dei ghiacciai regionali alla variazione del clima è ben illustrata nei lavori di Luckman (2000) e Watson e Luckman (2005). A partire da un insieme di dati dendrocronologici e lichenometrici su, rispettivamente, 48 e 18 siti glaciali, Luckman ha formulato lo schema generale di formazione delle morene dal 1650 circa (figura 5). La data della morena più antica corrisponde alla massima estensione di ogni ghiacciaio durante il Neoglaciale; viene inoltre indicato il numero di morene che corrispondono a espansioni ripetute meno estese.

Recalling the nature of the cumulative hyper-geometric size-frequency distributions, we suggest that glaciers smaller than 1-2 km^2 begin to be overwhelmed by a *perimeter-area* effect and become increasingly susceptible to energy advection from areas exterior to them. Whether this is related primarily to glacier size or whether it is really a matter of down-glacier wind fetch is the subject of current research being conducted in the watershed (Munro personal communication). To the extent that our observations suggest that glacier sensitivity to hydrologically significant climate changes increases with decreasing glacier size, we also note that the volume response times for all of the glaciers in the sample are significantly shorter than the time intervals between the epochs.

The response of the regions' glaciers to climate forcing is well illustrated by the work of Luckman (2000) and Watson and Luckman (2005). From an ensemble of dendrochronology and lichenometry data at 48 and 18 glacier sites respectively, Luckman establishes the general pattern of moraine building events since c. 1650 (figure 5). In figure 5 the date of the oldest moraine is also the date of the maximum extent of each glacier during the Neoglacial, while the number of moraines corresponding to less extensive re-advances are also shown.

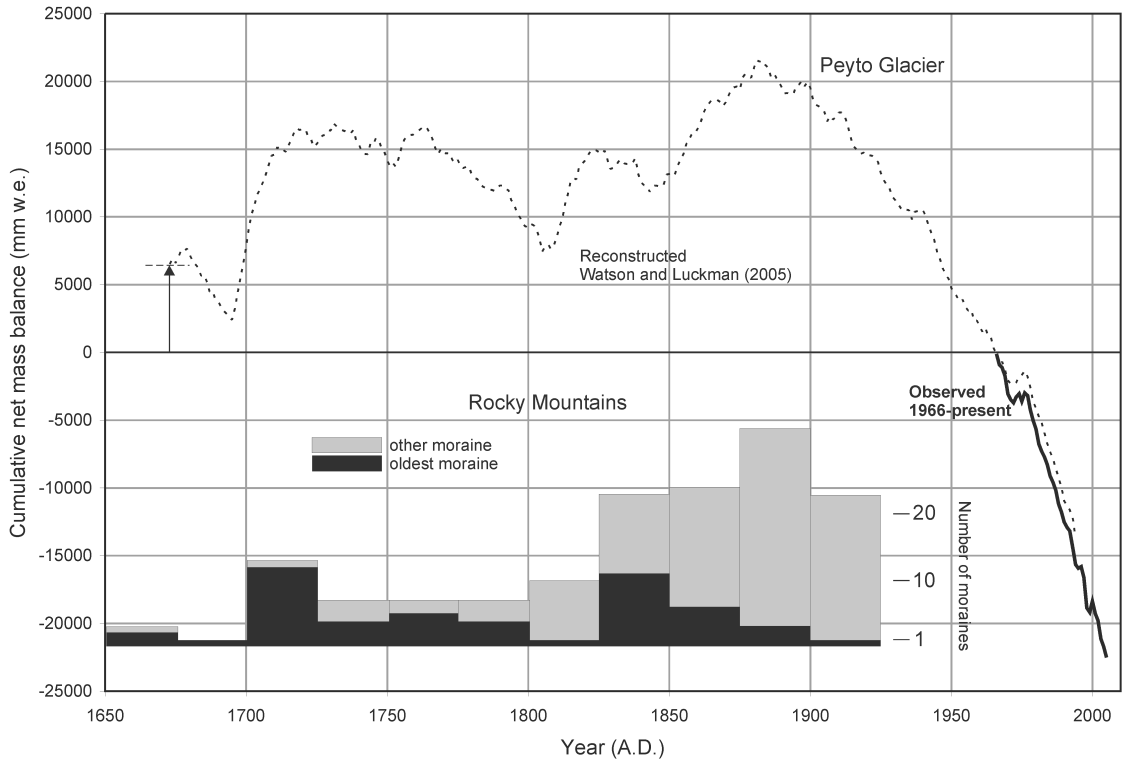


Figura 5 - Registrazione del numero di morene Neoglaciali nelle Montagne Rocciose canadesi (da Luckman 2000; Watson e Luckman, 2005) in relazione al bilancio di massa netto del Ghiacciaio Peyto, espresso come valore cumulato totale; spostato in basso, per meglio illustrare la corrispondenza con le serie di bilanci netti cumulati osservati a partire dal 1966.

Figure 5 - *Neoglacial* moraine record for the Canadian Rocky Mountains (after Luckman 2000; Watson and Luckman, 2005) in relation to the reconstructed net mass balance for Peyto Glacier; expressed as a cumulative total and shifted to better illustrate the correspondence with the observed cumulative net balance series starting in 1966.

Il bilancio di massa netto del Ghiacciaio Peyto (localizzazione in fig. 3a) è rappresentato come una serie cumulativa e messo in relazione con i dati delle morene (dettagli in Watson e Luckman 2005). Sono anche riportati i dati osservati (da Demuth e Keller, 2006), con i dati ricostruiti, spostati come indicato, per corrispondere alla situazione di riferimento delle serie dei bilanci di massa.

È chiaro che i due episodi significativi della formazione di morene (prima parte XVIII e XIX secolo) corrispondono con i due intervalli persistenti di bilancio di massa positivo, evidenti nella ricostruzione per il Ghiacciaio Peyto. Maggiori intervalli di formazione di morene (quelli che limitano a valle l'estensione del ghiacciaio) sono associati o seguono i cambiamenti da bilancio di massa positivo a negativo. Intervalli più brevi di bilancio di massa positivi sono associati con le morene di metà '700 e del XIX secolo.

Si pensa che il massimo Neoglaciale per la regione in studio sia stato raggiunto alla metà del XIX secolo (Luckman et al., 1993; Luckman, 2000). L'evidenza derivante da numerosi terreni proglaciali, suggerisce che si sono formate piccole morene da avanzate intermedie verso la fine del XIX secolo e nei primi anni del XX secolo. Dappertutto, durante il XX secolo, le fronti dei ghiacciai nella maggior parte dei siti sono state in fase di ritiro, salvo espansioni degli anni '70 e '80 in talune località. Ciò che appare più consistente nella ricostruzione dei dati di bilancio di massa, è il decremento drammatico dal decennio 1880-90 (figura 5). Inoltre questo declino corrisponde con i dati della sintesi di Demuth e Keller (2006), usando le variazioni di volume stimate da Wallace (1995) per il periodo 1896-1966, e da Glenday (1991) per il 1966-1989; il Ghiacciaio Peyto ha perso il 70% del volume dalla prima fotografia documentata del ghiacciaio (1896) (Figura 6). Il massimo Neoglaciale del Ghiacciaio Peyto sembra si sia avuto tra 1836 e 1841, in base ad alberi piegati o sradicati dal ghiacciaio (Luckman, 2006). Un'altra evidenza geobotanica suggerisce che il ghiacciaio è passato su superfici a vegetazione matura almeno 4 volte durante gli ultimi 3000 anni (fig. 6). Lungo una sezione longitudinale parziale del Ghiacciaio Peyto si vedono chiaramente la drammatica riduzione superficiale e il ritiro della fronte rispetto alla massima espansione Neoglaciale (fig. 6). Questo dato, unitamente al rilevamento radar da aereo (Demuth e Hopkinson, 2006) evidenzia un'accelerazione verso uno stadio terminale, mai notato per vari millenni (Luckman, 2006).

Che cosa ha alimentato i drammatici cambiamenti dell'ultimo secolo, e recenti, del Ghiacciaio Peyto e dei ghiacciai della regione? I bilanci di massa di Watson e Luckman (2005) risultano utili, dato che essi considerano tanto il bilancio invernale che estivo.

The reconstructed net mass balance for Peyto Glacier (location in figure 3a) is represented as a cumulative series and shown in relationship to the moraine record (details in Watson and Luckman 2005). The observed record is also shown (after Demuth and Keller 2006), with the reconstructed record shifted as indicated to correspond with the datum of the observed mass balance series.

It is clear that the 2 significant moraine-building episodes (early 18th century and mid 19th century) correspond with the two persistent intervals of positive mass balance evident in the Peyto Glacier reconstruction. Major moraine-building intervals (those marking the down-valley limits of glaciers) are associated with, or follow, the change from positive to negative mass balance. Shorter intervals of positive mass balance are associated with mid-18th and late 19th century moraines.

The Neoglacial maximum for the region is generally thought to have been attained in the mid-19th century (Luckman et al., 1993; Luckman, 2000). Evidence from numerous glacier forelands suggest that several smaller re-advance moraines were formed short distances up-valley of the maximum stage in the late 19th and early 20th centuries. Overall, during the 20th century, glacier fronts at most sites have been receding except for a minor re-advance at some sites in the 1970s and 1980s. What is most conspicuous in the reconstructed mass balance record is the dramatic cumulative decrease since the 1880s (Figure 5). Moreover, this decline corresponds with the synopsis by Demuth and Keller (2006), using volume changes estimated by Wallace (1995) for 1896-1966, and Glenday (1991) for 1996-1989, that Peyto Glacier had lost 70 % of its volume since the first documented photograph of the glacier was taken in 1896 (Figure 6). The Neoglacial maximum at Peyto Glacier appears to have been expressed between 1836 and 1841; based on trees tilted or killed by the glacier (details in Luckman, 2006). Other geo-botanical evidence suggests that the glacier has overridden mature forested surfaces at least 4 times during the last 3000 years (Figure 6). With the snout of Peyto Glacier shown in profile along a mid-span longitudinal transect, the dramatic surface down-wasting and retreat of the terminus in relation to the Neoglacial maximum stage are clear (Figure 6). This and recent airborne laser altimeter surveys by Demuth and Hopkinson (2006) suggest acceleration towards a reduced stage not in evidence for several millennia (Luckman, 2006). So what has fuelled the past-Century and recent dramatic changes of Peyto Glacier and, by reasonable extension, the glaciers of the region? The mass balance reconstruction of Watson and Luckman (2005) is instructive since they considered both the winter and summer mass balance.

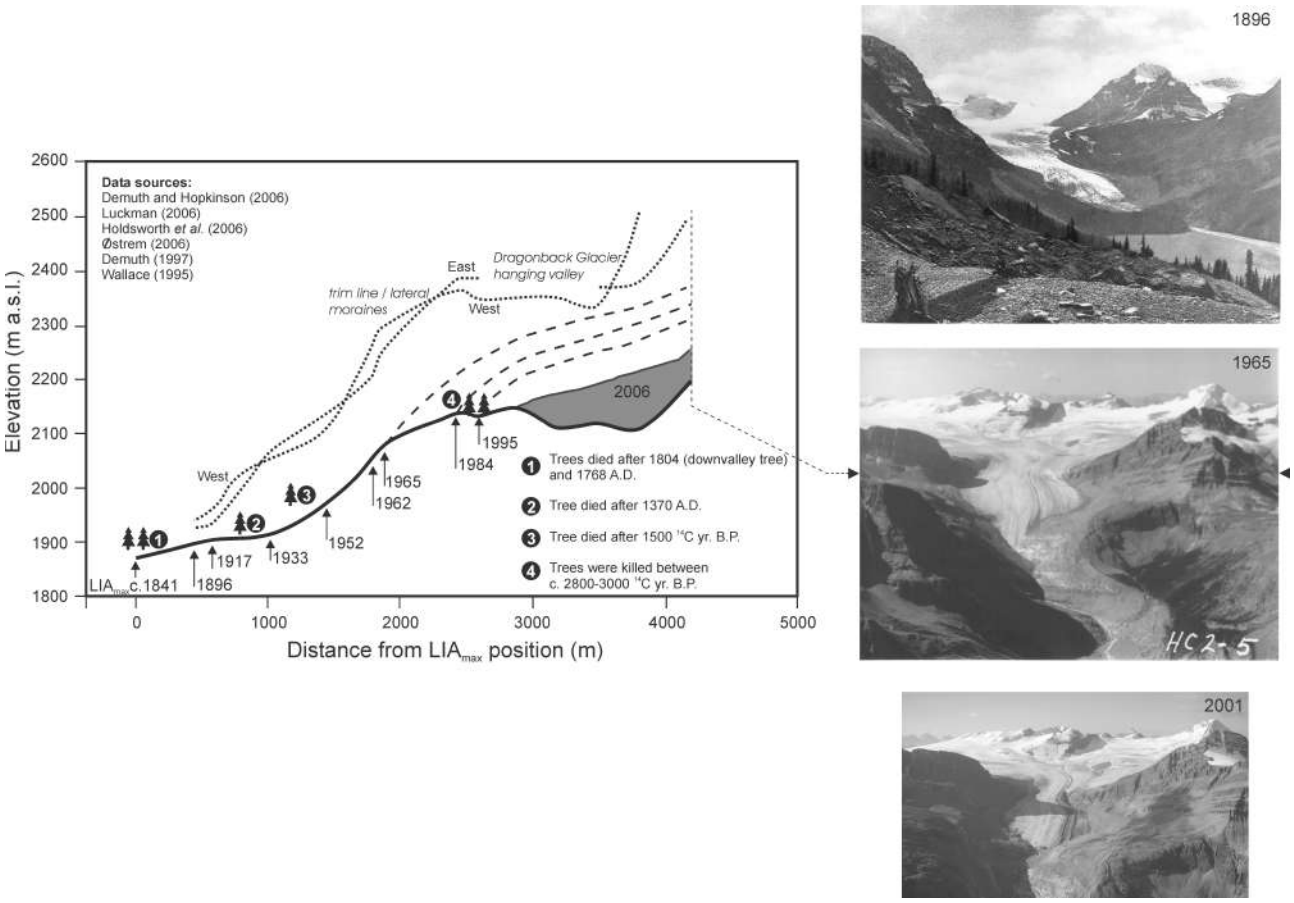


Figura 6 - Fronte del ghiacciaio Peyto, mostrata in profilo lungo una sezione longitudinale, che illustra la perdita superficiale e le posizioni della lingua, in relazione alla massima espansione Neoglaciale (adattato di Luckman, 2006). L'evidenza geobotanica suggerisce che il ghiacciaio ha sorpassato superfici con vegetazione matura almeno 4 volte negli ultimi 3000 anni. Le foto oblique indicano i traguardi, le morene laterali e la contrazione del ghiacciaio: 1896 (W. D. Wilcox, con il permesso del Whyte Museum delle Montagne Rocciose Canadesi (lastra NA 66-561); 1965, W.E.S. Henoch; 2001, M.N. Demuth.

Figure 6 - The snout of the Peyto Glacier shown in profile along a mid-span longitudinal transect illustrating surface wasting and terminus positions in relation to the *Neoglacial* maximum stage (adapted from Luckman 2006). The geo-botanical evidence suggests that the glacier has overridden mature forested surfaces at least 4 times during the last 3000 years. Oblique photos illustrate trimlines, lateral moraines and contraction: 1896, W.D. Wilcox, with permission Whyte Museum of the Canadian Rockies (plate NA 66-561); 1965, W.E.S. Henoch; 2001, M.N. Demuth.

Nella misura in cui i bilanci di massa invernali ed estivi sono rappresentativi delle precipitazioni e della temperatura, la dimostrazione che essi sono in correlazione per tutto il periodo di ricostruzione con un bilancio di massa netto quasi uguale (0,75 e 0,8 rispettivamente, $p<0.05$), fornisce una prospettiva. Vi sono tuttavia periodi, nei bilanci stagionali, nei quali l'alimentazione o la fusione del ghiacciaio dominano o rafforzano la risposta del bilancio netto (Demuth e Keller, 2006). Circa il 90 % del deflusso fluviale delle regioni NSRB e SSRB ha origine nelle Montagne Rocciose (SSRB, 2007), per lo più in forma di neve stagionale. Dato che questa è la stessa neve che alimenta i ghiacciai delle Montagne Rocciose, concentreremo la discussione sull'effetto delle variazioni climatiche invernali regionali.

To the degree that winter and summer balances are representative of precipitation and heat flux respectively, their demonstration that the seasonal balances correlate over the entire reconstruction period with the net mass balance about equally (0.75 and 0.8 respectively, $p<0.05$) provides one perspective. There are however intervals in the reconstructed and observed seasonal balance record where glacier nourishment or glacier melting either dominate or reinforce the net balance response (Demuth and Keller, 2006). Approximately 90 % of the streamflow for the NSRB and SSRB originates in the Rocky Mountains (SSRB, 2007), mostly in the form of seasonal snow. Since it is this same snow that nourishes the Rocky Mountain glaciers, we will concentrate the Discussion on the influences of variations in the region's winter climatology.

La climatologia invernale del XX secolo

Una ricerca della variabilità su scala sinottica del bilancio di massa dei ghiacciai nel Nord America occidentale, fatta da Walters e Meier (1989), ha rivelato che gli anni di bilancio di massa positivi dei ghiacciai nell'Alaska tendono a coincidere con gli anni di bilanci di massa negativi nella Cordigliera meridionale. Walters e Meier (1989) hanno citato una modulazione dello schema di circolazione nel Nord-America pacifico - un sistema di catene e di valli che influenzano il flusso locale di aria carica di umidità attraverso la Cordigliera - ed in particolare l'effetto di deflessione del centro di bassa pressione delle Aleutine sul sistema atmosferico che reca la neve. Questo lavoro ha esaminato molti studi che documentano gli spostamenti del regime oceano-atmosfera e il loro effetto sulla variabilità spaziale e temporale della copertura nevosa e del bilancio di massa dei ghiacciai (ad es., McCabe e Fountain, 1995; Brown e Goodison, 1996; Moore e McKendry, 1996; Hodge et al., 1998; Bitz e Battisti, 1999; Moore e Demuth, 2001). Demuth e Keller (2006) hanno applicato molto di questo lavoro nel contesto del Ghiacciaio Peyto e degli spostamenti di frequenza degli schemi di circolazione atmosferica che portano la neve e che influenzano le Montagne Rocciose.

Anzitutto questi spostamenti di regime sono in relazione con le anomalie di temperatura superficiale delle acque dell'Oceano Pacifico, ad esempio, per l'Oscillazione Pacifica Decadale (PDO: Zhang et al., 1997; Mantua et al., 1997) e la sua relazione con il PNA. Il PDO mostra una persistenza di circa 20-30 anni. La cosiddetta "fase calda" del PDO sembra condizionare il flusso meridionale di aria più secca invernale nella Cordigliera. In corrispondenza lo schema del PNA è intensificato con la posizione e la forza del basso delle Aleutine, che favorisce flussi sud-occidentali anormalmente caldi sul Nord-Est del Pacifico. In generale i percorsi delle perturbazioni sono spostati verso N, togliendo quindi umidità alla Cordigliera meridionale e alle Prairies occidentali (Moore e Demuth, 2001; Demuth e Keller, 2006). Presentiamo l'indice PDO (1901-2000, inverno=nov-mar) accanto al bilancio di massa invernale per il Ghiacciaio Peyto, ricostruito e osservato per il XX secolo (fig. 7). Tale bilancio è illustrato usando valori interannuali (medi) e scostamenti cumulativi normalizzati dal valore medio dei dati (in basso), che mettono in rilievo l'evidenza temporale e significativa dei maggiori scostamenti dalla media. Gli scostamenti di regime evidenti nel bilancio di massa invernale hanno luogo in corrispondenza con gli scostamenti di regime PDO, specialmente del 1947 e 1976. È evidente che tali scostamenti corrispondono a periodi, corti o prolungati, con bilanci di massa negativi (figura 5) [(4)]. Con riferimento alla biforcazione N-S dei bilanci di massa, notata da Walters e Meier (1989), la fig. 8 mostra il bilancio invernale di alcuni ghiacciai

20th century winter climatology

An investigation of the synoptic-scale variability of glacier mass balance in western North America by Walters and Meier (1989) revealed that years of positive glacier mass balance in Alaska tended to coincide with negative mass balance years in the southern Cordillera. Walters and Meier cited a modulation of the Pacific North America (PNA) circulation pattern - a system of ridges and troughs influencing the zonal flow of moisture-laden air across the Cordillera - and in particular, the steering effect of the Aleutian low pressure centre upon snow-bearing weather systems. This work spawned numerous studies documenting ocean-atmosphere regime shifts and their influence on the spatial and temporal variability of snowcover and glacier mass balance (e.g., McCabe and Fountain, 1995: Brown and Goodison, 1996; Moore and McKendry, 1996; Hodge et al. 1998; Bitz and Battisti, 1999; Moore and Demuth, 2001). Demuth and Keller (2006) cast much of this work into the context of Peyto Glacier and shifts in the frequency of snow-bearing atmospheric circulation patterns influencing the Rocky Mountains.

Principally, these regime shifts are related to Pacific Ocean SST (Sea Surface Temperature) anomalies as defined, for example, by the Pacific Decadal Oscillation (PDO; Zhang et al., 1997; Mantua et al., 1997) and its relationship with the PNA. The PDO exhibits a persistence of some 20-30 years. The so-called *warm phase* of the PDO appears to manifest the meridonal flow of dryer air into the Cordillera in winter. Correspondingly, the PNA pattern is intensified with the position and strength of the Aleutian low promoting anomalously warm southwesterly flows over the northeastern Pacific. In general, storm tracks are biased northward, thereby starving the southern Cordillera and western Prairies of moisture (e.g., Moore and Demuth, 2001; Demuth and Keller, 2006). The PDO index (1901-2000, winter = November-March) is presented along side the 20th Century reconstructed and observed winter mass balance for Peyto Glacier (figure 7). The winter balance is depicted using inter-annual values (middle), and normalized *cumulative* departures from the record mean (bottom) that enhance recognition of the timing and significance of major shifts in the mean. Obvious regime shifts in the winter balance occur in association with the well-documented PDO regime shifts, particularly 1947 and 1976. Notably, the timing of these regime shifts corresponds with both short and more persistent periods of continuously negative net balances (Figure 5) [(4)]. Referring back to the North-South mass balance bifurcation noted by Walters and Meier (1989), Figure 8 depicts the winter mass balance for the reference mass balance glaciers of the southern and northern Cordillera, also expressed as normal-

della Cordigliera meridionale, espressi come scostamenti normalizzati dalle medie individuali. La coerenza spaziale e temporale dello spostamento di regime del 1976 è sorprendente e riflette l'ampia variazione regionale dell'apporto di umidità invernale.

Sintesi della discussione

Nell'insieme, appaiono evidenti due fatti. In primo luogo: la ricostruzione di Watson e Luckman appare utile per il nostro lavoro di descrizione dello stato e dell'evoluzione delle risorse glaciali sui pendii orientali delle Montagne Rocciose.

ized cumulative departures from the individual record means. The spatial and temporal coherence about the 1976 regime shift is striking and reflects the broad regional variation of moisture delivery in winter.

Discussion summary

Taken together, two things are evident. First, the Watson and Luckman reconstruction appears to be useful in our effort to describe the state and evolution of the glacier resources of the Rocky Mountain eastern slopes.

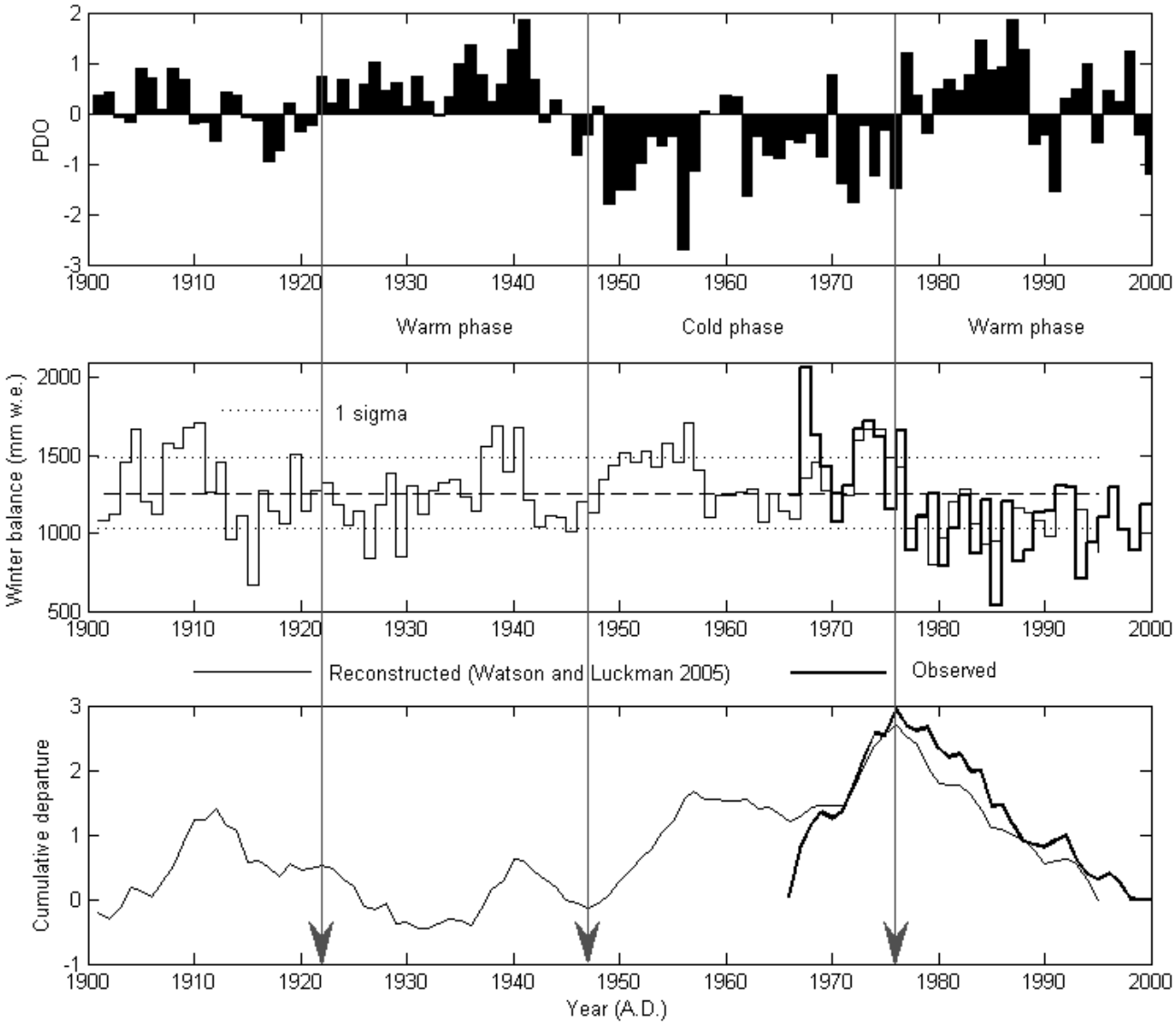


Figura 7 - Le variazioni di regime evidenti nell'inverno (Novembre-Marzo), le anomalie di temperatura della superficie oceanica (Oscillazione Pacifica Decadale, da Mantua et al., 1997) nonché il bilancio di massa invernale del XX secolo, ricostruito ed osservato per il ghiacciaio Peyto (espresso come scostamento cumulativo normalizzato dalla media).

Figure 7 - The regime shifts evident in winter (Nov-Mar) SST anomalies (Pacific Decadal Oscillation, after Mantua et al. 1997) and the 20th century reconstructed and observed winter mass balance for Peyto Glacier (also expressed as a cumulative normalized departure from its mean).

In secondo luogo, l'alimentazione dei ghiacciai ha un ruolo importante nella regione in esame, le cui risposte clima-ghiacciaio sono ritenute dominate dalle condizioni estive. Una persistente alimentazione sotto la media dal 1976, ha rafforzato l'impatto dell'innalzamento delle temperature minime e massime estive, evidenziato nelle decadi recenti (Luckman et al. 1998; Munro, comunicazione personale). In particolare, queste condizioni climatiche sembra che abbiano contribuito alla riduzione drastica della copertura glaciale per il periodo 1975-1998 documentato in questo studio. Pensiamo che il drammatico assottigliamento ora documentato con le tecniche del *remote sensing* (ad es. Hopkinson e Demuth, 2006), riferite alla cartografia disponibile ed alla morfostratigrafia (figura 6), sia il risultato: 1) dell'incremento della velocità di fusione nel XX secolo e, 2) dell'effetto di riduzione del flusso di massa nelle zone di accumulo (attualmente divenuto evidente dai tempi di risposta del volume dei ghiacciai della regione). Questi fattori incidenti si estendono alle osservazioni della minore copertura di nevato (Moore e Demuth, 2001), nonché alla riduzione significativa dell'albedo di onde corte sulle zone glacializzate, fattore questo misurato dallo spazio (ad es., AVHRR e MODIS, dati non pubblicati di Trichtchenko e Demuth). Insieme, questi fattori modificano la variabilità dell'accumulo nel tempo e la regolazione del deflusso dovuta dalla presenza di ghiacciai, e contribuiscono ad evidenziare il ciclo idrologico della regione in esame.

Second, glacier nourishment plays an important role in the study region, whose glacier-climate responses are generally thought to be dominated by summer conditions. Persistent below average glacier nourishment since 1976 has reinforced the impact of rising summer minimum and maximum air temperatures in evidence over the recent decades (Luckman et al., 1998; Munro personal communication). Notably, these climate conditions appear to have contributed to the drastic ice cover diminution for the 1975 - 1998 period documented in this study. We suggest that the dramatic thinning now being documented with remote sensing techniques (e.g., Hopkinson and Demuth, 2006) referenced to available legacy mapping and morpho-stratigraphy (Figure 6) is the result of: i) increasing late 20th Century melt rates; ii) the effect of decreasing mass flux from the regions' accumulation areas (now becoming apparent within the volume response times of the regions' glaciers). The impacts extend to observations of declining firn pack (Moore and Demuth, 2001) as well as significant reductions in shortwave albedo over glacierized regions as measured from space (e.g., AVHRR and MODIS, unpublished data Trichtchenko and Demuth). These factors all combine to modify the time variant storage and flow regulation afforded by the presence of glaciers, and contributes to an enhancement of the hydrological cycle for the study region.

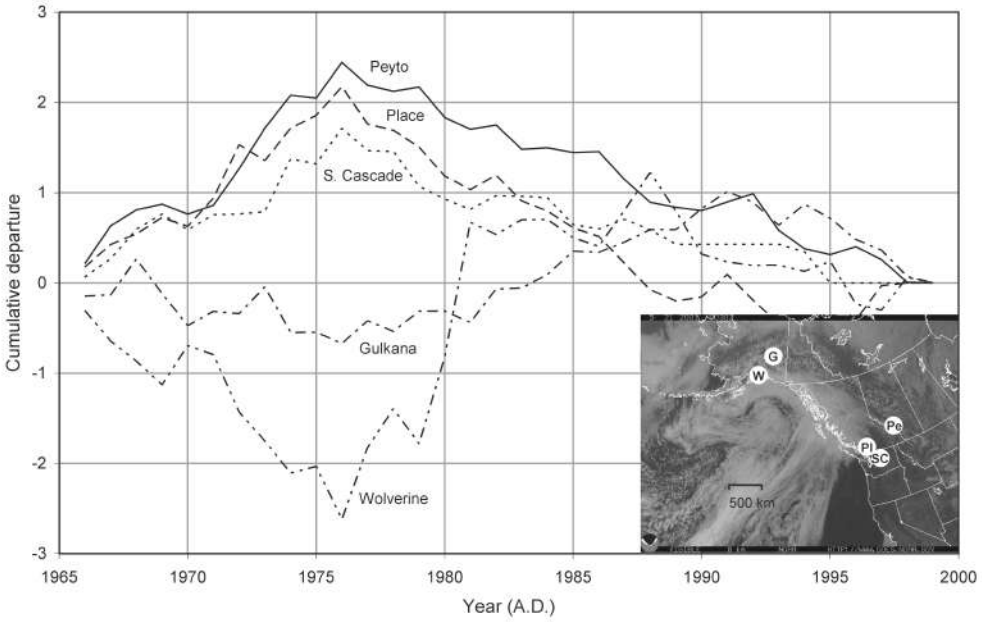


Figura 8 - Biforcazione regionale dei bilanci di massa invernali (espressi come scostamento cumulativo normalizzato dalla loro media) per i ghiacciai-tipo per lo studio del bilancio di massa nella Cordigliera Sud e Nord; si osserva corrispondenza con lo spostamento dell'Oscillazione Decadale Pacifica del 1976 (da Demuth e Keller, 2006, con dati supplementari per i ghiacciai dell'Alaska e del Washington, forniti dal USGS, Water Resources Division, R.M. Krimmell, D. Trabant e R. March).

Figure 8 - The regional bifurcation of winter mass balances (expressed as a cumulative normalized departures from their means) for the benchmark mass balance glaciers in the southern and northern cordillera; showing coherence about the 1976 Pacific Decadal Oscillation regime shift (after Demuth and Keller 2006, with additional data for glaciers in Alaska and Washington State from USGS-Water Resources Division, R.M. Krimmell, D. Trabant and R. March).

Conclusioni

La situazione globale circa le variazioni dei ghiacciai è dominata dalla riduzione degli stessi e dall'effetto derivante sul livello dei mari. Su scala regionale questo influenza le risorse locali di acqua dolce. Nei bacini imbriferi delle Montagne Rocciose, relativi al sistema del fiume Nelson, la riduzione dei piccoli ghiacciai sembra essere la caratteristica saliente dall'inizio dell'osservazione dei ghiacciai, nello scorso secolo e mezzo.

In conclusione, abbiamo evidenziato che la riduzione dei ghiacciai comporta un incremento a breve termine dei deflussi fluviali, determinato da tassi di fusione molto elevati, fino al raggiungimento delle condizioni di deflussi ridotti, dovuto al minor contributo della zona di fusione (fenomeno già osservato in molte parti della Cordigliera meridionale). Abbiamo dimostrato che, le variazioni dei ghiacciai sui versanti orientali delle Montagne Rocciose, sono caratterizzate non soltanto della sensibilità di risposta dei ghiacciai alle variazioni climatiche, inversamente proporzionali alla dimensione dei ghiacciai; ma che vi è inoltre una dipendenza stagionale dalle condizioni invernali ed estive. In entrambi i casi si riconosce che i fattori topografici e la dinamica dei ghiacciai, possono comportare una variabilità significativa locale e regionale.

Abbiamo illustrato l'importanza dei ghiacciai come risorsa regionale d'acqua e come una moderata entità di cambiamento ambientale per le regioni con scarse precipitazioni, associate alle necessità di vari settori che utilizzano l'acqua, eserciti una pressione sulla disponibilità della risorsa. Quanto argomentato sulle conseguenze a lungo termine degli spostamenti del regime oceano-atmosfera, dovrebbe cancellare la nozione di gestione delle risorse idriche dal punto di vista della stazionarietà di clima e idrologia. Per meglio definire i limiti di adattamento alle variazioni climatiche, sarà importante stabilire l'andamento delle risorge glaciali residue, in una regione sotto l'effetto delle modifiche climatiche prevedibili. I risultati dello studio suggeriscono che almeno una parte degli sforzi deve includere l'accertamento delle variazioni di massa dei ghiacciai in siti di riferimento, ben distribuiti entro la gamma della dimensione e della situazione dei ghiacciai.

Conclusions

Global concerns about glacier variations are dominated by glacier diminution and its impact on sea level. Regionally, this affects local fresh water resources. In the Rocky Mountain headwaters of the Nelson River system, small glacier diminution appears to be a well marked feature of the past century and a half of ice observation.

As a review, we refer to evidence that glacier diminution imparts short-term augmentation of stream flow brought about by high specific melt rates, but the effect of long-term reduction on contributing melt area must eventually dominate, thus leading to reduced stream flow – an effect already seen in many parts of the southern Cordillera.

We have demonstrated that glacier variations in the Rocky Mountain eastern slopes are not only characterized by the extent that glacier sensitivity to climate warming increases with decreasing glacier size, but are also seasonally related to both winter and summer conditions. It is recognized in both instances however, that topographic controls and glacier dynamics can exert significant local and regional variability.

We have illustrated the value of glaciers as a regional water resource, and as a sobering measure of environmental change for a rain-shadow region where the needs of numerous water-reliant sectors exert a stress on water availability. Our discussion and illustration of the far-reaching consequences of ocean-atmosphere regime shifts should give pause to the notion of managing waters resources from the point of view of stationary climate and hydrology. To better define climate change adaptation limits, it will be important to assess the trajectory of the remaining glacier resources in the region under the influence of projected changes in the climate. The results of the study suggest that at least part of the effort must involve the assessment of glacier mass change at reference sites well distributed across the range of known glacier size and situation.

Note

(1) Aggiornamenti e informazioni in Ommanney 1972b, 2002b

(2) 59 dei circa 200 ghiacciai presenti nel *Glacier Atlas of Canada* presenti entro i limiti latitudinali della regione di studio alla metà del XX secolo.

(3) ~ 340 L/giorno. http://www.polisproject.org/polis2/PDFs/FlushingFuture.pdf and Municipal Water Pricing 1991-1999. Environment Canada, Environmental Economics Branch (report disponibile al sito http://www.ec.gc.ca/erad/).

(4) Bitz e Battisti (1999) descrivono un'alta variabilità dovuta alla fluttuazione inter-annuale dell'Oscillazione Meridionale.

(5) Le stazioni idrometriche non funzionarono per un anno intero, durante una parte significativa del periodo 1975/6-1998.

Notes

(1) Updated and corrected information found originally in Ommanney 1972b, 2002b

(2) 59 of the ~ 200 that are noted in the *Glacier Atlas of Canada* to have existed within the latitude limits of their study region in the mid 20th Century.

(3) ~ 340 L/day. http://www.polisproject.org/polis2/PDFs/FlushingFuture.pdf and Municipal Water Pricing 1991-1999. Environment Canada, Environmental Economics Branch (report available at http://www.ec.gc.ca/erad/)

(4) Bitz and Battisti (1999) describe other variability due to the inter-annual fluctuation of the Southern Oscillation.

(5) Gauges were not operated for the entire year during a significant portion of the 1975/6-1998 time interval.

Ringraziamenti

È un piacere ringraziare Naomi Short e Jessika Töyra per lo sviluppo della banca dati e il supporto geomatico. L'elaborazione "beta" dei dati satellitari Landsat MSS è stata eseguita dal Canada Centre for Remote Sensing, Natural Resource Canada. Emma Watson ha gentilmente fornito i bilanci di massa ricostruiti per il Ghiacciaio Peyton. Parte di questo lavoro è stato finanziato con fondi MND e AP dal supporto del Canadian Government Climate Change Action Fund per il Prairie Adaptation Research Collaborative, and Government of Alberta – Climate Change Resources Users Group, Alberta Environment.

Acknowledgements

It is a pleasure to thank Naomi Short and Jessika Töyra for database development and geomatics support. Beta processing of Landsat MSS data was performed by Canada Centre for Remote Sensing, Natural Resource Canada. Emma Watson kindly provided reconstructed mass balance data for Peyto Glacier. The work was in-part funded by grants to MND and AP by the Canadian Government Climate Change Action Fund support to the Prairie Adaptation Research Collaborative, and the Government of Alberta – Climate Change Resources Users Group, Alberta Environment.

Italian translation: Alvaro Mazza and Andrea Almasio

Corresponding author address: Michael Demuth, Glaciology Section – Northern Canada Division, Geological Survey of Canada. Natural Resources Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Canada
E.mail: Mike.Demuth@NRCan.GC.CA.

Bibliografia / References

Arendt A., Echelmeyer K., Harrison W., Lingle C., Zirnheld S., Valentine V., Ritchie B. and Druckenmiller M. (2006) - *Updated estimates of glacier volume changes in the western Chugach Mountains, Alaska, and a comparison of regional extrapolation methods.* J. Geophysical Res., 111, F03019.

Bahr D., Meier M. and Peckman S. (1997) - *The physical basis of glacier volume-area scaling.* J. Geophysical Res., 102 (B9), 20, pp. 355-362.

Bitz C.M. and Battisti D.S. (1999) - *Inter annual to decadal variability in climate and the glacier mass balance in Washington, Western Canada, and Alaska.* J. Climate, 12, pp. 3181-96.

Braun L.N. and Escher-Vetter H. (1996) - *Glacial discharge as affected by climate change.* International Symposium Interpaevent 1996, Garmisch-Partenkirchen. Tagungspublikation, 1, pp. 65-74.

Brown R.D. and Goodison B.E. (1996) - *Interannual variability in reconstructed Canadian snow cover, 1915-1992.* J. Climate, 9, pp. 299-318.

C-CIARN (2006) - *Canadian Climate Impacts and Adaptation Research Network forum on Water Resources, Hydropower and Climate Change.* Winnipeg, Canada. http://www.c-ciarn.mcgill.ca/completed.html

Chen J. and Ohmura A. (1990) - *Estimation of alpine glacier water resources and their change since the 1870s.* IAHS Publication, 193, pp. 127-135.

Collier E.P. (1958) - *Glacier variation and trends in runoff in the Canadian Cordillera.* IAHS Publication, 46, pp. 344-357.

DeBeer C.M. and Sharp M. (2007) - *Recent changes in glacier area and volume within the southern Canadian Cordillera.* Ann. Glaciol., 46, pp. 215-221.

Demuth M.N. and Hopkinson C. (2006) - *Glacier surface elevation data derived from Airborne Laser Terrain Mapper surveys over the reference monitoring glaciers of the Canadian Glacier-Climate Observing System - Western and Northern Cordillera, August 2006.* Spatially Referenced Dataset, Geological Survey of Canada and the Canadian Consortium for Lidar Environmental Applications Research.

Demuth M.N. and Keller R. (2006) - *An assessment of the mass balance of Peyto Glacier (1966-1995) and its relation to recent and past century climatic variability. In: Peyto Glacier: One Century of Science*, Demuth M.N., Munro D.S. and Young G.J. (Eds). National Hydrology Research Institute Science Report, 8, pp. 83-132.

Demuth M.N., Munro D.S. and Young G.J. (Editors) (2006) - *Peyto Glacier: One Century of Science.* National Hydrology Research Institute Science Report 8, (Cat No. En 36-513/8E; ISSN: 0843-9052; ISBN: 0-660-17683-1).

Demuth M.N. and Pietroniro A. (2003) - *The impact of climate change on the glaciers of the Canadian Rocky Mountain eastern slopes and implications for water resource adaptation in the Canadian prairies – Phase I, North Saskatchewan River Basin headwaters.* CCAF - Prairie Adaptation Research Collaborative, Study Report Project P55, plus Technical Appendices.

Environment Canada-NHRI (1989) - *Map sheets IWB 1135, 1131, 1132, 1133, 1134.* In: "Glacier Atlas of Canada", limited edition. C.S.L. Ommanney Ed. National Hydrology Research Institute, Scientific Information Division (http://atlas.gc.ca/site/english/maps/archives/glacier)

Environment Canada-WSC (2005) - *Canadian hydrometric data: HYDAT CD-ROM.* (http://www.wsc.ec.gc.ca/products/main_e.cfm?cname=products_e.cfm)

Field C.B., Mortsch L.D., Brklacich M., Forbes D.L., Kovacs P., Patz J.A., Running S.W. and Scott M.J. (2007) - *North America. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability.* Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Inter-governmental Panel on Climate Change, Parry M.L., Canziani O.F., Palutikof J.P., van der Linden P.J. and Hanson C.E., (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 617-652 (http://www.ipcc-wg2.org/index.html).

Flemming S.W. and Clarke G.K.C. (2005) - *Attenuation of high-frequency interannual streamflow variability by watershed glacial cover.* ASCE J. of Hydraulic Eng. 131(7), pp. 615-618.

Fountain A. and Tangborn W.V. (1985) - *The effect of glaciers on streamflow variations.* Water Resources Res., 21(4), pp. 579-586.

Glenday P. (1991) - *Determination of morphologic and volumetric change, Peyto Glacier, Alberta, 1966-1989.* M.Sc. Masters Thesis, Wilfrid Laurier University.

Granshaw F.D. and Fountain A.G. (2006) - *Glacier change (1958-1998) in the North Cascades National Park Complex, Washington, USA.*

Haeberli W., Muller P., Alean P. and Bosch H. (1989) - *Glacier changes following the Little Ice Age – a survey of the international data basis and its perspectives.* Oerlemans J. (Ed.), Proc. Symp. Glacier Fluctuations and Climatic Change, pp. 77-101.

Henoch W.E.S. (1971) - *Estimate of glacier's secular (1948-1966) volumetric change and its contribution to the discharge in the upper North-Saskatchewan River Basin.* J. Hydrology, 12, pp. 145-160.

Hodge S.M., Trabant D.C., Krimmel R.M., Heinrichs T.A., March R.S. and Josberger E.G. (1998) - *Climate variations and changes in mass of three glaciers in western North America.* J. Climate, 11(2), pp. 161-179.

Hopkinson C. and Demuth M.N. (2006) - *Using airborne lidar to assess the influence of glacier downwasting on water resources in the Canadian Rocky Mountains.* Can. J. Rem. Sens., 32(2), pp. 212-222.

Hopkinson C. and Young G.J. (1998) - *The effect of glacier wastage on the flow of the Bow River at Banff, Alberta, 1951-1993.* Hydrol. Process., 12(1), pp. 745-762.

IPCC (2007) - *Summary for Policymakers.* In: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Parry M.L., Canziani O.F., Palutikof J.P., van der

Linden P.J. and Hanson C.E. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 7-22.

Jansson P., Hock R. and Schneider T. (2003) - *The concept of glacier water storage - a review.* J. Hydrology, 282, pp. 116-129.

Kääb A., Maisch P.F., Kellenberger M., Haeberli W. (2002) - *The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I Methods.* Ann. Glaciol., 34, pp. 355-361.

Kuhn M. (1993) - *Possible future contributions to sea level change from small glaciers. In: Climate and Sea Level Change: Observations, Projections and Implications*, Warrick R.A., Barrow E.M. and T.M.L. (Eds.), Cambridge University Press, pp. 134-143.

Luckman B.H., Holdsworth G. and Osborn G.D. (1993) - *Neoglacial glacier fluctuation in the Canadian Rockies.* Quaternary Res., 39, pp. 144-153.

Luckman B.H. (2000) - *The Little Ice Age in the Canadian Rockies*. Geomorphology, 32, pp. 357-384.

Luckman B.H. (2006) - *The Neoglacial History of Peyto Glacier*. In: *Peyto Glacier: One Century of Science*, Demuth M.N., Munro D.S. and Young G.J. Eds., National Hydrology Research Institute Science Report, 8, pp. 25-57.

Luckman B.H., McCarthy D.P., Watson E., St. George R.S., Kavanagh T.A., Robinson B.J. and Colenutt M.E. (1998) - *Field Investigations in the Canadian Rockies in 1997*. Report to Parks Canada and the British Columbia Parks Service.

Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M. and Francis R.C. (1997) - *A Pacific interdecadal climate oscillation with impact on salmon production*. Bulletin of the American Meteorological Society, 78, pp. 1-11.

McCabe Jr. G.J. and Fountain A.G. (1995) - *Relation between atmospheric circulation and changes in South Cascade Glacier, Washington*. Arctic and Alpine Res., 27, pp. 226-233.

Meier M.F. (1969) - *Glaciers and water supply*. J. American Water Works Association, 61(1), pp. 8-12.

Mitchell B. and Shrubsole D. (1994) - *Canadian Water Management: Visions for Sustainability.* Canadian Water Resources Association.

Moore R.D. (1992) - *The influence of glacier cover on the variability of annual runoff, Coast Mountains, British Columbia, Canada*. Can. Water Resources J., 17, pp. 101-109.

Moore R.D. and McKendry I.G. (1996) - *Spring snowpack anomaly patterns and winter climatic variability, British Columbia, Canada*. Water Resources Res., 32, pp. 623-632.

Moore R.D. and Demuth M.N. (2001) - *Mass balance and streamflow variability at Place Glacier, Canada, in relation to recent climate fluctuations*. Hydrol. Process., 15(3), pp. 473-486.

Moran T.A., Marshall S., Evans E.C. and Sinclair K.E. (2007) - *Altitudinal gradients of stable isotopes in lee-slope precipitation in the Canadian Rocky Mountains*. Arctic, Antarctic and Alpine Res., 39(3), pp. 455-467.

Ommanney C.S.L. (1972a) - *Glacier surveys by District personnel of the Water Survey of Canada: 2 Peyto Glacier*. Glacier Inventory Note No.7. Inland Waters Branch, Department of the Environment, Ottawa, Canada.

Ommanney C.S.L. (1972b) - *Glacier inventory*. In: *Guidebook to the International Symposia on the Role of Ice and Snow in Hydrology*, Banff, Canada. Canadian National Committee for the International Hydrological Decade, pp. 84-87.

Ommanney C.S.L. (1996) - *100 years of glacier observations in Canada (1890-1990).* Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 18, pp. 321-330.

Ommanney C.S.L. (2002a) - *History of glacier investigations in Canada*. In: "Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. Volume J, Glaciers of North America-Glaciers of Canada", Williams Jr. R.S. and Ferrigno J.G. (Eds.), U.S. Geological Survey Professional Paper 1386, pp. J27-J82.

Ommanney C.S.L. (2002b) - *Glaciers of the Canadian Rockies*. In: *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*, Volume J, Glaciers of North America-Glaciers of Canada, Williams Jr. R.S. and Ferrigno J.G. (Eds.), U.S. Geological Survey Professional Paper 1386: pp. J199-J189.

Ommanney C.S.L., Clarkson J. and Strome M.M. (1970) - *Information booklet for the inventory of Canadian glaciers*. Glacier Inventory Note No.4. Inland Waters Branch, Department of Energy Mines and Resources, Ottawa, Canada.

Østrem G. (2006) - *History of scientific studies at Peyto Glacier*. In: "Peyto Glacier: One Century of Science". Demuth M.N., Munro D.S. and Young G.J. (Eds)., National Hydrology Research Institute Science Report, 8, pp. 1-23.

Østrem G. and Arnold K.C. (1970) - *Ice-cored moraines in southern British Columbia and Alberta, Canada*. Geogr. Ann., 52A(2), pp. 120-128.

Paul F., Huggel C., Kääb A., Kellenberger T. and Maisch M. (2002) - *Comparison of TM-dereived glacier areas with higher resolution data sets*. Proc. EARSel-LISSIG Workshop, 2, pp. 15-21

Petts G., Gurnell A. and Milner A. (2006) - *Eco-hydrology: New opportunities for research on glacier fed rivers*. In: *Peyto Glacier: One Century of Science*, Demuth M.N., Munro D.S. and Young G.J. (Eds.), National Hydrology Research Institute Science Report, 8, pp. 255-75.

Pietroniro A., Demuth M.N., Dornes P., Töyra J., Kouwen N., Bingeman A., Hopkinson C., Burn D. and Brua R. (in-press) - *Streamflow shifts resulting from past and future glacier fluctuations in the eastern flowing basins of the Rocky Mountains*. For the Climate Change Resources Users Group, Government of Alberta and Alberta Environment. National Water Research Institute.

Rampini A., Brivio P.A., Rota-Nodari F. and Binaghi E. (2002) - *Mapping alpine glacier changes from space*. Proc. IGARSS 4, 2, pp. 199-201.

Riggs G.A., Hall D.K. and Salomonson V.V. (1994) - *A snow index for the Landsat Thematic Mapper and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.* Proc. IGARSS 4, 1, pp. 942-944.

Sauchyn D., Demuth M.N. and Pietroniro A. (in-press) - *Upland watershed management and global change - Canada's Rocky Mountains*

and western plains. In: *Rosenberg Water Policy Fora*, Volume 1, *Managing Upland Watersheds In An Era Of Global Climate Change*, Vaux H. Series Editor, Garrido A. and Dinar A. Volume Eds. Routelage Publishers.

Sidjak R.W. and Wheate R.D. (1999) - *Glacier mapping of the Illecillewaet Icefield, British Columbia, Canada, using Landsat TM and digital elevation data*. Intl. J. Rem Sens., 20(2), pp. 273-284.

Sprague J.B. (2006) - *Great wet north? Canada's myth of water abundance (Chapter 2)*. In: Karen Bakker (Ed.), "Eau Canada: The Future of Canada's Water". UBC Press, Vancouver.

SSRB 2007 - *Climate Change and Water - South Saskatchewan River Basin Final Technical Report*. Martz L., Bruneau J. and J.T. Rolfe (Eds.), "Climate Change Impacts and Adaptation Program".

Stahl K. and Moore R.D. (2006) - *Influence of watershed glacier coverage on summer streamflow in British Columbia, Canada*. Water Resources Res., 42, W06201.

Stewart R. E., Bachand D., Dunkley R.R., Giles A.C., Lawson B., Legal L., Miller S.T., Murphy B.P., Parker M.N., Paruk B.J., and Yau M.K. (1995) - *Winter storms over Canada*. Atmosphere-Ocean, 33(2), pp. 233-247.

Trans - Alta Utilities - http://www.transalta.com/transalta/webcms.nsf/AllDoc/A5FAA9C26A2E1153872571A80002E8BC?OpenDocument

Vaux G. and Vaux W.S. Jr., (1899) - *Some observations on the Illecillewaet and Asulkan Glaciers of British Columbia*. Academy of Natural Sciences of Philadelphia, Proceedings, pp. 560-563.

Wallace A.L. (1995) - *The volumetric change of the Peyto Glacier, Alberta, Canada 1896-1966*. Unpublished Masters Thesis, Wilfrid Laurier University, Canada.

Walters R.A. and Meier M.F. (1989) - *Variability of glacier mass balances in western North America*. Geophysical Monographs, 55, pp. 365-374.

Watson E. and Luckman B.H. (2005) - *Tree-ring based mass-balance estimates for the past 300 years at Peyto Glacier, Alberta, Canada*. Quaternary Res., 62, pp. 9-18.

Wheeler A.O. (1911) - *Motion of the Yoho Glacier*. Can. Alpine J., 3, pp. 123-126.

Wheeler A.O. (1934) - *Records of glacier observations in the Canadian Cordillera*. Can. Alpine J., 22, pp. 172-187.

Whitfield P.H., Pilon P.J., Burn D.H., Arora V., Lins H.F., Ouarda T., Sellars C.D. and Spence C. (2004) - *Climate Variability and Change - Rivers and Streams (Chapter 11)*. In: *Threats to Water Availability in Canada*. National Water Research Institute, Scientific Assessment Report Series 3.

Young, G.J. (1991) - *Hydrological interactions in the Mistaya basin, Alberta, Canada*. Snow, Hydrology and Forest in High Alpine Areas (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1991). IAHS Publication, 205, pp. 237-244.

Zhang Y., Wallace J.M. and Battisti D.S. (1997) - *ENSO-like interdecadal variability: 1900-93*. J. Climate, 10, 1, 004-020.

Oddur SIGURÐSSON (*)

I ghiacciai dell'Islanda: caratteristiche e variazioni nel corso dell'ultimo secolo

Glaciers of Iceland: peculiarities and variations during the last century

Riassunto

I ghiacciai coprono l'11 % della superficie islandese e ricevono il 20 % ca. delle precipitazioni totali che bagnano il paese. In Islanda sono stati identificati circa 280 apparati glaciali, la maggior parte dei quali di tipo montano, localizzati nei distretti nordici; ma la quota principale di superficie e volume di ghiaccio è stoccata nelle cinque principali calotte. Storicamente, i ghiacciai hanno costituito un grande rischio per le popolazioni locali, con le loro avanzate verso aree abitate o attraverso fenomeni di *jökulhlaups* (rotte glaciali) che hanno inondato centinaia di chilometri quadrati in varie province del paese. I ghiacciai islandesi sono avanzati con maggiore o minore intensità durante i primi mille anni di insediamento umano nell'isola, risalente al nono secolo d.C. Nel corso del Novecento, i ghiacciai hanno perduto parte del loro volume (e le loro fronti si sono di conseguenza ritirate), in particolar modo durante il secondo quarto del secolo e, ancora più rapidamente, all'inizio del ventunesimo secolo. Conseguentemente, la fusione glaciale è aumentata mentre il ritiro dei ghiacciai ha prodotto un accorpamento e una riduzione del numero dei corsi d'acqua. Alcuni piccoli ghiacciai montani sono scomparsi durante il secolo scorso. Si ritiene che gran parte dei ghiacciai islandesi rischi l'estinzione nel corso dei prossimi due secoli nel caso in cui le attuali tendenze al riscaldamento risultino confermate.

Abstract

Glaciers constitute 11 % of the area of Iceland. About 20 % of the total precipitation falls on the glaciers. About 280 glaciers have been identified in the country, most of them mountain glaciers in the northern districts but the main area and volume lies in the 5 major ice caps. Glaciers have posed great hazards to human populations historically by advancing over inhabited districts and causing *jökulhlaups* (glacier outburst floods) that have inundated hundreds of square kilometers in various districts of the country. Glaciers advanced more or less continuously during the first millennium after the settlement of Iceland in the 9th century. During the last century, glaciers have lost volume and retreated accordingly, particularly during the second quarter of the 20th century and again, even faster, at the turn of the 21st century. The glacial discharge has increased as a result, and rivers have gathered in fewer courses as glaciers retreated. A few small mountain glaciers have vanished entirely during the last century. The vast majority of Icelandic glaciers are expected to disappear during the next two centuries if current warming trends continue.

Introduzione

Seppure, secondo tradizione, l'Islanda sia più nota per i suoi ghiacci marini, i ghiacciai del paese sono molto sviluppati, e nessuna esauriente descrizione del suo paesaggio può escluderli. I ghiacciai si sviluppano sull'11 % della superficie del paese e costituiscono un elemento scenico di forte caratterizzazione del paesaggio di molte province, situati come sono sulle montagne più elevate (fig. 1). Inoltre, i ghiacciai hanno avuto un considerevole impatto sulla storia della nazione sin dalle sue origini, in particolar modo per i rischi connessi alle eruzioni subglaciali dei vulcani ricoperti dal ghiaccio.

Introduction

Although according to tradition Iceland is named for sea ice, the glaciers of the country are very prominent and no description of the landscape would be adequate without mentioning them. Glaciers comprise 11 % of the total area of the country and add immensely to the scenery in most districts because they are usually on the highest mountains (fig. 1). Moreover, glaciers have had a considerable impact on the history of the nation from the very beginning, particularly as a result of the hazards associated with explosive subglacial eruptions in ice-covered volcanoes.

(*) National Energy Authority, Hydrological Service, Iceland.

I due principali fattori climatici che governano la crescita e il declino dei ghiacciai sono le precipitazioni invernali e le temperature estive.
I ghiacciai di maggiori dimensioni si incontrano laddove maggiori sono le precipitazioni (ad es. lungo il litorale sud-orientale, esposto ai venti marittimi predominanti). Le più grandi calotte di ghiaccio sono localizzate nel Sud e nel Sud-Ovest del paese e negli altopiani centrali. Un'altra calotta ha sede nella penisola nord-occidentale. Dei circa 280 ghiacciai islandesi, 190 trovano posto negli altopiani settentrionali: sono ghiacciai montani di piccole dimensioni, per lo più esposti a Nord (fig. 2). Una quarantina di ghiacciai montani sono distribuiti nelle montagne dei fiordi orientali. Le più alte montagne del paese sono vulcani attivi, tutti interessati dalla presenza di calotte glaciali.

The two principal climatic factors governing the waxing and waning of glaciers are: precipitation during the winter and temperature during the summer
The biggest glaciers reside where the precipitation is greatest (that is to say the southeast coast that faces the predominant maritime wind direction). The largest ice caps are found in the southern and southeastern part of the country and the central highlands. One is situated on the northwest peninsula. Of ca. 280 glaciers in Iceland, about 190 are found in the northern highlands. All of those are quite small mountain glaciers, primarily facing north (fig. 2). About 40 similar mountain glaciers are distributed throughout the mountains of the eastern fjords. The highest mountains in the country are active volcanoes. They are all ice capped.

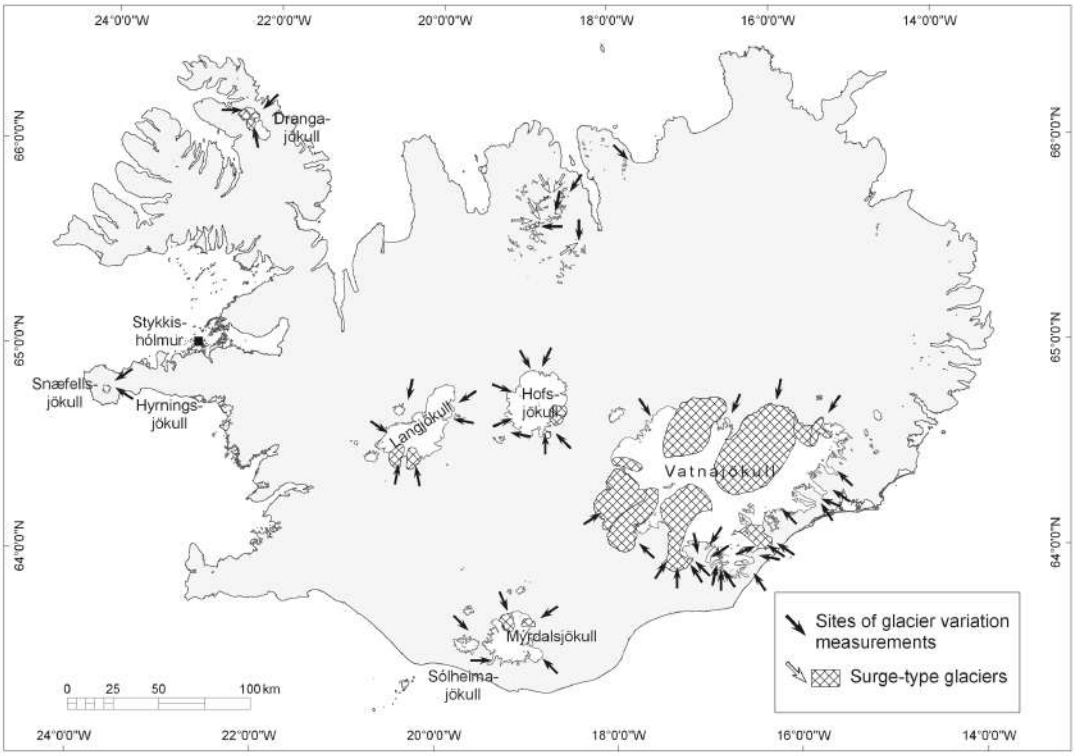


Figura 1 - Carta di localizzazione dei ghiacciai dell'Islanda. I siti per il monitoraggio delle variazioni frontali sono indicati dalle frecce nere. I ghiacciai *surge-type* sono riconoscibili per la superficie retinata.

Figure 1 - Location map of Iceland with glacier outlines. Sites for monitoring of glacier front variations marked with black arrows. Identified *surge-type glaciers* are cross hatched.

Le oscillazioni dei ghiacciai
Durante l'ultima era glaciale, l'Islanda era quasi interamente ricoperta dai ghiacciai. Dopo la sua improvvisa conclusione, questi sono andati ritirandosi, in forma di calotta, sulle cime più elevate. Già nei manoscritti risalenti alle origini dell'insediamento islandese (1100 anni fa) è rilevata la presenza dei ghiacciai e delle torbide acque dei fiumi glaciali. E i ghiacciai trovano spazio sin nei più antichi toponimi.

Oscillations of glaciers
During the Last Ice Age, Iceland was almost entirely covered by glacier ice. After the sudden end of the Ice Age about glaciers more or less disappeared, leaving only the highest mountains with ice caps. At the time of settlement 1,100 years ago, the presence of glaciers and the turbid water of the glacial rivers were noted as witnessed in early manuscripts. Glaciers are commonplace in the oldest place-names.

Secondo i documenti storici, i ghiacciai hanno vissuto una fase di crescita pressoché continua a partire almeno dal XVII secolo. Pascoli, foreste, aree abitate vengono occupati dalla loro avanzata, a indicare il maggior progresso avvenuto dai tempi dell'ultima glaciazione (Sigurðsson, 2005).

La Piccola Età Glaciale islandese si è conclusa attorno al 1890. Il regresso dei ghiacciai, per quanto lento, era evidente già nei primi decenni del XX secolo (Björnsson, 1998). Negli anni Venti, un importante riscaldamento del clima ha provocato ritmi di contrazione elevati per tutti i ghiacciai dell'isola. Questo ritiro è proseguito con intensità moderata sino al 1970 ca. Tra 1970 e 1995 i ghiacciai sono quasi costantemente avanzati, grazie al raffreddamento che ha colpito l'area compresa tra Labrador, Groenlandia meridionale e Islanda stessa (Hanna et al., 2004). Nei primi anni del XXI secolo i ghiacciai si sono contratti a ritmi assai veloci, i più rapidi dal 1930, da quando cioè l'*Iceland Glaciological Society* ha iniziato a monitorarne le fronti (figg. 1 e 4) (Sigurðsson, 1998; Jóhannesson e Sigurðsson, 1998; Sigurðsson, 2006). Nello scorso decennio, la superficie glacializzata si è contratta in media dello 0,3 % all'anno (confronto dei perimetri) mentre, secondo i bilanci di massa, la perdita di spessore si assesta attorno allo 0,4 % annuo (Sigurðsson, 2006). Secondo i modelli di bilancio, i ghiacciai islandesi potrebbero scomparire nei prossimi due secoli laddove proseguisse l'attuale tendenza al riscaldamento (Jóhannesson, 1997; Fenger, 2007).

I profili di tutti i ghiacciai islandesi sono stati recentemente tracciati attraverso Landsat 7 e immagini SPOT-5 (http://gullhver.os.is/website/hpf/orkustofnun_english/viewer.htm) e l'interpretazione è stata verificata attraverso stereo-foto aeree oblique. I ghiacciai islandesi non interessati da surge, rispondono di norma quasi immediatamente al loro bilancio di massa (Sigurðsson et al., 2007) (fig. 3). La miglior aderenza (r^2>0.5) tra variazioni frontali e temperatura estiva, quest'ultima fondamentale nel determinare il bilancio dei ghiacciai islandesi, si ha quando la risposta ai mutamenti di massa avviene (o si presume avvenire) nello stesso anno. Ciò, indipendente dalle dimensioni del ghiacciaio. Gli apparati soggetti a surge reagiscono in maniera differente, come descritto più oltre.

Durante il XX secolo, i ghiacciai islandesi hanno subito un ritiro circa pari a quello della loro avanzata tra 1600 e 1900 (Sigurðsson, 2005). Il regresso è proporzionale alle dimensioni. Gli apparati più estesi si sono ritirati di circa 4-5 km mentre quelli minori delle montagne settentrionali si sono contratti solo nell'ordine di un centinaio di metri. I ghiacciai di circo, con settori di ablazione coperti da detrito, hanno fatto segnare contrazioni lineari molto deboli. Ma alcuni tra i ghiacciai più piccoli sono scomparsi, lasciando sul campo morene a nucleo di ghiaccio.

According to historical documents glaciers have advanced more or less continuously at least since the 17th century. Grazing areas, forests and inhabited districts were overrun by glaciers, which indicates that this was the greatest advance of glaciers since the last glaciation (Sigurðsson, 2005).

In Iceland "The Little Ice Age" ended about 1890. The retreat of glaciers, however slow, was obvious during the first decades of the 20th century (Björnsson, 1998). In the 1920s considerable climate warming resulted in high rate of retreat of all glaciers in the country. This retreat continued at a moderate pace until about 1970. During the period 1970-1995 glaciers advanced almost continuously due to a cooler climate in an area reaching from Labrador and across southern Greenland to Iceland (Hanna et al., 2004). During the first years of the 21st century glaciers have retreated faster than at any time since 1930, when the *Iceland Glaciological Society* began monitoring glacier front variations (figs. 1 and 4) (Sigurðsson, 1998, Jóhannesson and Sigurðsson 1998; Sigurðsson, 2006). During the past decade the glacier surface area has decreased on the average by about 0.3 % per year, as deduced from repeated tracing of outlines, and by about 0.4 % in thickness according to mass-balance measurements (Sigurðsson, 2006). According to models of mass balance Icelandic glaciers will essentially disappear during the next two centuries if global warming continues as expected (Jóhannesson 1997; Fenger, 2007).

Outlines of all Icelandic glaciers have been traced recently from Landsat 7 and SPOT-5 images (http://gullhver.os.is/website/hpf/orkustofnun_english/viewer.htm) and the interpretation of the location of the outlines has been verified by oblique aerial stereo photographs.

Non-surge-type glaciers in Iceland usually do react to mass-balance changes almost immediately (Sigurðsson et al., 2007) (fig. 3). Best fit (r^2>0.5) between glacier front variations and summer temperature, which is the main factor in mass balance of glaciers in Iceland, is attained if the glacier reaction to the mass-balance change is assumed to occur within the same year. This is independent of the glacier size. Surge-type glaciers react in a different way as explained below.

During the 20th century glaciers in Iceland retreated approximately as far as they advanced from 1600-1900 (Sigurðsson, 2005). Glaciers decrease in proportion to their size. The largest glaciers have retreated about 4-5 km but the small mountain glaciers of northern Iceland have retreated only on the order of one hundred meters. Cirque glaciers that are covered by debris in the ablation area have decreased very little in length. A few of the smallest glaciers have disappeared entirely, leaving only remnants of ice-cored moraines.

Figura 2 - Ghiacciai di circo surge-type: il Teigardalsjökull (quiescente) e il Búrfellsjökull (in surge) nell'Islanda del Nord. (O. Sigurðsson).

Figure 2 - Two surge-type cirque glaciers, Teigardalsjökull (quiescent) and Búrfellsjökull (surging) in Northern Iceland. (O. Sigurðsson).

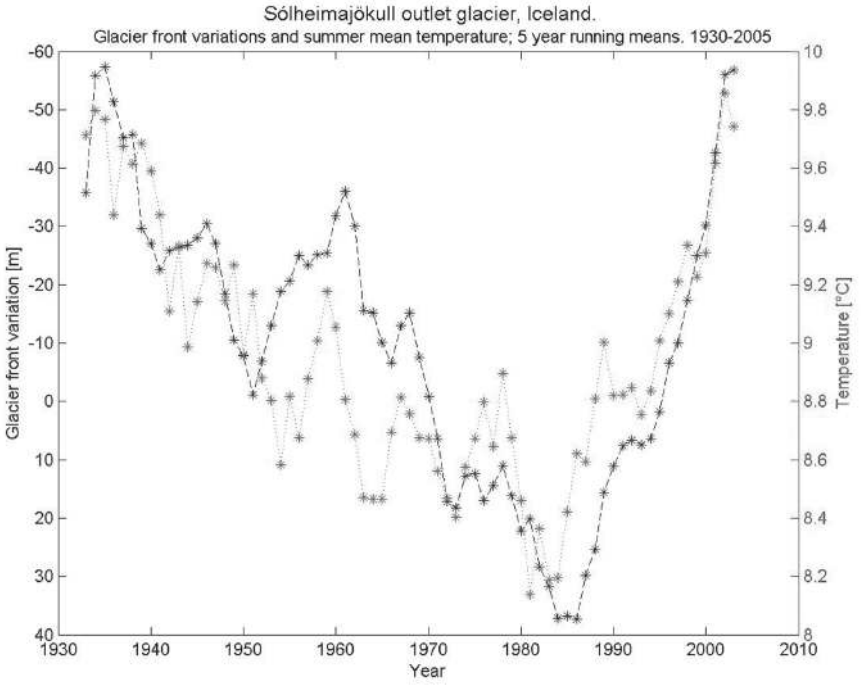


Figura 3 - Variazioni frontali annuali del ghiacciaio di sbocco Sólheimajökull confrontate con la temperatura media estiva di Stykkishólmur, Islanda occidentale (media mobile di 5 anni).

Figure 3 - Annual variations of the terminus of Sólheimajökull outlet glacier compared with mean summer temperature in Stykkishólmur, western Iceland (5-year running mean).

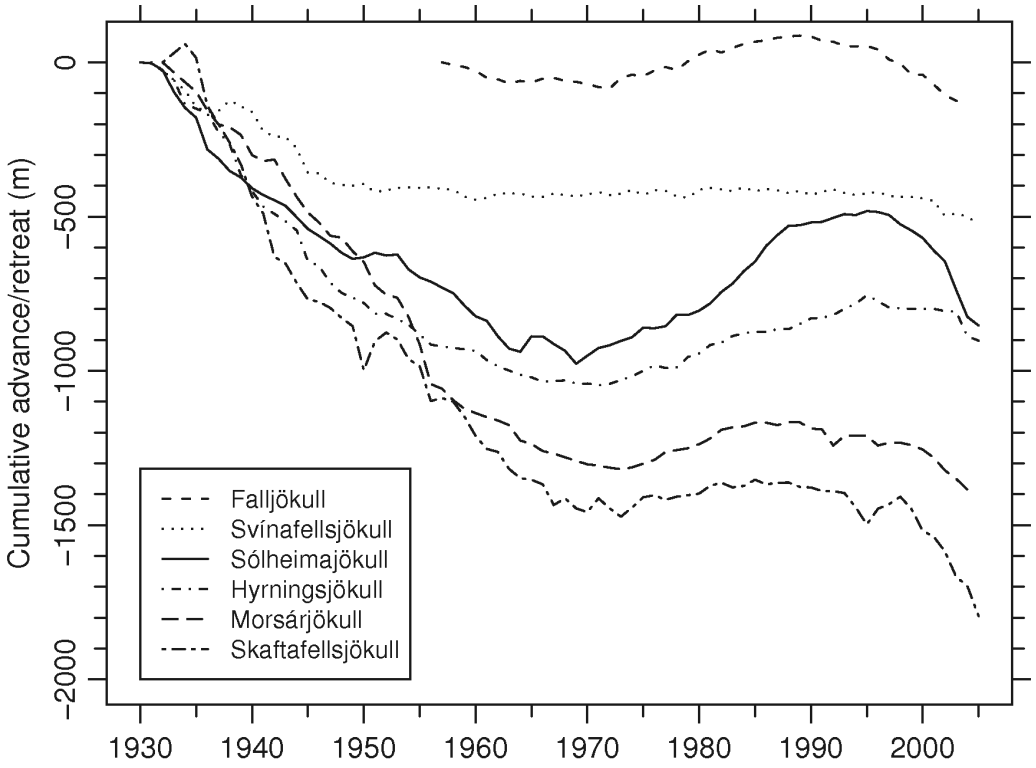


Figura 4 - Variazioni frontali cumulate di 6 ghiacciai di sbocco *non-surge-type* dal 1930. (per concessione della Iceland Glaciological Society).

Figure 4 - Cumulative front variations of six non-surge-type outlet glaciers since 1930. (Courtesy of Iceland Glaciological Society).

Ghiacciai surge-type

Differenze intrinseche tra i ghiacciai o tra le lingue di sbocco possono influenzare la reazione della fronte al bilancio di massa. In questo senso, è importante distinguere tra i ghiacciai soggetti a surge (surge-type glaciers) e quelli non interessati da tale fenomeno (non-surge-type glaciers). Caratteristica comune ai surge-type glaciers è quella di non disporre di una velocità sufficiente ("velocità di equilibrio" o *balance velocity*) al trasporto degli accumuli verso il bacino di ablazione e in grado quindi di mantenere un equilibrio tra i due processi. Nel tempo, tale squilibrio trova inevitabilmente sfogo in un momento di flusso più veloce. Spesso, ciò determina l'evoluzione verso un fenomeno di surge. Le ragioni per le quali alcuni ghiacciai non riescano a raggiungere la loro velocità di equilibrio non sono ancora abbastanza chiare.

Un buon numero di ghiacciai islandesi rientra nella categoria dei surge-type glaciers (fig. 1). Le loro dimensioni variano da quelle dei piccoli ghiacciai di circo, di superficie inferiore a 1 km^2 (fig. 2), fino a quelle dei più grandi ghiacciai di sbocco, che raggiungono i 1500 km^2. La loro inclinazione media varia da 1° a 13° (Björnsson et al., 2003).

I surge-type glaciers mostrano scarsi legami con i cambiamenti del clima e, pertanto, non possono essere usati come indicatori di modelli climatici.**Fat-**

Surge-type glaciers

Inherent differences among individual glaciers or outlet glaciers may affect the reaction of glacier termini to mass balance. In particular, it is important to distinguish between non-surge-type glaciers and surge-type glaciers. The common feature of surge-type glaciers is that they do not maintain a sufficient velocity to deliver the accumulation down to the ablation area and to stay in balance between accumulation and ablation (this velocity is known as the "balance velocity"). This results in an increasing surface gradient with time which inevitably results in a period of faster flow. This often evolves into a surge. Why some glaciers do not maintain balance velocity has not yet been adequately explained.

Quite a number of glaciers in Iceland have been identified as surge-type (fig. 1). They range in size from small cirque glaciers less than one square kilometer in area (fig. 2) up to the largest outlet glaciers in Iceland, which measure about 1,500 km^2. Their average surface slope ranges from 1° to 13° (Björnsson et al. 2003).

The surges seem to have very little relation to climate changes and, therefore, cannot be used as an indicator of weather patterns.

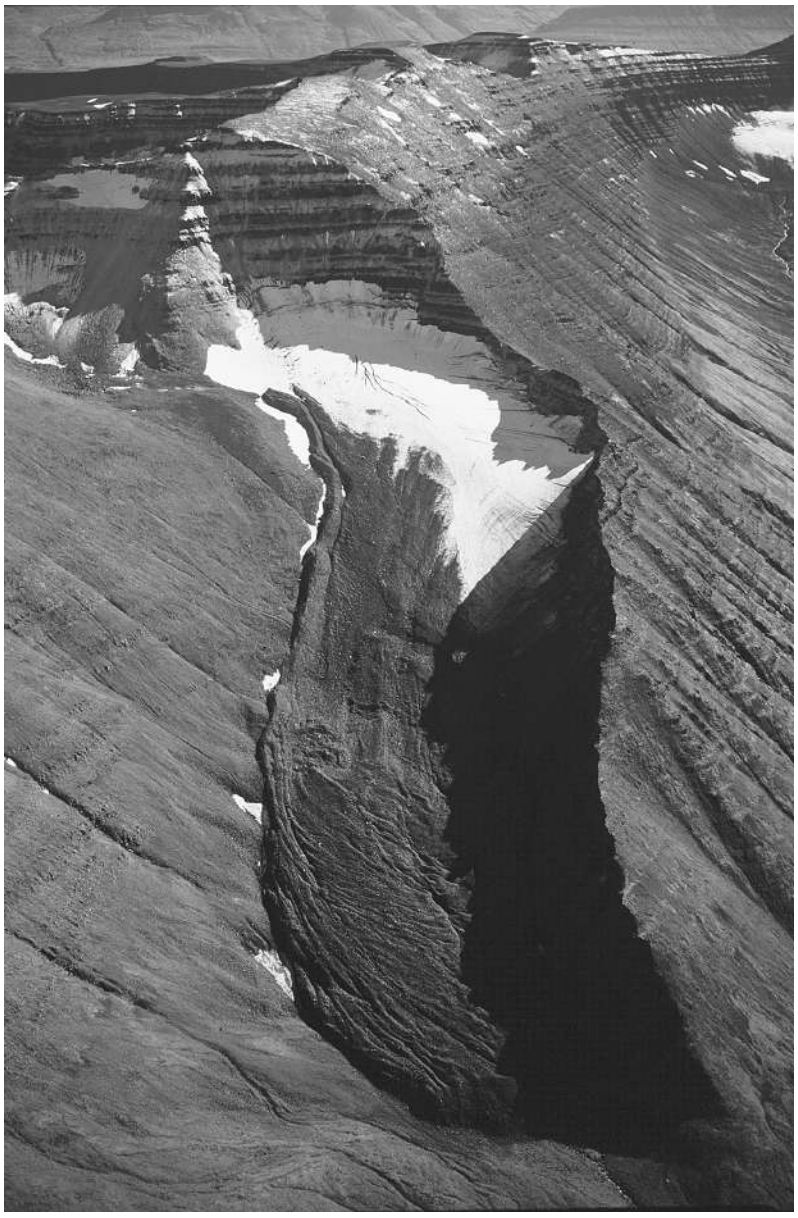


Figura 5 - Il Kvarnárjökull (Islanda settentrionale) è un ghiacciaio di circo coperto di detrito nell'area di ablazione. (O. Sigurðsson).

Figure 5 - Kvarnárjökull (northern Iceland) is a cirque glacier covered by debris in the ablation area. (O. Sigurðsson).

tori non-climatici che influenzano il bilancio di massa

Diversi fattori non-climatici possono agire sul bilancio di massa. Ad esempio, i fenomeni di calving delle fronti nei laghi proglaciali asportano volumi addizionali di ghiaccio, oltre a quelli connessi al rapporto clima-ablazione, fatto questo che, tra l'altro, accelera la velocità del ghiacciaio. Il calving determina un disequilibrio tra clima e ghiacciaio.

In Islanda, le superfici glaciali possono presentare copertura detritica di varia provenienza: morene mediane; detriti provenienti dalla testata dei ghiacciai di circo che colano verso la zona di ablazione e vi

Non-climatic factors that affect mass balance

Several non-climatic factors can affect the mass balance of glaciers. In many locations calving into lakes ablates a substantial volume of ice in addition to the climate-related ablation, thus speeding up the movement of the glacier. While calving, glaciers are not in equilibrium with the climate.

Glacier surfaces in Iceland can become covered with debris by several means: medial moraines; debris from the head wall of cirque glaciers that melt out in the ablation area and stay on the surface (fig. 5); landslides or rockslides from the side slopes; fallout from volcanic eruptions.

rimangono in superficie (fig. 5); scivolamento di terra o roccia dai pendii circostanti il ghiacciaio; ricaduta di materiali prodotti dalle eruzioni vulcaniche.

Quando questi strati superano un certo spessore (5 mm) possono inibire i processi di fusione e influenzare il bilancio di massa e le variazioni frontali.

In Islanda, eruzioni di vulcani subglaciali si presentano in media circa 10 volte ogni 100 anni (Larsen et al., 1998). La fusione prodotta da tali eventi può essere talora trascurabile ma in altri enorme. Si ritiene che alcune storiche eruzioni del Katla, sulla calotta del Mýrdalsjökull, abbiano prodotto ciascuna la fusione di parecchi chilometri cubi di ghiaccio (Tómasson, 1996). Tali fenomeni sono all'origine di diverse annate con bilanci così negativi da condurre a fortissimi ritiri frontale del ghiacciaio che proseguono anche durante le fasi con bilancio positivo.

Anche l'attività geotermica genera effetti sul bilancio di massa di molti ghiacciai islandesi. In alcuni casi, essa dà vita sulla superficie del ghiacciaio a un "calderone" permanente che, come un imbuto, drena i deflussi verso la base del ghiacciaio (fig. 6). Le aree attorno a queste forme possono essere considerate come "ghiacciai senza fronte" e superano in qualche caso i 100 km^2.

Except when this layer is very thin (about 1-5 mm) the debris inhibits melting and thus affects the mass balance and the variations of the terminus.

Subglacial volcanic eruptions in Iceland occur on the average about 10 times per century (Larsen et al., 1998). The melting that results from such an event can be anything from negligible to huge in comparison with the volume of the glacier. Some of the historic eruptions of Katla volcano in Mýrdalsjökull ice cap are assumed to have melted several cubic kilometers of glacier ice in one eruption (Tómasson, 1996). This equates to several years of greatly negative mass balance, which has led to great retreat of the glacier terminus even in a period of positive mass balance.

Geothermal activity has considerable effect on the mass balance of several glaciers in Iceland. In some cases the geothermal activity creates a permanent cauldron in the glacier surface that funnels all precipitation in its vicinity through a sinkhole to the base of the glacier. From there the precipitation discharges subglacially (fig. 6). The area around the cauldron, confined by ice divides on all sides, can be considered as a glacier without terminus and exceeds 100 km^2 in some cases.

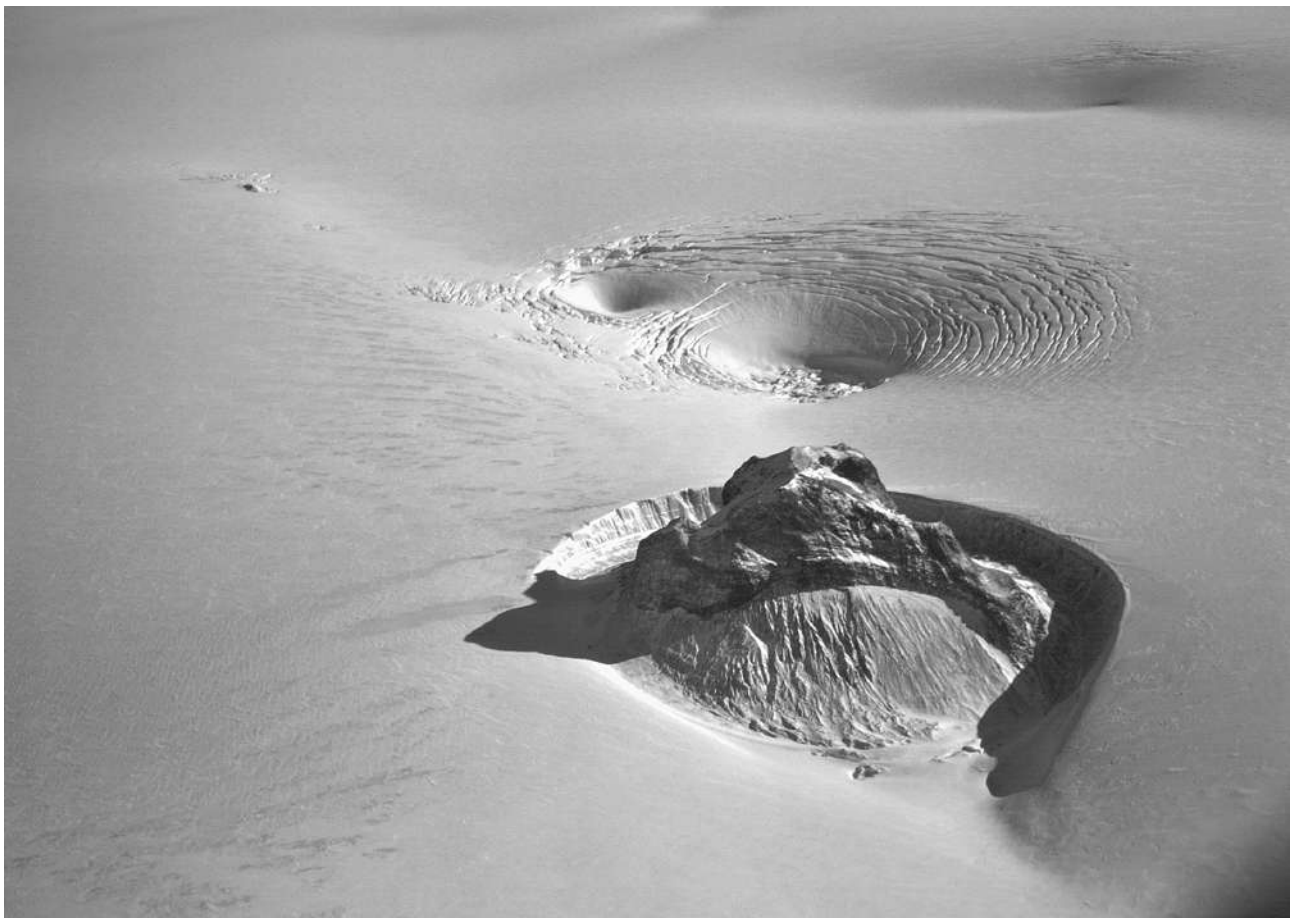


Figura 6 - Calderoni di origine geotermica sulla calotta del Vatnajökull. In primo piano il nunatak Pálsfjall. (O. Sigurðsson).

Figure 6 - Geothermal cauldrons in Vatnajökull ice cap and Pálsfjall nunatak. (O. Sigurðsson).

I bilanci di massa dei ghiacciai

I primi bilanci di massa sui ghiacciai islandesi risalgono al 1988 (Sigurðsson, 2006). Dal 1995, tutti i ghiacciai soggetti a questo controllo hanno fatto registrare bilanci negativi. Ciò indica il maggior peso svolto dalle variazioni di bilancio estive rispetto a quelle invernali. Di conseguenza, la temperatura media estiva, motore principale del bilancio di questa stagione, è la principale responsabile delle variazioni annuali dei ghiacciai nel paese.

Dall'inizio delle misure, i ghiacciai islandesi hanno perduto in media ogni anno 0,5 m (o anche più) del loro spessore. Il valore di bilancio totale positivo più elevato per un singolo ghiacciaio è quello di +1,6 m registrato al hofsjökull sud-occidentale nel 1991-92; il valore peggiore quello di -1,6 m del Hofsjökull orientale nell'annata 2003-04.

La ricaduta di ceneri vulcaniche sulle superfici glaciali determina nella maggior parte dei casi un considerevole aumento dell'ablazione, dovuta alla diminuzione dell'albedo. Il fenomeno, comunque, non supera l'annata, per la sepoltura dello strato di ceneri da parte delle nevi sul bacino di accumulo e per il dilavamento in quello di ablazione.

Informazioni storiche contenute nei ghiacciai islandesi

Gli elevati valori di precipitazione rendono rapido il *turnover* delle masse che costituiscono i ghiacciai islandesi. ciò nonostante, il ghiaccio più antico presente nei ghiacciai islandesi risale a circa 1000 anni fa; i ghiacciai contengono quindi materiali depositatisi durante l'intera storia della nazione e possono quindi contribuire a far luce sulle variazioni del clima in questo lasso di tempo. La storia vulcanica è inoltre molto ben conservata nella stratigrafia del ghiaccio.

Tutti i ghiacciai islandesi sono di tipo temperato, il che significa che l'intera massa di ghiaccio, dalla base alla superficie, si mantiene attorno al punto di fusione. Di conseguenza, è possibile rinvenire acqua in forma liquida in ogni punto e tutti i prodotti chimici solubili si disperdono nel corpo del ghiacciaio. Per contro, gli strati di polvere (che annualmente si depositano sulla superficie) e la ricaduta di materiali vulcanici tendono a mantenere il loro posto nella stratigrafia. L'impronta chimica degli strati di materiali vulcanici di ricaduta (*tephra*) può essere analizzata, permettendo di risalire al vulcano di origine (fig. 7). Grazie ai documenti storici, molte eruzioni possono essere datate con precisione (Larsen et al., 1998). È così possibile determinare l'età del ghiaccio che contiene strati di tephra.

Mass balance of glaciers

Continuous monitoring of mass balance of glaciers in Iceland started in 1988 (Sigurðsson, 2006). The measured glaciers have had negative mass balance every year since 1995. These measurements show that the variations of the summer balance are much greater than the variations of the winter balance. Therefore, the mean summer temperature, which is the main driver of summer balance, is mostly responsible for the annual variations of glaciers in the country.

During the measurement period glaciers in Iceland have on the average lost 0.5 m or more of their thickness every year. The highest net balance value for a single glacier was positive 1.6 meters for southwestern Hofsjökull in the year 1991-1992 and the lowest value was negative 1.6 meters for eastern Hofsjökull in 2003-2004.

Fallout of volcanic ash on a glacier surface will in most cases increase ablation considerably due to decreased albedo but only during one year. This is because in the accumulation area snow will quickly bury the ashy layer and in the ablation area the layer will be washed away.

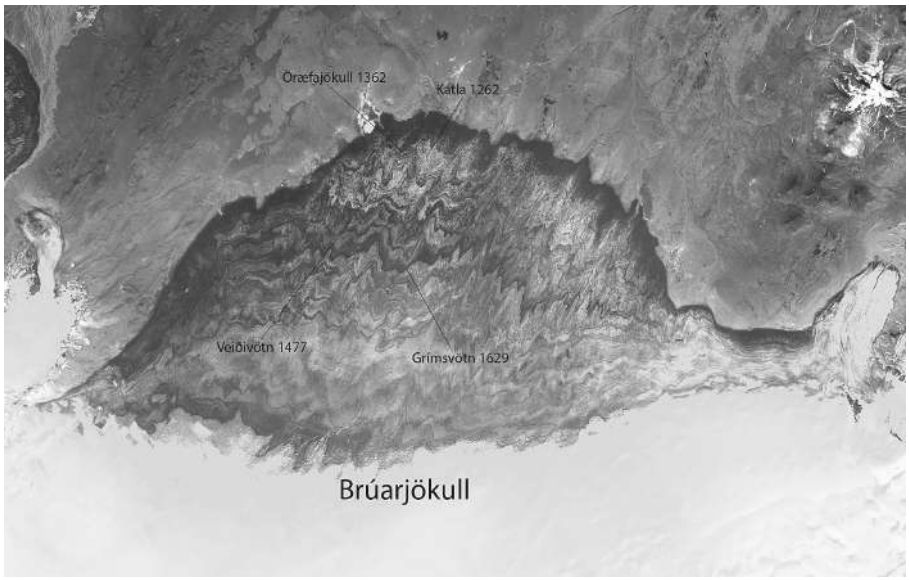
Historical information contained in the glaciers of Iceland

Precipitation is heavy in Iceland, making the turnover of the glacier mass particularly high. Nonetheless, the oldest ice in an Icelandic glacier is about 1000 years old; glaciers therefore contain material deposited continuously through the nation's entire history and they can shed light on how climate has varied during that time. The volcanic history is also well preserved in the stratigraphy of the ice.

All glaciers in Iceland are temperate, which means that they are at the pressure-freezing point from bottom up. As a result, liquid water is to be found throughout. All soluble chemicals are, therefore, dispersed through the glacier body. However, dust layers (which form annually on the glacier surface), and volcanic fallout will keep their place in the stratigraphy. The chemical fingerprint of volcanic tephra layers (fallout) can be analyzed and traced to the volcano of origin (fig. 7). Through historical records, many of the volcanic eruptions can be dated to a specific year (Larsen et al. 1998). Thus the age of the ice containing the tephra layers can be determined.

Figura 7 (pagina a fronte) - Le linee ondulate dei tephra vulcanici, ben identificabili dall'immagine del satellite IRS (calotta del Vatnajökull: ghiacciaio di sbocco Brúarjökull, 1998; informazione di Larsen et al., 1998).

Figure 7 (side page) - Undulating lines of volcanic tephra can be identified (information from Larsen et al., 1998) even on Satellite images. IRS satellite image of Brúarjökull outlet glacier in Vatnajökull ice cap 1998.



Jökulhlaup

In Islanda sono comuni i laghi di sbarramento glaciale. Queste dighe di ghiaccio sono soggette a rotture periodiche, improvvise o a rilascio esponenziale. In entrambi i casi, il risultato è una "drammatica" tracimazione, in islandese denominata jökulhlaup. È un fenomeno che trova in Islanda le sue più frequenti espressioni: per questo il termine islandese è adottato nella terminologia glaciologica internazionale.

Gli jökulhlaups più catastrofici sono indotti da eruzioni vulcaniche subglaciali. Lo jökulhlaup associato all'eruzione del Gjálp, all'interno del Vatnajökull, nel 1996, ne è un esempio tipico. L'energia richiesta per fondere i circa 3 km^3 di ghiaccio liberati nel corso di questo episodio è equivalente a quella di 10.000 bombe atomiche del tipo di quella esplosa su Hiroshima nel 1945. Il rilascio prodotto dal jökulhlaup è risultato pari a circa 50.000 m^3/sec, approssimativamente corrispondente a quello del fiume Congo, per portata il secondo fiume più importante del mondo. Il vulcano di Katla, sotto la calotta di ghiaccio del Mýrdalsjökull, produce i maggiori e più devastanti jökulhlaups. In tempi storici, si sono verificate in media due eruzioni ogni secolo. Il massimo rilascio rilevato per il Kötluhlaups ha superato quello del Rio delle Amazzoni (primo fiume del Pianeta per portata). L'ultima eruzione del Katla si è verificata nel 1918; statisticamente, la sua prossima eruzione potrebbe verificarsi in qualsiasi momento.

Jökulhlaup

Ice-dammed lakes are common in Iceland. Periodically these ice dams fail, either suddenly or with a gradual exponential increase. In either case, the result is a dramatic release of water from behind the dam, called a jökulhlaup in Icelandic. As the phenomenon is more common in Iceland than any other place in the world, 'jökulhlaup' has been adopted into the international terminology of glaciology.

The most catastrophic jökulhlaups are induced by subglacial volcanic eruptions. The jökulhlaup associated with the 1996 Gjálp eruption within Vatnajökull is a prime example. The energy required to melt the roughly 3 km^3 of ice released in the jökulhlaup was equivalent to 10,000 atomic bombs like the one that exploded in Hiroshima in 1945. The discharge of the resulting jökulhlaup amounted to about 50,000 m^3/sec, which is roughly the same as the discharge of the second greatest river in the world, the Congo River. Katla volcano, which lies beneath the Mýrdalsjökull ice cap, produces the largest and most devastating jökulhlaups. In historical time it has averaged two eruptions per century. The maximum discharge of Kötluhlaups has exceeded that of the Amazon River, which is the largest river in the world. Katla last erupted in 1918; statistically the next eruption should be expected any time.

Italian translation: Luca Bonardi

Corresponding author address:
Oddur Sigurðsson, National Energy Authority, Hydrological Service, Grensásvegi 9, IS-108 Reykjavík, Iceland.
E.mail: osig@os.is

Bibliografia / References

Björnsson F. (1998) - *Samtíningur um jökla milli Fells og Staðarfjalls (Glacier variations between Fell and Staðarfjall, southeastern Iceland)*. Jökull, 46, pp. 49-61.

Björnsson H., Pálsson F., Sigurðsson O. and Flowers G.E. (2003) - *Surges of glaciers in Iceland*. Annals of Glaciology, 36, pp. 82-90.

Fenger J. (ed.) (2007) - *Impacts of Climate Change on Renewable Energy Sources: their role in the Nordic energy system. A comprehensive report resulting from a Nordic Energy Research project*. Nord 2007, 003, Nordic Council of Ministers.

Hanna E., Jónsson T. and Box J.E. (2004) - *An analysis of Icelandic climate since the nineteenth century*. Int. J. Climatol., 24, pp. 1193-2004.

Jóhannesson T. (1997) - *The response of two Icelandic glaciers to climate warming computed with a degree-day glacier mass-balance model coupled to a dynamic glacier model*. Journal of Glaciology, 43(143), pp. 321-327.

Jóhannesson T. and Sigurðsson O. (1998) - *Interpretation of glacier variations in Iceland 1930-1995*. Jökull, 45, 27-33.

Larsen G., Magnús T. and Guðmundsson og Björnsson H. (1998) - *Eight centuries of periodic volcanism at the center of the Iceland hotspot revealed by glacier tephrostratigraphy*. Geology v. 26, 10, pp. 943-946.

Sigurðsson O. (1998) - *Glacier variations in Iceland 1930-1995 - From the database of the Iceland Glaciological Society*. Jökull, 45, pp. 3-25.

Sigurðsson O. (2005) - *Variations of termini of glaciers in Iceland in recent centuries and their connection with climate*. In: Caseldine C., Russell A., Harðardóttir J. and Knudsen O. (eds.) "Iceland - Modern processes and past environments". Elsevier, London, pp. 241-255, pp. 335-397 (references), 408 (map).

Sigurðsson O. (2006) - *Jöklabreytingar 1930-1970, 1970-1995, 1995-2004 og 2004-2005 (Glacier variations 1930-1970, 1970-1995, 1995-2004 og 2004-2005.)* Jökull, 56, pp. 85-91.

Sigurðsson O., Jónsson T. and Jóhannesson T. (2007) - *Relation between glacier-termini variations and summer temperature in Iceland since 1930*. Annals of Glaciology, 46, pp. 170-176.

Tómasson H. (1996) - *The jökulhlaup from Katla in 1918*. Annals of Glaciology, 22, pp. 249-254.

Eva SAMUEL-ECKERLE (*) **and Horst HAGEDORN** (*)

I ghiacciai della Germania: relitti del passato

Glaciers in Germany: relicts of the past

Riassunto

Come tutti i ghiacciai delle Alpi, anche i ghiacciai bavaresi hanno mostrato, rispetto alla loro massima espansione, prodottasi a cavallo tra il XIX e il XX secolo, una tendenza a ridursi. Questo fenomeno fu interrotto solo brevemente da un incremento di massa negli Anni Sessanta e Settanta del XX secolo che non riuscì tuttavia, nella maggioranza dei casi, a compensare la fusione precedente. In tal modo, la maggior parte dei ghiacciai bavaresi mostra un bilancio negativo delle superfici rispetto agli Anni Cinquanta. Al momento si presuppone che tale tendenza proseguirà. Più recenti conoscenze, tuttavia, fanno presumere che questi processi - contrariamente alle prognosi fatte finora - potrebbero rallentare.

Abstract

As for most of glaciers in the Alps, the Bavarian glaciers too, with reference to their maximum expansion between the XIX and the XX century, have shown the trend to the retreat. The situation was interrupted by a mass increase for a short time in the sixties and seventies of the XX century, which, in the most cases, was able to compensate the previous melting. In this way most of the Bavarian glaciers show a negative surface balance, with respect to the situation in the fifties. Presently, we suppose that this trend will continue. More recent investigation results lead to hypothesise that such processes may slow down, contrary to the foregoing prognosis.

Introduzione

All'inizio del XXI secolo i ghiacciai delle Alpi erano circa 5500, per una superficie complessiva di 3000 km² (Häberli et al., 1989). Cinque di questi ghiacciai si trovano in territorio tedesco, nelle Alpi Bavaresi. Sono i seguenti: Schneeferner Nord e Sud, ubicati nei pressi della vetta della Zugspitze, il vicino Höllentalferner, il Blaueis e il Ghiacciaio Watzman, gli ultimi situati nella regione di Berchtesgaden. In tutto, questi apparati coprono un'area di circa 1 km².

Il 90 % dei ghiacciai alpini ha una superficie inferiore a 1 km², ma questi piccoli apparati possiedono il 31 % della superficie glacializzata complessiva (Paul et al., 2004). A livello mondiale, la distribuzione percentuale delle dimensioni dei ghiacciai alle basse e medie quote è simile a quella delle Alpi (Glazirin, 1985). L'alto valore percentuale di questi piccoli ghiacciai si traduce nella loro grande importanza per l'acqua di uso domestico in origine dalle montagne, e dai fiumi che vi hanno origine.

Contemporaneamente, i piccoli ghiacciai sono anche indicatori delle variazioni climatiche, poiché col-

Introduction

At the beginning of the 21st century, the glaciers of the Alps were about 5,500, with a total surface area of 3,000 km^2 (Häberli et al., 1989). Five of these glaciers are in Germany, namely in the Bavarian Alps. The glaciers are the following: Northern and Southern Schneeferner, located close to the summit of the Zugspitze; the neighbouring Höllentalferner, the Blaueis and the Watzmann, the two last being located in the Berchtensgaden zone. The total surface area of the listed glaciers is about 1 km^2.

90 % of the Alpine glaciers show a surface area less than 1 km^2 but these small formations represent 31 % of the total glacierized surface (Paul et al., 2004). At a world level, the average distribution of such small glaciers is similar to that of the Alps (Glazierin, 1985). The high average value of the small glaciers becomes very important for the household water flowing from the mountains and from their rivers.

At the same time, the small glaciers are indicators of the climatic fluctuations, as they are gener-

(*) Geographishes Institut, Universität Würzburg, Germany.

locati generalmente nei pressi del limite della *snow-line* stagionale o addirittura a quota inferiore. Essi rispondono quindi prontamente ai cambiamenti climatici e in modo ben visibile a tutti. Poiché questi ghiacciai ospitano spesso insediamenti turistici, i loro mutamenti, in particolare la riduzione di superficie, hanno un notevole impatto sull'opinione pubblica. In questi casi, tuttavia, peculiarità climatiche regionali, o variazioni connesse alla manipolazione delle superfici sfruttate turisticamente, vengono ricondotte affrettatamente a un cambiamento climatico globale.

Serie storiche di misura dei ghiacciai bavaresi

La regione del Werdenfelsen, la cui cima più elevata è la Zugspitze, in passato era poco individuata dal punto di vista cartografico: non esiste infatti alcuna carta regionale dell'inizio dell'Età Moderna, invece disponibile per la regione di Berchtesgaden, che annovera la seconda cima della Germania, la Watzmann. La prima carta regionale della Baviera, risalente al 1523, indica il Werdenfelsen solo marginalmente. Anche le tavole geografiche bavaresi di Philipp Apian del 1568 si occupano di questa regione in modo poco dettagliato. Solo un secolo più tardi, il consigliere arcivescovile Georg Philipp Finchk pubblicò una rielaborazione delle carte di Apian contenente un completamento per il territorio del Graufshaftt Werdenfelsen. Migliori sono piuttosto le carte regionali del Tirolo, dove fin dal 1604-05 appaiono le definizioni "Wetterstein" e "Carwendel". Dal 1760 al 1769 "il cartografo dei contadini" Peter Anich aveva già rilevato il Tirolo ed è del 1774 un bellissimo atlante tirolese inciso su rame. In questo, il Werdenfelsen viene reso in forma dettagliata. Anche il Plattacher Ferner (l'odierno Schneeferner) è inserito con la massima estensione del 1730, mentre la Zugspitze è ancora senza nome, solo indicata come "montagna più alta" (Brunner e Horst, 2007).

La storia della cartografia ufficiale bavarese inizia nel 1801 con la fondazione del *Bureau Topographique*. La prima stesura è compiuta tra 1817 e 1872. Per la zona della Zugspitze le prime carte risalgono al 1815. Nell'ambito dei lavori di preparazione per un più preciso rilievo del territorio, su incarico del *Königlich Bairischen Topographischen Bureau*, il luogotenente capo Josef Naus nel 1820 riuscì a scalare per primo la Zugspitze, con una guida e un aiutante per le misurazioni, e poi, nel 1826, a misurarla correttamente. La stessa cosa accadde nel 1826 e nel 1829 per le Alpi di Berchtesgaden. I fogli di posizione risultanti da queste rilevazioni serviranno come base per il primo *Topographischen Atlas von Bayern* (Atlante topografico della Baviera), che vide la luce nel periodo compreso tra 1812 e il 1876 (Brunner e Horst, 2007).

ally located close to the seasonal snow-line even at lower altitude. Hence they promptly react to the climatic fluctuations, in a very clear way, easily understandable even by the laymen. As on these glaciers some recreational facilities have been installed, the glaciers variations, specially the surface area reduction, strongly influence the public opinion. However, in such cases some regional climatic features, or alterations due to management of areas recreationally exploited, are wrongly related to the global climatic change.

Historical series of measurements on bavarian glaciers

The Werdenfelsen area, the highest summit of which is the Zugspitze, was scarcely evidenced on mapping: there is no regional map from the beginning of the Modern Era; on the contrary it is available for the Berchtesgaden area, which includes the second highest peak in Germany, i.e. the Watzmann. The first regional map of Bavaria, published in 1523, quotes, but marginally, the Werdenfelsen glacier. Even the Bavarian geographic tables by Philipp Apian of 1568 depict the area with scarce detail. Only some one hundred years later, the bishop councillor Georg Philipp Finchk published a new edition of the Apian maps, including the territory of Graufshaft Werdenfelsen. For this area the regional Tyrol the regional maps are better; since 1604-05 the names of "Wetterstein" and "Carwendel" are added on them. From 1760 to 1769 the "land surveyor" Peter Anich had already surveyed the whole Tyrol; a very nice atlas of Tyrol had been published in 1774, engraved on copper plates. In this atlas the Werdenfelsen glacier is depicted with details. Even the Plattacher Ferner (today called Schneeferner) is drawn at its maximum extension of 1730, but the Zugspitze is still without name, quoted just that "the highest mountain" (Brunner and Horst, 2007).

The history of the official mapping in Bavaria starts in 1801, with the institution of the *Bureau Topographique*. The first edition is completed between 1817 and 1872. For the Zugspitze area, the first maps are those of 1815. Within the procedures for a better, more precise survey of the territory, on charge of the Real Bavarian Topographic Bureau, the lieutenant-chef Josef Naus was able to climb first the Zugspitze, together with his guide and an ancillary man per the measurements; later, in 1826, he could assess its elevation correctly. The same happened between 1826 and 1829, for the Alps of Berchtesgaden. The position sheets, derived from the surveying, will serve as basis of the first *Topographischen Atlas von Bayern* (Topographic Atlas of Bavaria), which was published between 1812 and 1876 (Brunner and Horst, 2007).

Figura 1 - Carta della Zugspitz del 1826, in scala 1:25.000. (Landesamt für Vermessung und Geoinformation, München).

Figure 1 - Map of the Zugspitz, 1:25,000, 1826. (Landesamt für Vermessung und Geoinformation, München).

Nel 1892, su incarico del *Königlich Bairischen Topographischen Bureau*, Sebastian Finsterwalder applicava per la prima volta il metodo fotogrammetrico di rilevazione terrestre: in tal modo cartografava tutti i ghiacciai del Wettersteingebirge e delle Alpi di Berchtesgaden.

Già in quegli anni, il Plattachferner (Zugspitze) era prossimo a dividersi in due parti, come si desume da cartografie successive. A completamento delle sue misurazioni, l'Autore intraprese viaggi regolari in pallone aerostatico sulle cime alpine e ne ricavò immagini aeree, entrando in tal modo nel novero dei pionieri della fotogrammetria aerea.

Negli anni 1949 e 1950 fu effettuata una nuova misurazione di tutti i ghiacciai bavaresi a cura di Richard Finsterwalder, figlio di Sebastian, che trascurarono purtroppo il Ghiacciaio Watzmann. Questo era all'epoca ridotto e frantumato in tanti piccoli glacionevati da perdere la qualifica di ghiacciaio. Solo nel 1959, quando si realizzò il successivo volo fotografico grazie al *Bayerische Vermessungsamt* (Ente Bavarese di Misurazione), l'apparato fu nuovamente incluso nelle rileva-

In 1892, on charge of the *Königlich Bairischen Topographischen Bureau*, Sebastian Finsterwalder started applying for the first time the photogrammetric method to the land surveying; in this way he was able to map all the glaciers in the Wettersteingebirge as well as the Alps of Berchtesgaden.

In those years the Plattachferner (Zugspitze) was already close to divide in two sections, as we can deduct from the following maps. To complete his measurements, the surveyor carried out systematic travels on an aerostatic balloon around the highest summits, taking some aerial images, so becoming a pioneer of the aerial photogrammetry.

In 1949 and 1950 a new measurement of all the Bavarian Alps was carried out by Richard Finsterwalder, Sebastian's son, unfortunately neglecting the Watzmann glacier. At that time the last glacier was already partitioned in many small glacierets, loosing so the features of a glacier. Only in 1959, when a new photogrammetric flight was carried out thank to the *Bayerische Vermessungsamt* (Measurement Bavarian

zioni.
A partire dagli anni Sessanta, ogni decennio si effettua un rilievo fotogrammetrico dei ghiacciai bavaresi, in collaborazione con l'*Instituts für Photogrammetrie und Kartographie der Technischen Universität München* e con la *Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften* (Istituto per la Fotogrammetria e Cartografia dell'Università Tecnica di Monaco di Baviera e Commissione per la Glaciologia dell'Accademia Bavarese delle Scienze). Nell'ambito di un progetto commissionato dalla *Deutsche Forschungsgemeinschaft* (Società Tedesca di Ricerca), dai dati raccolti viene prontamente realizzato un aggiornamento del portale internet "Bayerische Gletscher" (Ghiacciai Bavaresi), con lo scopo di rendere possibile, agli scienziati e a chiunque interessato, l'informazione sulle trasformazioni storiche e recenti di questi ghiacciai.

I moderni metodi di misurazione

Nelle recenti discussioni sul clima ci si riferisce sempre volentieri ai ghiacciai come indicatori climatici. I piccoli apparati, ai quali appartengono anche le cinque ultime unità bavaresi, sono molto importanti perché reagiscono velocemente e in modo vistoso alle variazioni climatiche. Tali sviluppi, tuttavia, mostrano solo alcune tra le tendenze nelle variazioni del clima, ma non permettono affermazioni sicure in merito agli avvenimenti globali. Infatti, anche se i ghiacciai reagiscono alle variazioni su vasta scala, i dati raccolti a livello locale hanno il massimo significato per quanto attiene la loro reazione individuale, in particolare per gli aspetti inerenti la situazione morfologica. Ciò appare molto evidente, ad esempio, nell'evoluzione, assai differente, dei due ghiacciai di Schneeferner e del vicino Höllentalferner.

I ghiacciai montani vengono analizzati con metodi diversi al fine di poterne sfruttare la valenza di preziosi archivi del clima. I cambiamenti di portata storica vengono documentati dalla cartografia degli edifici morenici e dalla loro datazione, mentre per la determinazione delle avanzate e dei ritiri si adottano i seguenti metodi di misurazione:

- metodo geodetico: a intervalli regolari, vengono confrontate le variazioni in altezza della superficie e dello spessore dei ghiacciai documentati dalla cartografia;
- metodo glaciologico diretto: si rilevano l'incremento di massa dato dalle precipitazioni e la riduzione prodotta dalla fusione;
- metodo idro-meteorologico: fornisce il bilancio idrologico di precipitazioni e deflussi (Escher-Vetter, 2001).

Non sempre si possono applicare tutti e tre i metodi, perché per quello idro-meteorologico servono misurazioni affidabili del deflusso (un tipo di dato non

Agency), this residual glacier was again included in the surveyings.
Starting from the sixties, each ten years a new photogrammetric surveying of the Bavarian Alps is carried out, in cooperation with the *Instituts für Photogrammetrie und Kartographie der Technischen Universität München* e con la *Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften* (Institute for Photogrammetry and Mapping of the Technical University of Munich in Bavaria and Glaciological Commission of the Bavarian Academy of Sciences). Within a project ordered by the *Deutsche Forschungsgemeinschaft* (German Research Society), from the collected data an immediate updating of the Internet site "Bayerische Gletscher" (Bavarian Glaciers) was carried out, to make available for the scientists as well as for the interested laymen the information concerning the historical and recent transformations of the subject glaciers.

Modern measurements methods

In the discussion of the last years on the climate, reference is commonly made to the glaciers as climatic indicators. The small glaciers, in the category of which fall the five formations in Bavaria, are very important in this context, as they react very promptly and in evidently to the climatic fluctuations. However such developments show only someone of the tendencies of the climatic fluctuations, but they do not allow definite statements on the global events. In fact, even if the glaciers react to the climatic fluctuations on a wide range, the data collected at local level have their maximum significance concerning their individual reaction, specially concerning the features of their morphological situation. This is specially evident, for instance, as far as the quite different evolution of the Schneeferner and its neighbouring Höllentalferner is concerned.

The mountain glaciers are analyzed with different methods, to exploit the validity as valuable climatic archives. The modifications of historical size are documented by the maps and by their glacial deposits and relating dating, whereas the measurement of advances and retreats are carried out by the following measurement methods:

- geodetic method: at regular time intervals, the surface height and thickness of the glaciers, as documented by maps, are compared;
- the glaciological direct method: the mass increase by precipitations and the mass decrease by melting are assessed;
- the hydro-meteorological method: it supplies the hydrological balance of precipitations and run-off (Escher-Vetter, 2001).

It is not always possible to carry out all the three methods, as for the hydro-meteorological method we need reliable measurement of the run-off, a value which is not available for the Bavarian glaciers, while

disponibile per i ghiacciai bavaresi), mentre per il metodo glaciologico diretto sono indispensabili osservazioni regolari provenienti da una ampia rete di stazioni di misura poste sulla superficie del ghiacciaio.

Ciò significa che questi metodi forniscono dati e risultati affidabili solo se le misurazioni coprono lunghi periodi, intendendo almeno due periodi trentennali. Poiché non esistono tali serie di misurazioni per gli apparati glaciali bavaresi, le variazioni vengono stabilite prevalentemente con metodo geodetico. Quest'ultimo fornisce le serie temporali più lunghe, mentre non offre informazioni esaurienti sulle variazioni di breve periodo.

for the glaciological direct method some unavoidable and regular observations derived from a wide measurement network located on the glacier surface are needed.

It means that these methods supply reliable data and results only if the measurements cover long periods, i.e. at least two periods of thirty years. As for the Bavarian Alps such series of measurements is missing, the glacier variations are mainly assessed by the geodetic method. This procedure delivers the longest time series, but it does not supply exhaustive information on the short-time variations.

Gli ultimi ghiacciai della Germania

I ghiacciai di Schneeferner Nord e Sud

La Zugspitze è, con i suoi 2964 m, la cima più alta della Germania. Durante la Piccola Età Glaciale (1350-1850) la snow-line stagionale nelle Alpi era posta a circa 2.700 m, e a queste quote si potevano formare nuovi apparati glaciali. Il massimo di glaciazione nel Wettersteingebirge si verificò attorno al 1820, quando un unico ghiacciaio copriva la Zugspitze, dal Plattspitze alla Jubiläumsgrat (Hirtlreiter, 1992). Il Plattachferner di allora aveva una superficie di circa 300 ha. Solo alla fine del XIX secolo si smembrerà negli attuali apparati di Schneeferner Nord e Sud.

The last glaciers in Germany

Schneeferner North and South glaciers

The Zugspitze, topping at 2,964 m, is the highest mountain in Germany. During the Little Ice Age (1350-1850) the seasonal snow-line in the Alps was at about 2,700 m and, at such elevation, the onset of new glacier could take place. The maximum glacier extent in Wettersteingebirge took place around 1820, when a single glacier covered the Zugspitze, from the Plattspitze to the Jubiläumsgrat (Hirtlreiter, 1992). The Plattachferner glacier had at that time a surface of about 300 ha. Only near the end of the XIX century it undergone the division in the present Schneeferner North and South glaciers.

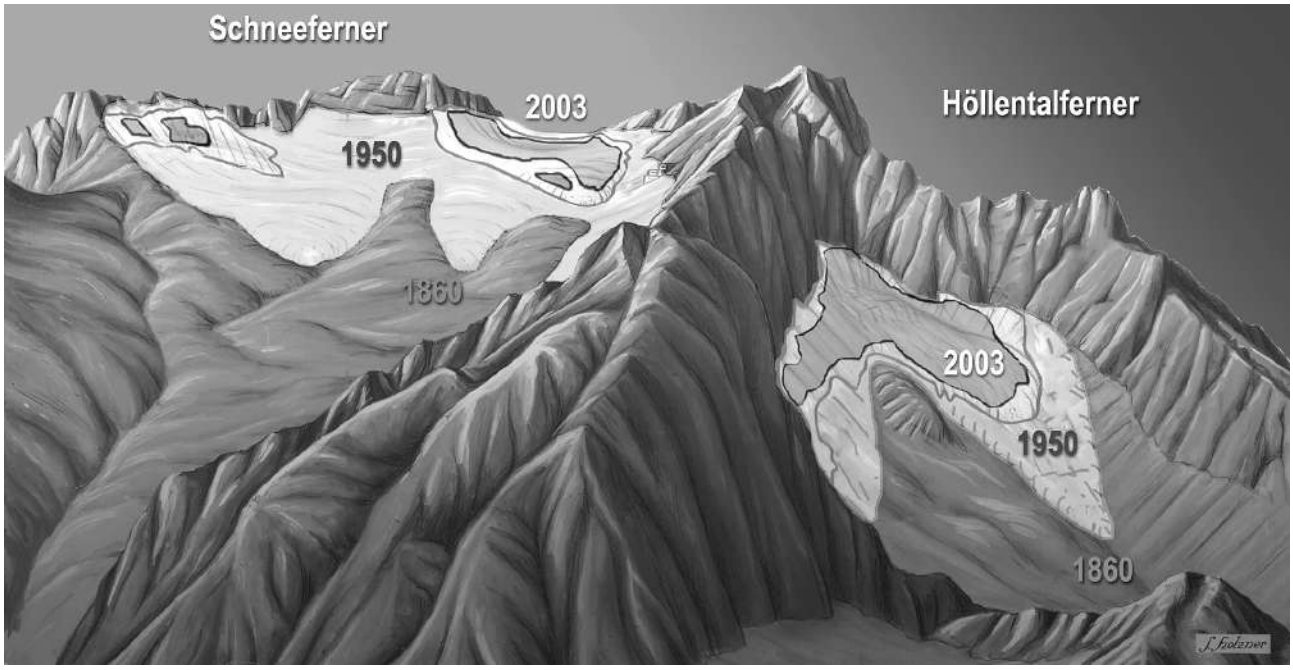


Figura 2 - Le variazioni di superficie del Ghiacciaio della Zugspitze a partire dal 1860, secondo le osservazioni di S. Finsterwalder, S. Holzner e M. Weber. (archivio della *Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, Monaco).

Figure 2 - Surface variation of the Zugspiteze glacier starting from 1860, according to the observations of S. Finsterwalder, S. Holzner and M. Weber. (*Archiv Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, Munich).

Il Ghiacciaio di Schneeferner Nord, con i suoi circa 36 ha, è il più esteso ed elevato apparato delle Alpi Bavaresi. È esposto a Est e non presenta alcun punto in ombra. Le minime perdite di superficie registrate si devono alle sue peculiarità topografiche. Inoltre, dagli Anni Novanta, è intensamente "commercializzato" dai gestori degli impianti sciistici: per mantenere attivo il comprensorio della Zugspitze in qualità di attrattiva turistica, il ghiacciaio riceve apporti artificiali sotto forma di grandi masse di neve asportate dalle vicine zone extraglaciali.

Queste precauzioni vengono integrate dall'uso di cannoni per la neve e dalla copertura di alcune porzioni del ghiacciaio nella bella stagione, al fine di prolungarne la sopravvivenza. In questo modo, l'apparato è ampiamente protetto dagli effettivi avvenimenti meteorologici ed è quindi utilizzabile solo molto limitatamente come indicatore dei cambiamenti climatici (www.bayerrische-gletscher.de).

Alla fine del XIX secolo, quando il Plattachferner si suddivise in due parti, il Ghiacciaio di Schneeferner Sud era il maggior apparato della Baviera. Non protetto da coni d'ombra, né alimentato da valanghe (Rü. Finsterwalder e Reutsch, 1973), perse massa rapidamente, e oggi, con i suoi 12 ha, è il più piccolo dei ghiacciai bavaresi (Rü. Finsterwalder, 1992). Al suo massimo (1856) gli era attribuita una superficie di 97 ha, successivamente ridottasi a 82 a fine '800 (Ri. Finsterwalder, 1951b). Misurazioni effettuate nel 1949 rilevarono addirittura una riduzione della superficie a 22,8 ha (Rü. Finsterwalder e Reutsch, 1973). Negli anni 1949-59 fu osservata una riduzione media annua di spessore di -0,57 m, superiore ai valori degli anni precedenti. Nel periodo 1971-79, però, il ghiacciaio ha vissuto un incremento pari a 0,24 m all'anno (Rü. Finsterwalder, 1981). Negli anni dal 1979 al 1990 ha mostrato la stessa variazione media dello Schneeferner Sud, è cioè -0,4 m annui (Rü. Finsterwalder, 1992). A causa dello scarso spessore e del margine frontale assai frammentato, queste variazioni risultano superiori rispetto a quelle degli altri ghiacciai: nel periodo di misurazione citato, il ghiacciaio ha subito, sia in termini assoluti che relativi, la maggior perdita di superficie di tutti i ghiacciai bavaresi, attestandosi attorno al 40 % dal 1979. Per alcuni autori questo apparato non può più considerarsi un ghiacciaio, non essendo più dotato di alcun movimento (Rü. Finsterwalder, 1992).

Höllentalferner

Tra gli apparati glaciali tedeschi è il più simile alla tipologia di ghiacciaio alpino. Infatti, si distingue dalle altre unità site nel territorio della Zugspitze perché presenta una chiara suddivisione tra i bacini collettore e ablatore (Miller, 1968) e denota ancora oggi un notevole movimento (circa 4 cm al giorno) (Rü Finsterwalder, 1992). Il suo discreto stato di conservazione odierno

The Schneeferner North glacier, with its present about 36 ha, is the largest and most elevated glacier in the Bavarian Alps. It has a southern aspect and does not enjoy any shadow. The minimal surface losses are due to its geomorphic features. More over, in the nineties, the glacier has been extensively commercially exploited by rulers of ski facilities; to keep the Zugspitze area active as tourist call, the glacier receives a supply of large snow quantities taken from the non-glacierized neighbouring areas.

These precautions are completed by the use of snow guns and covering some zones of the glacier surface during the summer season, to improve the snow cover life. In this way the glacier is largely protected from the meteorological events but it can be used only partially as indicator of the climatic fluctuations (www.bayerrische-gletscher.de).

The Schneeferner South glacier at the end of the XIX century, when the Plattachferner undergone the division in two units, was the largest glacier in Bavaria. As it did enjoy neither shadow nor avalanche supply (Rü. Finsterwalder and Reutsch, 1973), he quickly lost its mass and today, covering 12 ha, it is the smallest of the five glaciers in Bavaria (Rü. Finsterwalder, 1992). At the time of its maximum extension, it was surveyed with a surface area of 97 ha, reduced to 82 ha at the end of the XIX century (Ri. Finsterwalder, 1951b). Some measurements carried out in 1949 assessed a reduction of area to 22.8 ha (Rü. Finsterwalder and Reutsch, 1973). In the time lapse 1949-1959, a yearly average reduction of thickness was assessed in 0.57 m, in average greater than that of the foregoing years. But in the time lapse 1971-1979 the glacier enjoyed a thickness increase of 0.24 m/year (Rü. Finsterwalder, 1981). In the years 1979 to 1990, it showed the same average variation of the Schneeferner South glacier, i.e. -0.4 m/year (Rü. Finsterwalder, 1992). Owing to the scarce thickness and to the terminal margin subdivided in separate lobes, the variations of this glacier are much more visible that those of the other units: in the time span of measurements, this glacier seems to have undergone the largest losses than any other Bavarian glacier, in absolute and relative terms, i.e. about 40 % from 1979. For some Authors, the unit is no longer a glacier, as there is no evidence of motion (Rü. Finsterwalder, 1992).

Höllentalferner

Among the German glaciers, this is the most similar to the typical alpine glacier. In fact, it is distinguished from the other units located in the Zugspitze area, as it shows a clear subdivision between accumulation and ablation area (Miller, 1968), and still today it shows a considerable flow rate (about 4 cm/day) (Rü. Finsterwalder, 1992). Its reasonable, present conservation sta-

si deve soprattutto al forte apporto nevoso procurato dalle valanghe provenienti dalle ripide pareti rocciose della Zugspitze, che lo sovrastano e lo proteggono anche da un eccessivo irraggiamento solare. Uno dei massimi recenti del ghiacciaio si ha attorno al 1856, con una superficie di circa 32 ha (Rü Finsterwalder, 1951a). Segue un periodo di lenta riduzione, fino ai 25,6 ha del 1959 (Rü Finsterwalder e Reutsch, 1973). L'avanzata frontale degli Anni Settanta è la più evidente del periodo tra i ghiacciai bavaresi (Rü Finsterwalder, 1972). Odierne misurazioni (www.bayerrische-gletscher.de) fissano l'area del ghiacciaio a 25,7 ha, simile a quella del 1959. L'Höllentalferner è così l'unico dei ghiacciai bavaresi a subire effetti minimi dalla contrazione generale del glacialismo.

tus, is mainly due to the strong snow feed by the avalanches falling down from the rock walls of the Zugspitze above the glacier, which additionally protect it from excessive solar radiation. One of the largest glacier surface area took place round in 1856, with an area of about 32 ha (Rü. Finsterwalder, 1951a). Then a period of slow decrease, down to 25.6 ha, took place from 1959 (Rü. Finsterwalder and Reutsch, 1973). The terminal advance in the seventies of the Höllentalferner, is the most evident of this time span in the Bavarian glaciers (Rü. Finsterwalder, 1972). Today measurements give a surface area of 25.7 ha (www.bayerrische-gletscher.de), similar to that of 1959. The Höllentalferner is presently the only glacier in Bavaria, showing the smallest reduction of glaciated area.

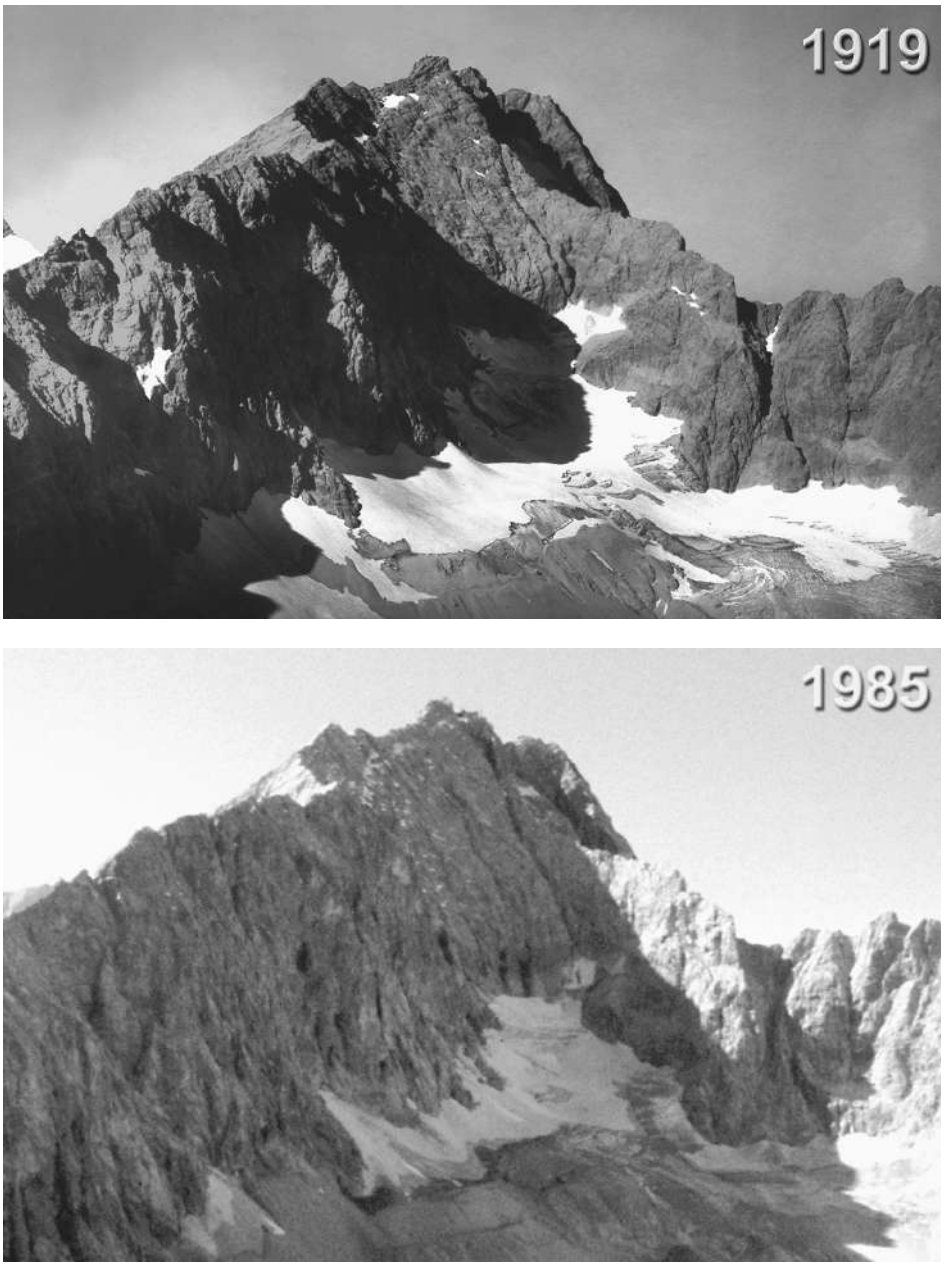


Figura 3 - L'Höllentalferner nel 1919 (sopra) e nel 1989 (sotto). (M. Weber, Archiv KfG).

Figure 3 - The Höllentalferner in 1919 (above) and 1989 (below). (M. Weber, Archiv KfG).

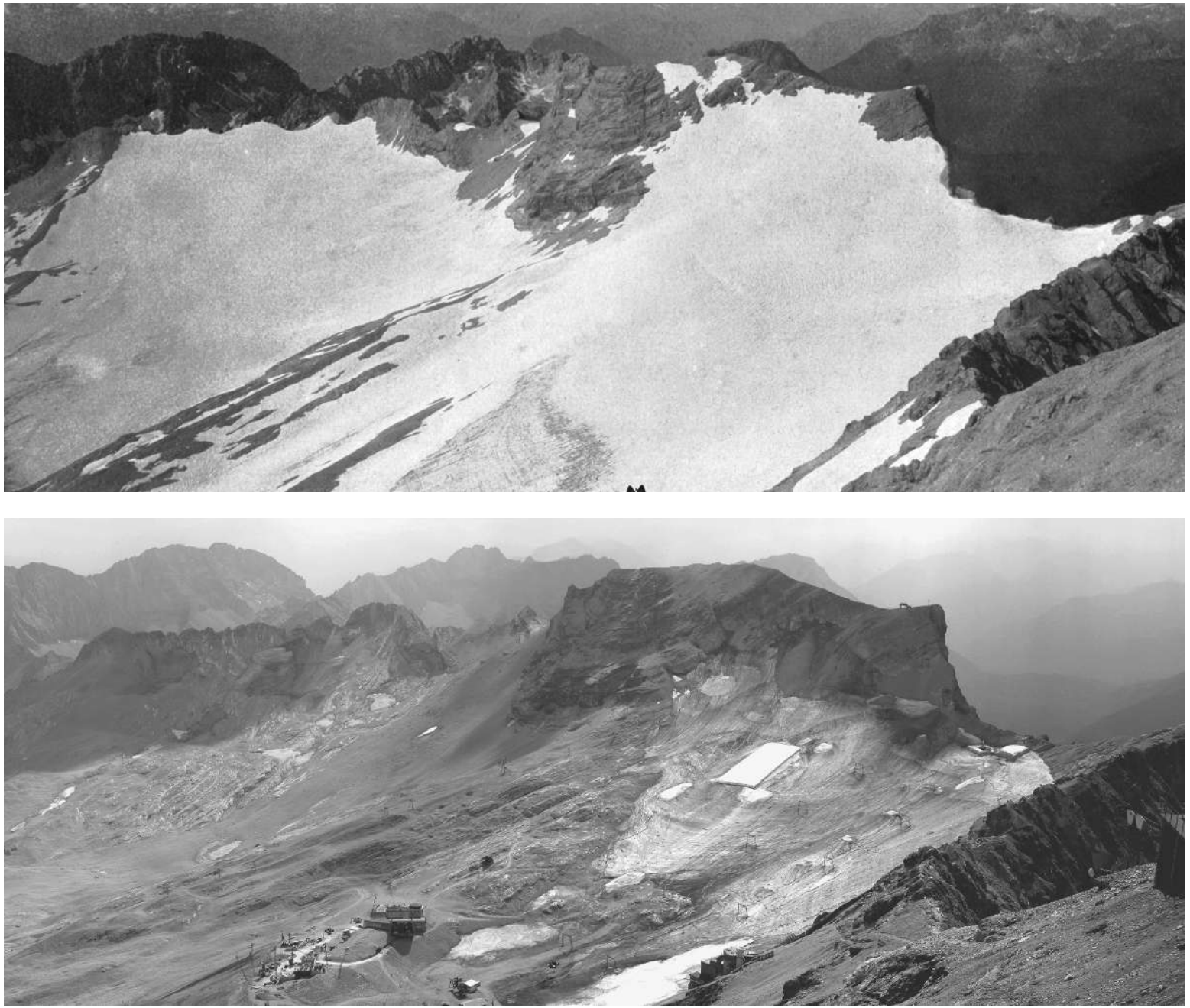


Figura 4 - I ghiacciai di Schneeferner Nord e Sud nel 1890 (sopra) e nel 2003 (sotto). (M. Weber, Archiv KfG).

Figure 4 - Schneeferner North and South glaciers in 1890 (above) and in 2003 (below). (M. Weber, Archiv KfG).

Il Ghiacciaio Blaueis

Questo ghiacciaio, con la sua attuale superficie di 12 ha, ha dimensioni simili a quelle dello Schneeferner Sud. Si trova in una gola stretta e ripida tra l'Hochkalter e lo Schärtenspitze. Le ripide pareti rocciose lo proteggono dall'irraggiamento solare diretto, essendo il vallone aperto solo verso Nord. Al momento della massima espansione (metà del XIX secolo) aveva una superficie di 20 ha e la sua lingua si spingeva fino a 1830 m di quota (Rü Finsterwalder, 1951a). Oggi si estende da una quota di 2380 m fino a 1910 m. Così, con un dislivello di 470 m, possiede il maggior sviluppo altimetrico tra i ghiacciai bavaresi. Inoltre, l'unghia frontale è la più bassa e la colata è quella a maggior inclinazione media. Viene alimentato dalle valanghe che provengono dalle pareti rocciose circostanti.

Anche questo ghiacciaio ha avuto un notevole incremento nel periodo 1970-1980, con una media annua +0,4 m. Tra 1980 e 1989 si è invece verificata una forte riduzione (-0,7 m/anno, Rü Finstelwalder, 1992). Questa fusione ha prodotto una contrazione della superficie del 22 %, che ha riguardato soprattutto le parti media e inferiore. Contemporaneamente, la colata si è divisa in due parti, superiore e inferiore, ancora unite da un sottile lembo di ghiaccio non dinamico che compromette di molto l'alimentazione della zona inferiore. La quota assai bassa della fronte del Blaueis, molto al di sotto della *snow-line*, accelera notevolmente i processi di fusione.

Il Ghiacciaio Watzmann

Si trova, a bassa quota, sotto la Parete Est dell'Hochecks. Con circa 30 ha, raggiunse la sua massima espansione a cavallo tra XIX e XX secolo (Jungsberger, 1993). In seguito si osservò un'imponente riduzione di massa fino agli anni Quaranta, quando il ghiacciaio si suddivise in singoli campi nevosi e, come detto, non venne più considerato nei rilievi del '49 e del '50. Solo con il volo del 1959 fu nuovamente incluso nelle misurazioni, pur possedendo a malapena una superficie di 9 ha (Rü Finsterwalder e Reutsch, 1973).

L'incremento degli anni Settanta (e fino al 1980) gli conferì i maggiori apporti di massa tra i ghiacciai bavaresi in quel periodo, e cioè +0,5 m medi annui. Nel 1980 ha raggiunto la sua massima estensione recente, con circa 24 ha. Oggi, la superficie di 18 ha è ancora superiore a quella del 1959. La sua persistenza è senza dubbio fortemente minacciata dalla bassa altitudine mediana, di molto inferiore rispetto alla *snow-line* (Rü Finsterwalder, 1992).

Prospettive

Dopo la massima estensione recente, databile al passaggio tra XIX e XX secolo, i ghiacciai bavaresi hanno subito un massiccio arretramento.

The Blaueis glacier

This glacier, with its present surface area of 12 ha, is similar in size to that of the South Schneeferner. It is located in a narrow and steep gorge, between the Hochkalter and the Schärtenspitze. The steep rocky walls protect it from the solar radiation, as the valley is open towards North. At the time of its maximum expansion (about mid of the XIX century) it had a surface area of 20 ha and its tongue reached the minimum altitude of 1830 m (Rü. Finsterwalder, 1951a). Today the glacier flows from 2,380 m down to 1,910 m. Hence, with a level difference of 470 m, this glacier has the maximum vertical extension among the Bavarian glaciers. Further, the snout is the lowest and the average slope is the steepest in the Bavarian Alps. It is fed by the avalanches falling from the surrounding rock walls.

This glacier too underwent a remarkable increase in the time span 1970-1980, with an average yearly value of plus 0.4 m in thickness. On the contrary, between 1980 and 1989 a strong decrease (0.7 m/year, Rü. Finsterwalder, 1992). The melting has produced a surface area reduction of 22 %, specially concerning the central and lower zones. At the same time the ice stream underwent division, in upper and lower sections, today still connected by a thin ice non-dynamical strip, so that the feed of the lower section is strongly compromised. The very low elevation of the Blaueis glacier, neatly under the snow-line, strongly contributes to speed up the ice melting rate.

The Watzmann glacier

It is located at low elevation under the east wall of the Hochecks. With its surface area of 30 m, it reached its maximum expansion at the time span between XIX and XX century (Jungsberger, 1993). Later a very big decrease took place until the forties, when the glacier divided into singular snow fields and, as already written, it has been no longer considered in the surveys of 1949 and 1950. Only after the photogrammetric flight of 1959 it has been again included in the measurements, even if its surface area could hardly reach 9 ha (Rü. Finsterwalder and Reutsch, 1973).

The expansion in the seventies (and till 1980) added the largest mass increase among the Bavarian glaciers, i.e. +0.5 m/year. In 1980 it showed the maximum recent extension, i.e. about 24 ha. Still today, its surface area, 18 ha, is still larger than that of 1959. Its survival is strongly impaired by the low altitude, strongly lower than the snow-line (Rü. Finsterwalder, 1992).

Forecasts

After the maximum recent expansion, at the time span between XIX and XX century, the Bavarian glaciers suffered a strong retreat.

Tabella 1 - La superficie dei ghiacciai bavaresi durante gli ultimi 150 anni. ([1] Escher-Vetter e Rentsch, 1995; [2] Ri. Finsterwalder, 1951a; [3] Rü. Finsterwalder e Rentsch, 1973; [4] Rü. Finsterwalder e Rentsch, 1973; [5] Rü. Finsterwalder e Rentsch, 1973; [6] Rü. Finsterwalder, 1992; [7] Rü. Finsterwalder, 1992; [8] www.bayerische-gletscher.de.)

Table 1 - The total surface area of the Bavarian glaciers during the last 150 years. ([1] Escher-Vetter and Rentsch, 1995; [2] Ri. Finsterwalder, 1951a; [3] Rü. Finsterwalder and Rentsch, 1973; [4] Rü. Finsterwalder and Rentsch, 1973; [5] Rü. Finsterwalder and Rentsch, 1973; [6] Rü. Finsterwalder, 1992; [7] Rü. Finsterwalder, 1992; [8] www.bayerische-gletscher.de.)

Area (ha)	1856[1]	1892[2]	1949 - 1950[3]	1959[4]	1969 - 1971[5]	1979 - 1981[6]	1989 – 1990[7]	1999[8]
Nördlicher Schneeferner	68	61	37,9	34,8	37,4	39,8	33,2	36,0
Südlicher Schneeferner	97	82	22,8	16,7	17,3	20,2	12,2	11.6
Höllentalferner	32	—-	27	25,6	26,4	27,2	29,8	25,7
Blaueis	20	—-	15,1	13,1	12,5	15,9	12,4	12,3
Watzmanngletscher	36	—-	—-	8,9	17,6	23,9	18,0	18,1

Questo processo si è interrotto solo con l'incremento di breve durata degli anni Sessanta e Settanta. La causa dell'arretra-mento è da ricercarsi nella carenza di precipitazioni e dall'incremento termico durante i mesi estivi, essendo i bilanci dei mesi invernali rimasti invariati negli anni. Se dovesse proseguire questo trend climatico, si può presumere che molti tra i ghiacciai di piccole dimensioni scompariranno. Ciò si rifletterà negativamente sull'alimentazione idrica dei grandi fiumi tedeschi, alimentati prevalentemente dall'area alpina. Nel contempo, la fusione dei ghiacciai durante le roventi estati compenserà ampiamente i bassi livelli di acqua dei fiumi. Dopo la scomparsa definitiva dei ghiacciai, anche questo apporto verrà a mancare e subentreranno deficit più prolungati nella distribuzione di acqua potabile e nei trasporti fluviali.

Nel breve termine, la forte fusione dei ghiacciai causerà un incremento del flusso in ambito alpino, con conseguenti possibili inondazioni a livello locale e smottamenti di terreno. Tuttavia, bisogna ancora una volta ammonire dal non desumere cambiamenti globali dalle variazioni dei ghiacciai a livello locale, o regionale. A oggi non sono ancora noti tutti i parametri che portano alle fluttuazioni glaciali.

Solo da poco, per esempio, è possibile eseguire misurazioni corrette della massa dei ghiacciai mediante radar. Sulla base dei nuovi dati acquisiti, esistono anche delle ricerche secondo cui la fusione di alcuni ghiacciai potrebbe subire un rallentamento, a condizione che si mantenga il clima attuale. Quest'ultima è la più incerta delle misurazioni.

This trend was interrupted by a short-time mass increase in the sixties and seventies of the XX century. The cause of the glacier retreat is to be found in the lower precipitations and in the increase of the Summer temperatures, as the Winter mass balances remained unaltered in the last years. Should this climatic trend go on, it may be hypothesize that many small glacier will disappear. This will influence negatively, in long time intervals, the feed of the large German rivers, mainly fed by the water from the alpine area. At the same time, the melting of the glacier during very hot summers, will largely compensate the low levels of the rivers. But after the eventual glacier melting, this feeding will cease, with longer deficits in the drinkable water distribution and impairing the traffic along the rivers.

Within a short time interval, the strong melting of the glaciers will cause an increase of the water flow in the alpine area, with consequent possible local flooding and landslides. Once again we want to underline that the global changes should not be derived from local or regional glacier variations. Today all the parameters influencing the glacier fluctuations are not yet fully understood.

Only recently, for example, it has become possible to carry out correct measurement of the glacier mass balance by radar devices. On the base of the new data, there are also investigation results according to which the glacier melting could slow down, if the present climatic condition persist. And the last is the most uncertain measurement to carry out.

Italian translation: Cristina Cavallo
English translation: Alvaro Mazza

Corresponding author address:
Eva Samuel-Eckerle, Geographishes Institut, Universität Würzburg, Am Hubland, D-97074 Würzburg, Deutschland. E.mail: eva.samuel-eckerle@mail.uni-wuerzburg.de

Bibliografia / References

Brunner K. and Horst T. (2007) - *Eine Karte des Zugspitzgebietes (18. Jh.) und die Wirrnisse um die Erstbesteigung*. Cartograph. Helvetica, 35, pp. 3-7.

Escher-Vetter H. and Rentsch H. (1995) - *The behaviour of the bavarian glaciers: results from surveying and mass balance modelling*. Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 31, pp. 181-187.

Escher-Vetter H. (2001) - *Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert*. Klimastatusbericht, Deutscher Wetterdienst Offenbach, Main, pp. 51-57.

Finsterwalder S. (1896) - *Bericht über die Gletscher des Deutschen Reichs 1895*. Veröffentlicht von der Commission Internationale des Glaciers in: Les Variations périodiques des glaciers, Premiere Rapport 1895/2, pp. 129-147.

Finsterwalder Ri. (1951a) - *Die Gletscher der Bayerischen Alpen*. Jahrbuch des Deutschen Alpenvereins 1951, Überbrückungsband der Alpenvereinszeitschrift 1943-1951, S., pp. 60-66.

Finsterwalder Ri. (1951b) - *Der Gletscherrückgang und die bayerischen Gletscher*. Vermessung und Karte in Bayern, Bayer. Landesvermessungsamt München 1951, S., pp. 88-93.

Finsterwalder Rü. (1981) - *Zur Höhenänderung der Zugspitzgletscher*. Mitt. d. Geogr. Ges. München, 66, pp. 25-30.

Finsterwalder Rü. and Rentsch H. (1973) - *Das Verhalten der bayerischen Gletscher in den letzten zwei Jahrzehnten*. Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 9, pp. 59-72.

Finsterwalder Rü. (1992) - *Die Veränderungen der bayerischen Gletscher im letzten Jahrzehnt (1980-1990)*. Mitt. d. Geogr. Ges. München, 77, pp. 5-12.

Glazirin G. (1985) - *Raspredelenije i redjim gornyh lednikov (Verteilung und Regime von Gebirgsgletschern)*. Girdometeoizdat, Leningrad.

Glazirin G. and Escher-Vetter H. (1998) - *The existence of glaciers in Bavaria, demonstrating climatic limitations of mountain glaciation*. Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 34, pp. 47-56.

Haeberli W., Bösch H., Scherler K., Østrem G. and Wallén C.C. [Hrsg.] (1989) - *World Glacier Inventory - Status 1988*. IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, Nairobi.

Hagedorn H. (2004) - *Eiszeit, Klimaänderung und Menschheit*. Akademie aktuell. Zeitschrift der Bayerischen Akademie der Wissenschaften 02/2004, pp. 8-13.

Hagedorn H. and Samuel-Eckerle E.(1999) - *Le recenti oscillazioni dei ghiacciai tedeschi (Die neuzeitlichen Schwankungen der Gletscher im deutschen Alpenraum)*. Terra glaciālis, 2, pp. 133-142.

Hagg W. (2006) - *Bayerische Gletscher*. Akademie aktuell. Zeitschrift der Bayerischen Akademie der Wissenschaften 01/2006, pp. 24-28.

Hirtlreiter G. (1992) - *Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung*. Münch. Geogr. Abh. Reihe B, 15.

Jungsberger E. (1993) - *Neuzeitliche Gletscherstände in den Berchtesgadener Alpen*. Diplomarbeit am Institut für Geographie der LMU München, unveröffentlicht.

Miller H. (1968) - *Der Höllentalferner im Wettersteingebirge*. Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 5, pp. 89-97.

Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T.W. and Haeberli W. (2004) - *Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*. Geophysical Research Letters, 31.

Weber M. (2003) - *Informationen zum Gletscherschwund - Gletscherschwund und Klimawandel an der Zugspitze und am Vernagtferner (Ötztaler Alpen*), allg. PDF-Dokument, KfG.

www.bayerische-gletscher.de.

Matej GABROVEC (*)

Il Ghiacciaio del Triglav (Slovenia)

The Triglav Glacier (Slovenia)

Riassunto

Nelle Alpi Slovene resistono solamente due ghiacciai, situati rispettivamente sotto le vette del Triglav (2864 m) e dello Skuta (2532 m) ed entrambi posti a quote relativamente basse. La loro superficie attuale non supera l'ettaro ed è quindi più corretto parlare di "aree glacializzate". I ghiacciai sono molto sensibili ai cambiamenti climatici: in modo particolare, i più piccoli ghiacciai vallivi, la maggior parte dei quali, nelle Alpi, ha perso circa un terzo del volume nell'ultimo decennio. Per il Ghiacciaio Triglav questo decremento è stato ancora più marcato a causa delle piccole dimensioni. Soltanto negli ultimi 15 anni, il suo volume si è ridotto di 300.000 m^3 di ghiaccio, ossia una quantità pari a 15 volte quella del suo volume attuale. Negli ultimi cinquant'anni il ghiacciaio si è assottigliato in alcune sue aree di oltre 35 metri ed il suo volume ridotto di due milioni di m^3. Le misure sul ghiacciaio, effettuate dall'Istituto Geografico, e i dati meteo del M. Kredarica hanno fornito materiale per analisi qualitative dell'impatto dei fattori meteorologici sulla fusione glaciale. Decisivi per la perdita di massa del ghiacciaio sono risultati sia l'incremento delle temperature sia l'andamento delle precipitazioni invernali.

Abstract

Just two glaciers, below the peaks of Triglav (2,864 m) and Skuta (2,532 m), are persisting in Slovenian Alps, both on a relatively very low elevation. Their present surfaces do not exceed one hectar, thus we can speak only about two glacier patches. Glaciers are very sensitive to climatic changes. Particularly sensitive to climatic changes are smaller valley glaciers and many of them in the Alps decresed in the last decade by one third of their size. With the Triglav glacier this process of decrease is, due to its small size, even more intensive. In the last 15 years only, more than 300,000 m^3 of ice melted. It means that, in 15 years, 15-times larger amount of ice melted than its total volume of today amounts. In the last 50 years the glacier thinned at certain places by more than 35 m, and its volume decreased by two millions of m^3. The data of glacier measurements, performed by the Geographical Institute, and the meteorological data from Mt. Kredarica provide material for a qualitative analysis of the impact of meteorological factors on the melting of the glacier. Decisive for the decline of the glacier's size are both the rise of temperatures and the amounts of winter precipitation.

Introduzione

Il ghiacciaio è situato nelle Alpi Giulie sul versante Nord del Mt. Triglav (2864 m) a una quota compresa tra i 2400 e i 2500 m. Gli ultimi cent'anni della sua semi-millenaria storia sono stati caratterizzati della tendenza al regresso. I due ghiacciai sloveni - oltre al Ghiacciaio Triglav nelle Alpi Giulie slovene vi è un altro ghiacciaio, il Lednik pod Skuto (sottostante il M. Skuta) nelle Alpi di Kammink e Savinja – pesano solo per lo 0,05 ‰ sulla superficie glaciale delle Alpi. Ciò nonostante, la loro rappresentatività non va sottostimata essendo entrambi situati all'estremità sud-est

Introduction

The Triglav glacier lies in the Julian Alps, on the North side of Mt. Triglav (2,864 meters), at the altitude between 2,400 and 2,500 meters. The last hundred years of its half a millennium history has been marked by a retreating trend. The two Slovenian glaciers taken together - besides the Triglav Glacier in the Julian Alps there is another glacier in Slovenia, the Ledenik pod Skuto (the Glacier under Mt. Skuta), which lies in the Kamnik and Savinja Alps - account merely for 0.05 ‰ of the total Alpine glacier area (Gabrovec, 2002). Nevertheless, their significance

(*) Anton Melik Geographical Institute, Scientific Research Centre of the Slovenian Academy of Sciences and Arts, Ljubljana, Slovenija.

delle Alpi e a un'altitudine s.l.m. alquanto ridotta. Si tratta quindi di masse glaciali particolarmente sensibili alle variazioni climatiche e che, di conseguenza, costituiscono un interessante oggetto di indagine scientifica.

Il Ghiacciaio Triglav dall'inizio del 17° secolo sino alla metà del Novecento

Negli ultimi 400 anni, la maggior parte dei ghiacciai alpini ha risposto in maniera comparabile alle oscillazioni climatiche. Dopo la massima espansione di inizio Seicento, nei successivi 250 anni si sono registrate solo variazioni modeste. Nuove fasi di avanzata si sono avute negli anni 1770 e 1780, e alla metà del 19° secolo (Rott et al., 1993). A conclusioni simili sono giunti gli studiosi del Ghiacciaio Triglav in base alle indagini condotte sui depositi morenici e allo studio di vecchi dipinti, fotografie e descrizioni presenti nella letteratura alpinistica. Le dimensioni del ghiacciaio tra l'inizio del XVII e la fine del XIX secolo possono essere desunte dagli accumuli morenici. Dalla dislocazione di questi materiali e dalle condizioni riscontrate in altre aree alpine, M. Šifrer ha potuto datare le morene più antiche al XVII o XVIII secolo, una al XIX secolo e un terzo deposito probabilmente risalente al 1920 quando, a seguito delle abbondanti precipitazioni nevose degli inverni precedenti, il ritiro dei ghiacciai cessò temporaneamente (Šifrer, 1963).

I risultati ottenuti sul campo sono inoltre corroborati da antichi dipinti. Nel 1849 il paesaggista Marko Pernhart scalò il M. Triglav e dipinse un'accurata vista panoramica dell'area. In questo dipinto, conservato nella Biblioteca del Museo Nazionale (*Narodni muzej*) di Lubiana, è chiaramente visibile il Ghiacciaio Triglav esteso sino alla cresta sommitale della parete Nord del Triglav.

Ancor meglio paragonabile alle immagini più recenti è un dipinto di Ladislav Benesch, databile tra il 1875 e il 1880, che ritrae il Monte Triglav visto da Nord. La superficie libera da neve che compare in primo piano dimostra chiaramente che lo stesso fu eseguito in periodo estivo: la dimensione del ghiacciaio era notevolmente superiore a quella attuale (Meze, 1955).

Le condizioni del ghiacciaio alla fine del XIX secolo sono rilevabili anche dalle più vecchie fotografie scattate dagli alpinisti. Fra queste, una venne pubblicata sulla rivista *Il Tourista* di Trieste (Chiudina, 1897) (fig.1).

should not be underestimated, because they both lie on the south-east edge of the Alps at rather low altitudes above sea level. Being so, they are particularly sensitive to climatic changes and, therefore, an interesting object of scientific investigations.

The Triglav Glacier from the early 17th to the mid-20th century

Typical of all the Alpine glaciers are similar oscillations in the last 400 years. After they had reached their largest size at the beginning of the 17th century, they mainly retained it during the following 250 years, with minor changes only. The majority of eastern Alpine glaciers reached a new climax between 1770 and 1780, and another one in the mid-19th century (Rott et al., 1993). A similar conclusion has been reached by the researchers of the Triglav glacier after investigations into old moraine accumulations and studies of old paintings and photos and of individual notes on the glacier that had mainly been published in mountaineering literature. The size of the glacier between the early 17th century and the end of the 19th century, can be determined according to moraine accumulations. Proceeding from the location of moraine material and the conditions in other Alpine areas, M. Šifrer drew a conclusion that the oldest moraines originated in the 17th, or the 18th century, the next in the mid-19th century, and the third moraine accumulation supposedly originated around the year 1920 when, due to abundant snows of the preceding winters, the retreat of the glacier temporarily stopped (Šifrer, 1963).

The results obtained through field work have also been corroborated by some preserved pictorial materials. In 1849 the painter Marko Pernhart climbed Mt. Triglav and painted a carefully detailed panoramic view of the Triglav area. Clearly visible in this painting, kept in the National Museum library (*Narodni muzej*) in Ljubljana, is the Triglav glacier that extends to the edge of the Triglav north face.

Better comparable to more recent photographs is a painting by Ladislav Benesch from between 1875 and 1880, depicting the northern view of Mt. Triglav. The snow-free area in the front part of the picture shows clearly that it was painted in summertime, and a mere fleeting glance reveals that the size of the glacier was much larger than nowadays (Meze, 1955).

The state of the glacier at the end of the 19th century is also shown on the oldest preserved photographs that were mostly taken by mountaineers. One of them was published in the Trieste magazine *Il Tourista* (Chiudina, 1897) (fig. 1).

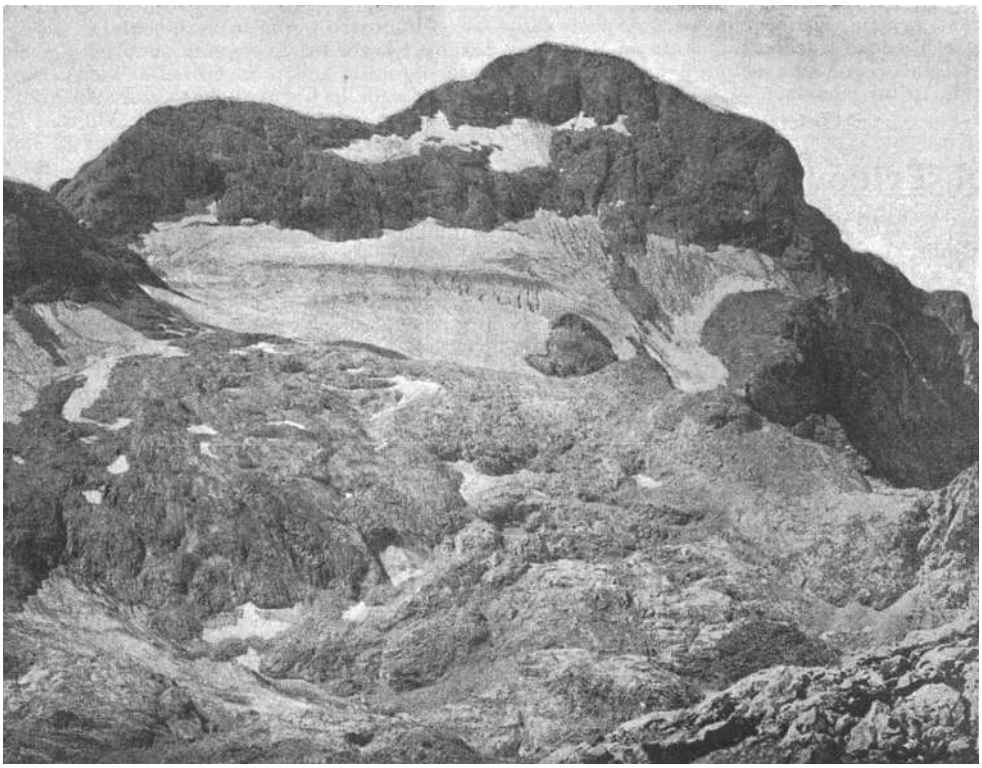


Figura 1 - Il ghiacciaio Triglav nel 1897. (R. Convizcka).

Figure 1 - Triglav glacier in 1897. (R. Convizcka).

Notizie sul ritiro del Ghiacciaio Triglav durante un periodo di 50 anni furono pubblicate sul *Planinski vestnik* nel 1949 da parte di Pavel Kunaver, osservatore diretto dell'evoluzione descritta. L'autore è testimone di una fase in cui il ghiacciaio giungeva in prossimità di una cascata sulla parete Nord del Triglav. L'articolo è inoltre illustrato da diverse vecchie fotografie, la prima delle quali di Lergetporer (1890) mostra la parte superiore del settore orientale del ghiacciaio sotto il M. Mali Triglav (Kunaver, 1949). L'anno successivo, un articolo dello stesso autore su Planiski vastnik titolava, in tono allarmistico, "Il ghiacciaio del Triglav in agonia?". Vi si legge: "In agosto il ghiacciaio appariva estremamente spoglio, povero e quasi compresso tra il roccioso M. Glava sopra la parete Nord del Triglav e il massiccio del Triglav stesso. È evidente che la sua precedente estensione si è così ridotta che solamente un quarto del bacino compreso tra il M. Kredarica, la parete Nord del Triglav ed il M. Triglav è interessato da copertura glaciale" (Kunaver, 1950). Da diverse fotografie del periodo tra la Prima e Seconda Guerra Mondiale si evince chiara la presenza di crepacci attualmente non più rilevabili e segni dell'assenza di ogni movimento. Ciò a risultato dell'intrappolamento del ghiacciaio residuale in una depressione poco profonda, identificata al di sotto della superficie glaciale per mezzo delle prospezioni georadar di seguito descritte.

Reports on the decline of the Triglav glacier over a period of 50 years were published in *Planinski vestnik* in 1949 by Pavel Kunaver, who witnessed the process himself. The author still remembered the time when the glacier had extended to the very proximity of the Triglav north face over which a waterfall was falling. The article is also illustrated by several older photos the earliest of which was taken by Lergetporer in 1890 and shows the upper eastern part of the glacier under Mt. Mali Triglav (Kunaver, 1949). Next year Planinski vestnik brought another article by the same author entitled in an alarming tone as "The Triglav Glacier in Agony?", where he wrote: "In August the glacier appeared to be extremely bare, modest and compressed between the barren Mt. Glava above the Triglav north face and the Triglav massif. It became evident that its former size diminished so that only one quarter of the basin between Mt. Kredarica, the Triglav north face and Mt. Triglav remained under ice"(Kunaver, 1950). Several photographs from the period between the First and the Second World Wars have been preserved, on which the glacier's fissures of the time are clearly visible. There are no more fissures on the glacier today, because it stopped moving. This is the result of the physical trapping of the remaining glacier in a shallow depression, which was identified on the sub-glacier surface by means of the georadar measurements, described in the continuation.

Ricerche sul ghiacciaio posteriori alla Seconda Guerra Mondiale

Osservazioni regolari su base annua del Ghiacciaio Triglav iniziarono nel 1946. Da allora i membri dell'Istituto Geografico hanno condotto regolari campagne di misura annuale e pubblicato i dati e le osservazioni raccolte su *Geografski Zbornik* (Meze, 1955; Šifrer, 1963; Šifrer 1976; Šifrer 1987; Gabrovec, 1998). I risultati di questi studi sono riassunti nei paragrafi seguenti.

Il ghiacciaio venne misurato per la prima volta nel 1946 con il posizionamento dei primi punti di riferimento nei pressi del perimetro dell'apparato. Da tali punti sono calcolate le distanze orizzontali e/o verticali dal ghiacciaio per tutti gli anni successivi. Nel 1946 il ghiacciaio si estendeva per circa 15 ettari.

Nel decennio successivo alla fine della guerra il ghiacciaio ha vissuto una fase di intensa ablazione: nei primi anni con una considerevole riduzione dello spessore, negli anni seguenti con un parallelo, notevole ritiro orizzontale della fronte. Solo due le eccezioni a questo continuo arretramento: nel 1948 e nel 1951, anni in cui il ghiacciaio fece segnare leggeri progressi (Meze, 1955). L'intensa fase di deglaciazione è proseguita sino alla fine degli anni '50 (Šifrer, 1963). Il 1960 può esere considerato un anno cruciale per l'evoluzione del ghiacciaio: il decennio che si apre è infatti caratterizzato da precipitazioni nevose al di sopra della media. Nonostante ciò, il decremento del ghiacciaio, seppure a un ritmo ridotto, è proseguito.

Nei primi 14 anni di osservazioni il ghiacciaio si è ritirato a una media di 3 metri all'anno mentre nei 14 anni successivi, tra il 1960 ed il 1973, tale ritiro è sceso a un valore annuo di 0,8 metri. È comunque curioso notare come tale regresso sia ascrivibile principalmente a due annate particolari, il 1964 e il 1967, quando si registra la totale fusione degli accumuli invernali (Šifrer, 1976). Nella seconda metà degli anni Settanta il ritiro del ghiacciaio subì un ulteriore rallentamento sin quasi ad arrestarsi. Durante questi anni l'area inferiore del ghiacciaio si mostrava coperta dalla neve sino alla fine della stagione di ablazione e solo una piccola porzione di superficie nella parte centrale rimaneva scoperta. Lo spessore medio della neve al termine della stagione di accumulo, in aprile, raggiungeva i 4,5 metri, mentre la media del periodo 1955-1962 era di soli 297 centimetri.

L'inversione di tendenza si ebbe nel 1983. I rilievi mostrano un intenso ritiro del ghiacciaio, dovuto a un'estate eccezionalmente calda. La dimensione del ghiacciaio toccò così il valore minimo registrato dal XVII secolo sino a quel momento (Šifrer, 1987). Durante i successivi dieci anni il ritiro del ghiacciaio è proseguito in forma particolarmente intensa. Nel 1986, un'ampia barra rocciosa è emersa nella zona inferiore orientale separando così la porzione inferiore

Researches of the glacier after the 2nd World War

Regular annual observations of the Triglav glacier began in 1946. Since then, the associates of the Geographical Institute have performed regular annual measurements and published their observations and results in *Geografski Zbornik* (Meze, 1955; Šifrer, 1963; Šifrer, 1976; Šifrer, 1987; Gabrovec, 1998). Summarized in the following paragraphs are the essential results of these studies.

The glacier was measured for the first time in 1946; at that time first measuring points were fixed at the rim of the glacier. From the measuring points, horizontal and/or vertical distances from the glacier were measured all through the following years. In 1946, the glacier measured about 15 hectares.

In the first post-War decade an intense ablation of the glacier occurred. During the first post-War years, the glacier thinned considerably, while in the following years its lower part abundantly retreated horizontally as well. There were only two exceptions to this process of steady ablation, when in 1948 and 1951 the glacier slightly increased (Meze, 1955). Intense decline of the glacier continued all until the end of the 1950s (Šifrer, 1963). The year 1960 was crucial for the development of the glacier. Namely, the 1960s were marked by an above-average thickness of snow cover. Thus the snow remained on the glacier through the major part of the melting season, i.e. in late spring and summer. The decline of the glacier did indeed continue, but it was essentially slower.

During the first 14 years of observations the glacier thus shrank by 3 meters on average while during the following 14 years, i.e. between 1960 and 1973, only by 0.8 meter on average. However, it is curious that the retreat mainly took place in two particular years, in 1964 and 1967, when snow of the previous winter seasons melted completely (Šifrer, 1976). In the second half of the 1970s, the retreat of the glacier slowed down further or nearly stopped. During these years, the lower section of the glacier was mainly covered with snow at the end of the melting season and only a smaller portion of the central part of the glacier was not covered with snow. In this time, the average thickness of snow cover was over 4.5 meters at the end of the accumulation period of the glacier, in April, while the average of the 1955-1962 period amounted to only 297 centimeters.

A turning point occurred in 1983. The investigations then revealed an intense shrinking and thinning of the glacier, which were due to the exceptionally warm summer. The size of the glacier reached the lowest value, which also means that it was the lowest value after the year 1600 (Šifrer, 1987). During the next ten years, the decline of the glacier was exceptionally strong. A broad rocky threshold appeared from under the glacier at its lower eastern end in 1986

della lingua dalla sua parte centrale. Negli anni seguenti il forte ritiro del ghiacciaio è proseguito, specialmente a scapito della porzione superiore, con una perdita media annua di spessore di 1-2 metri. A seguito di questo forte assottigliamento, l'estensione degli isolotti rocciosi, emersi negli anni precedenti, è aumentata rapidamente, con la conseguente divisione dell'apparato in due unità.

Una fase cruciale del processo di frammentazione si è avuta nel 1990, quando la parte inferiore nord-orientale del ghiacciaio si è completamente separata dal corpo principale, mentre tutto il settore occidentale è rimasto collegato tramite una sottile striscia di ghiaccio larga solo 30 centimetri. A seguito del notevole spessore della copertura nevosa rilevato nella tarda primavera del 1991 (570 cm a metà giugno), il ritiro del ghiacciaio si ha subito un temporaneo arresto. Nel 1992 e 1993, il ghiacciaio si è ulteriormente ridotto, di circa 2 metri all'anno, e le barre rocciose emerse dal ghiacciaio nella parte centrale si sono ulteriormente estese. Nel 1990 la porzione inferiore risultava separata da quella centrale da un gradino roccioso di 3 metri; nel 1993 una barra rocciosa ampia 10 metri divideva le due aree. La porzione inferiore del ghiacciaio è andata nel frattempo ricoprendosi di detrito e i segnali originariamente posti sul bordo del ghiacciaio sono divenuti inutilizzabili. Di conseguenza, quattro nuovi capisaldi di misura sono stati posti nel 1995 in prossimità della fronte. In quell'anno sono state effettuate misure per mezzo di un teodolite e metro ottico. La superficie rilevata è risultata pari a 3 ettari. Nel successivo triennio il ritiro è proseguito con una perdita di spessore di ghiaccio di 0,5-1 metri all'anno, corrispondenti a un arretramento orizzontale della fronte di 2-4 metri (Gabrovec, 1998).

Dopo un'interruzione dei rilevamenti durata 4 anni, le misurazioni sono riprese nel 1999. La superficie residua del ghiacciaio era di soli 1,1 ettari. In quattro anni, quindi, il ghiacciaio si è più che dimezzato. Venuta meno l'utilità delle classiche misure frontali, per la forte contrazione del ghiacciaio, ed emersa per contro la necessità di conoscenza delle variazioni volumetriche dell'apparato, l'Istituto Geografico Anton Melik, in cooperazione con l'Istituto Geodetico della Slovenia, ha iniziato a utilizzare metodologie fotogrammetriche. Il ghiacciaio è stato fotografato dall'alto (elicottero) per mezzo di un apparecchio fotogrammetrico. Dal 1999 il rilevamento fotografico aereo viene condotto su base biennale al termine del periodo di ablazione, tra la fine di agosto e la prima decade di settembre (Gabrovec, 2002). I dettagli delle varazioni volumetriche del ghiacciaio sono descritti in seguito. Nello stesso anno, indagini tramite georadar sono state intraprese allo scopo di determinare lo spessore del ghiaccio. Lungo due sezioni incrociate sono stati rilevati i dati della configurazione del pen-

and separated the lower tongue of the glacier from its central part. During the following years strong decline of the glacier took place, especially in its upper part, so that the glacier thinned by 1-2 meters annually. Because of this thinning the size of outcropping rocks which propped out from under the ice in the previous years increased so much that the glacier disintegrated into several parts.

A breaking point in the disintegration process occurred in 1990, when the lower northeastern part of the glacier completely separated from the whole, while the entire western part was connected to the central part with a narrow stripe of ice, only 30 centimeters wide. Due to a thicker snow cover in the late spring of 1991 (there was still 570 cm of snow in mid-June), the retreat of the glacier temporarily stopped. In 1992 and 1993, the glacier thinned again, by 2 meters each year, and the outcropping rocks in the central part of the glacier and between its individual sections grew larger and larger. In 1990, the lower part was separated from the central one by a three-meter rock step, and in 1993, a ten-meter wide rock barrier was already between them. Besides, the lower part mainly got covered with rubble. The original measuring points at the bottom edge of the glacier thus became completely useless. Therefore, four new measuring points were fixed at the bottom edge of the glacier in 1995. In this year the glacier was also measured by means of a theodolite with an optical distance meter. The area then measured 3 hectares. During the following 3 years the decline continued; from one half to one meter of ice melted away in a year, which resulted in 2 to 4 mts of horizontal retreat at the lower edge (Gabrovec, 1998).

After a four-year break, the survey measurements were done again in 1999. The remaining size of the glacier was only 1.1 hectare. In four years, the glacier had thus decreased by more than a half. Since the classical methods of measuring distance from the measuring points became entirely useless, due to the fast changing in the glacier's size, and because the data on the changing volume of the glacier were also required, the Anton Melik Geographical Institute, in cooperation with the Geodetic Institute of Slovenia, began to employ photogrammetric methods. The glacier was photographed from a helicopter with a photogrammetric camera. From 1999 onwards, the aerial photographing of the Triglav glacier has been done every second year towards the end of the melting season, i.e. in the last days of August or the first half of September (Gabrovec, 2002). Details on the changes in the glacier's volume are described in the next subchapter. In the same year, georadar measurements were organized for the first time, too, in order to establish the thickness of the ice. Along two cross-sections, the data were obtained on the configuration of the slope,

dio, o della conca, dove giace il ghiacciaio. Il massimo spessore del ghiaccio misurato in queste due sezioni si situa tra i sette e gli otto metri. Nuove misure georadar sono state condotte ancora nel 2000, questa volta lungo 14 sezioni incrociate, per permettere il completamento dei dati relativi al letto rocciso sottostante il ghiacciaio. In alcune sezioni lo spessore misurato superava i 9 metri (Verbič e Gabrovec, 2002).

L'anno 2001 è stato caratterizzato da un eccezionale accumulo nevoso. Alla stazione meteo del M. Kredarica si è rilevato il massimo spessore di tutto il periodo di osservazione (dal 1954): 700 centimetri ca. (Velkavr e Vrhovec, 2001). Più di tre metri di coltre nevosa erano ancora presenti all'inizio di luglio e un metro resisteva ancora ad agosto. Il ghiacciaio è rimasto quindi protetto per tutta la durata del periodo di ablazione, come pure ampie aree circostanti l'apparato. Grazie alle eccezionali condizioni di innevamento, nel 2001 il ritiro si è arrestato. Condizioni di accumulo paragonabili furono in precedenza registrate nel 1977 e nel 1979 (Šifrer, 1987).

Nel 2003 la temperatura media registrata sul M. Kredarica durante il periodo estivo (giugno, luglio, agosto) è stata la più alta dall'inizio dell'operatività della stazione meteorologica (1954) raggiungendo i 9,0 °C (Cegnar e Roškar, 2004). Gli effetti di temperature così elevate sono, di nuovo, in un forte ritiro del ghiacciaio, con la contrazione della superficie, al termine del periodo di ablazione, a soli 0,7 ettari. L'anno 2004 è risultato, in termini di accumulo nevoso, simile al 2001. All'inizio di giugno, sul Kredarica vi erano ancora 3 metri circa di neve: la neve sul ghiacciaio ha superato l'estate e quella successiva del 2005. Risultato finale, la superficie glaciale misurata nel 2006 è risultata pressoché immutata rispetto a quella del 2003. La copertura nevosa, superiore alla media, si è conservata sulla parte inferiore del ghiacciaio, mentre una sensibile riduzione si è manifestata nella parte superiore.

In tabella 1 sono presentate le oscillazioni dell'area glaciale del Triglav nel secolo scorso, ricostruita in base a rilievi specifici e all'analisi della iconografia.

or the depression, where the glacier lies. The thickest ice on these two cross sections measured between seven and eight meters. Georadar measurments were done again in 2000, this time at 14 cross-sections, so the data on the subglacier relief were further completed. At individual sections, the ice was thicker than 9 meters (Verbič and Gabrovec, 2002).

The year 2001 was exceptional for the great amount of snow. At the weather station on Mt. Kredarica the thickest snow in the entire period of observations was measured, i.e. 700 centimeters (Velkavrh and Vrhovec, 2001). There were still more than three meters of snow at the beginning of July, and by August about one meter remained. So the glacier was covered with snow throughout the melting season. The glacier and its wider surroundings remained snow-covered and its shrinking was temporarily stopped in that year, thanks to exceptional snow conditions. Similar snow conditions had been earlier registered in 1977 and 1979 (Šifrer, 1987).

In 2003, the average temperature on Mt. Kredarica in the summer months (June, July and August) was the highest since the outset of the operation of meteorological station, i.e. since 1954, and amounted as much as 9.0 °C (Cegnar and Roškar, 2004). The result of so high temperatures was, again, an intense shrinking of the remaining glacier, so that its area was only 0.7 hectare at the end of the melting season. The following year was, as to the snow conditions, similar to the year 2001. At the beginning of June, there were still nearly 3 meters of snow on Kredarica, while the snow on the glacier persisted until the end of the summer and did not melt even in the year 2005. Thus, the area of the glacier of 2003 was preserved until the year 2006. Then, the above-average snow cover was preserved at the bottom edge of the glacier, while a considerable thinning took place again in the upper part.

The first table, based on the measurements and the analysis of pictorial sources, shows the oscillation of the Triglav glacier's area in the past century.

Tabella 1 - Oscillazioni della superficie del Ghiacciaio Triglav.

Table 1 - Oscillation of the Triglav glacier's area.

Anno / Year	**Area (ha)**	**Limite superiore (m s.l.m.) / Higher altitude (m a.s.l.)**	**Limite inferiore (m s.l.m.) / Lower altitude (m a.s.l.)**
1900	32	2,600	2,280
1952	12.5	2,565	2,390
1995	3.0	2,545	2,415
1999	1.1	2,510	2,440
2003	0.7	2,495	2,445

Figure 2, 3, 4 - Il Ghiacciaio Triglav nel 1975 (M. Orožen Adamič), nel 1990 (M. Gabrovec) e nel 2003 (M. Gabrovec).
Figures 2, 3, 4 - Triglav glacier in 1975 (M. Orožen Adamič), in 1990 (M. Gabrovec) and in 2003 (M. Gabrovec).

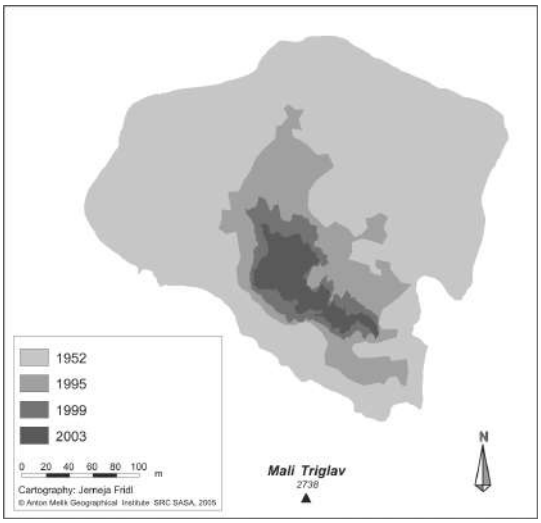


Figura 5 - L'area del Ghiacciaio Triglav nel 1952, 1995, 1999 e 2003.
Figure 5 - The size of the Triglav glacier in 1952, 1995, 1999 and 2003.

Variazioni volumetriche del ghiacciaio

I metodi classici di misura possono fornirci solo indicazioni uni-dimensionali, ad esempio sulla lunghezza o sullo spessore di posizioni puntiformi dell'apparato. Sulla base di queste informazioni, semplici schizzi sono stati prodotti per calcolare la superficie glaciale in determinati anni (Meze, 1955). Dati precisi sull'area del ghiacciaio si sono ottenuti solamente con la campagna di misura effettuata nel 1995, quando è stato accuratamente misurato il perimetro del ghiacciaio (Gabrovec, 2002).

In cinquanta anni, l'area del ghiacciaio si è ridotta a un decimo della grandezza iniziale, e la riduzione del suo volume è risultata ancor più marcata. All'inizio delle osservazioni, la superficie del ghiacciaio si mostrava chiaramente convessa, mentre nelle annate recenti essa si è fatta sempre più concava. Ciò significa che la parte centrale del ghiacciaio si è assotigliata maggiormente rispetto ai bordi (e che se pure l'area fosse rimasta invariata, il volume si sarebbe in ogni caso drasticamente ridotto). Un criterio per lo studio dei cambiamenti volumetrici è basato sui metodi fotogrammetrici, ricavando cioè le misure da fotografie.

L'Istituto Geografico Anton Melik, in cooperazione con i meteorologi della stazione meteo del M. Kredarica, raccoglie sistematicamente, su base mensile a partire dal 1976, immagini fotografiche del ghiacciaio Triglav da due stazioni fisse situate presso un centro turistico sul Kredarica. Le immagini vengono ottenute utilizzando una macchina fotografica panoramica russa, Horizont, con un angolo visuale di 180°. La macchina è equipaggiata con un sistema di lenti rotanti. La ricostruzione tridimensionale della superficie del ghiacciaio ottenuta tramite queste fotografie costituisce una notevole sfida per gli esperti di fotogrammetria. In una prima fase si è provveduto a calibrare la macchina Horizont e a determinare le caratte-

Changes in the glacier's volume

The classical method of measuring could only provide us with the data on the changes in a single dimension, i.e. the changes in the length or thickness of the glacier at individual points. On the basis of these data simple sketches were drawn which served as a help for the calculation of the glacier's area in individual years (Meze, 1955). Exact data on the glacier's size were only obtained by means of surveying measurements made in 1995, when the outline of the glacier was accurately measured (Gabrovec, 2002).

In fifty years, the area of the glacier decreased to one tenth of its former size, and the decline in its volume was even much steeper. At the beginning of the observations, the glacier's form was explicitly convex, while in the recent years it has become ever more concave. It means that the central part of the glacier has thinned far more than its edges. Even if its area had remained unchanged, the volume of the glacier would nevertheless have radically decreased. One way of studying changes in the volume is to use photogrammetric methods, which means that the metric data are obtained by means of photographs. The Anton Melik Geographical Institute, in cooperation with meteorologists from Mt. Kredarica weather station, organized regular photographing of the Triglav glacier from two fixed standpoints near the mountain resort on Kredarica, which has been performed approximately once a month ever since 1976. Photographs have been taken with a Russian panoramic camera, Horizont, with a view angle of 180°. The camera has a special construction of a rotating lens. A three-dimensional reconstruction of the glacier's surface, made from these photographs, is a special challenge to photogrammetry experts. The first step was to calibrate the Horizont camera and to establish geometric features of the photographs.

ristiche geometriche delle foto.

Nel 1999 e 2001 immagini stereo del ghiacciaio sono state ottenute utilizzando un elicottero. Le immagini storiche sono state quindi confrontate con le nuove foto metriche tramite una selezione di punti di riferimento e i metodi fotogrammetrici standard, non sufficientemente adeguati a tale scopo, sono stati migliorati (Triglav, Fras e Gvozdanovič, 2000).

A fine 2001 i problemi teorici potevano essere considerati risolti, quantunque l'analisi di alcune immanini non fosse ancora stata completata.

Nel corso del 2006 si è effettuato un test per valutare l'utilità del metodo interattivo di orientamento, confrontando fotografie bi-dimensionali con un modello tri-dimensionale realizzato tramite un diagramma a nuvola di punti, sull'esempio delle foto panoramiche non-metriche del Ghiacciaio Triglav ottenute con apparecchio Horizon. Questo metodo richiede all'operatore una buona conoscenza dell'immagine e dei suoi dettagli e, soprattutto, molto tempo. In mancanza di dettagli ben definiti rilevabili dalle immagini e dal modello tri-dimensionale, si sono ricavati valori approssimati dei parametri di orientamento. Sfortunatamente, ciò è risultato insufficiente per ottenere misure di differenza di livello al di fuori delle immagini Horizon (Triglav Čekada et al., 2007, in stampa).

Nel 1999, 2001 e 2003 si sono effettuate riprese fotogrammetriche a mezzo di elicottero, e nel 2005 la stessa tecnica è stata utilizzata impiegando per la prima volto un aereo. Queste immagini sono state utilizzate come base per la rappresentazione grafica del ghiacciaio, su base annuale, in scala 1:1000, e per il DEM. Nel 2001 sono stati posizionati e monitorati tramite misurazioni con GPS nove capisaldi di misura. I punti di controllo sono fissati saldamente alle rocce con viti e sono protetti da dadi.

La carta topografica e il DEM della superficie del 1999 vengono utilizzati congiuntamente come base di comparazione per gli anni precedenti e successivi. Per i prossimi anni si è previsto di effettuare riprese fotogrammetriche in modo sistematico per permettere di rilevare le variazioni occorse al volume del ghiacciaio.

Per il periodo antecedente il 1999 sono disponibili due immagini in scala 1:17.500 datate 1975 e 1992. L'immagine dell'ottobre 1975 è di scadente qualità e di limitata utilità in quanto il ghiacciaio risultava già coperto da neve fresca. Una fonte preziosa per la rilevazione delle variazioni volumetriche è invece rappresentata dalla carta eseguita da M. Jenko che effettuò misure sul ghiacciaio a partire dall'ottobre 1952. La mappa, in scala 1:2500, è caratterizzata da una distanza tra le isoipse di cinque metri. È stata inoltre utilizzata la più vecchia mappa Jugoslava del 1937 in scala 1:25.000.

La restituzione stereo-fotogrammetrica delle imma-

In 1999 and 2001 photographs of the glacier were taken from a helicopter in the conventional stereo-technique. Archival photographs were then matched with the new metric photographs by means of the selected control points. Standard photogrammetric methods were not adequate for such a task, so that the existing programmes had to be improved (Triglav, Fras and Gvozdanovič, 2000).

By the end of 2001, essential theoretical problems were solved, though the analyses of individual photographs from the selected periods have not been completed yet.

In 2006, a test of the usefulness of the interactive method of orientation between 2-dimensional photographs and 3-dimensional height model presented with a point cloud, on the example of Horizont non-metric panoramic photographs of the Triglav glacier, was applied. This method demands good operator's knowledge of the photograph and its details and, above all, a lot of time. Because of the lack of well-defined details discernible on the photographs and in the 3-dimensional model, we only derived approximate values for the orientation parameters. Unfortunately, this is not enough for conducting measurements of height difference out of the Horizont photograph. (Triglav Čekada et al., 2007, in print).

In 1999, 2001, 2003 photogrammetric photographing from a helicopter was done, and in 2005, photogrammetric photographing from an airplane was organized for the first time. These photos served as a basis for a topographic map of the Triglav glacier, one for each year, in the scale of 1:1,000, and a digital elevation model. In 2001, nine control points were fixed and surveyed with the GPS measurements. The control points are permanently fixed, with a screw driven into a rock and protected with a nut.

The topographic plan and the digital elevation model of 1999 will both serve as a basis for comparison with the following and the previous years. Our plan for the following years is to take photogrammetric photographs regularly and obtain a follow-up of changes in the glacier's volume through the analysis of such photographs.

Available for the period before 1999 are two photographs of cyclic aerial photographing in the scale of 1:17,500, that were done in 1975 and 1992. The photograph taken in October 1975 is of poorer quality and only partly useful for the study of the glacier because the glacier was already covered with snow at that time. As a precious source of comparing the volumes serves a topographic map, made by M. Jenko, who proceeded from surveying measurements of the glacier at the beginning of October 1952. The map, drawn in the scale of 1:2,500, includes the isolines of a 5-meter equidistance. Used as the oldest source was also the Yugoslav topographic map of 1937 in the scale of 1:25,000.

gini aeree rilevate in anni diversi si è concretizzata nella produzione di una mappa digitale con isoipse di cinque metri. Le variazioni volumetriche sono state calcolate tramite GIS e l'utilizzo del software IDRISI. Un DEM del Ghiacciaio Triglav e delle aree immediatamente circostanti è stato realizzato per ogni anno oggetto di indagine. Confrontando le altimetrie abbiamo potuto calcolare i volumi per ogni annata. Basandosi sulle registrazioni georadar del 2000, su rilevamenti di campo e confronti delle restituzioni stereo-fotogrammetriche degli anni 1999 e 2005, si è potuto definire il volume attuale del ghiacciaio, risultato pari a 20.000 m^3. In tabella 2 sono riportati i dati preliminari e sintetici così ricavati. Nella prima valutazione dei dati ricavati dalla restituzione stereo-fotogrammetrica si sono evidenziati piccoli errori e carenze marginali, a cui si porrà rimedio con analisi supplementari. Pertanto tutti i risultati devono intendersi solo informativi; particolarmente problematici, come detto, sono i dati relativi al 1975 (probabilmente sottostimati) a causa della bassa qualità delle fotografie aeree, e i valori relativi al 1937, derivati da una scala cartografica troppo ridotta.

The result of photogrammetrical stereo restitution of aerial photographs of several years emerged in a form of digital maps with isolines of a 5-meter equidistance. Calculations of changes in the volume were done by means of the GIS with the IDRISI programme package. A digital elevation model of the Triglav glacier and its closer surroundings was made for all the discussed years. By comparing the heights in individual years we calculated the volumes. On the basis of georadar measurements of 2000, fieldwork observations and comparison of photogrammetrical stereo restitutions for the years 1999 and 2005, the present volume of the glacier was assessed to 20,000 m^3. Table 2 shows preliminary and skeleton results only. In the first analysis of the results of photogrammetrical stereo restitution some minor errors end deficiencies turned up, which we will try to eliminate by means of supplementary analyses. Thus, the nature of all the results is informative only; particularly problematic are the values for 1975 (most probably, underestimated), which is due to the poor quality of the aerial photograph, and the values for the year 1937 because of a rather small scale of the map.

Tabella 2 - Prime determinazioni del volume del ghiacciaio nel periodo 1937-2005.

Table 2 - First assessment of the glacier's volume in the 1937-2005 period.

Anno / Year	Volume (m^3 x1000)	Area (ha)
1937	8.000	27
1952	2.000	13
1975	700	11
1992	400	4
1999	60	1,1
2005	20	0,7

Correlazioni tra fattori climatici e variazioni del ghiacciaio.

Sin dall'inizio delle misurazioni effettuate sul Ghiacciaio Triglav, gli studiosi hanno discusso il ruolo che i vari fattori climatici hanno sul comportamento del ghiacciaio stesso. Gams (1994) calcolò i coefficienti di correlazione tra alcuni parametri climatici e le variazioni frontali su base annuale. La correlazione più stretta è stata trovata con la temperatura estiva dell'aria per la quale si rileva un coefficiente di correlazione di -0,4362. Sorprendente, secondo Gams (1994), la bassa correlazione tra le ore di irraggiamento solare in estate e la perdita di volume del ghiacciaio. Le ore di irraggiamento in estate sono spesso attenuate dalla nuvolosità pomeridiana. Il Ghiacciaio Triglav, però, interessato da un cono d'ombra pomeridiano, non trae beneficio da questo fenomeno. A seguito dell'aumento della radiazione diffusa, anzi, il risultato è esattamente opposto. In accordo con calcoli teorici (Gabrovec, 1996), l'energia della radiazione solare calcolata nell'ul-

Correlation between climatic factors and the oscillation of the glacier

Ever since the monitoring of the Triglav glacier began, its researchers have discussed the role that various climatic factors may have in the glacier's continuation. Gams (1994) calculated correlation coefficients between selected climatic parameters and yearly oscillations of the lower edge of the glacier. The highest correlation existed in relation to the summer air temperatures; the calculated correlation coefficient amounted to -0.4362. Gams was surprised at the low correlation between the summer hours of insolation and the changes in the glacier's size (Gams, 1994). The hours of solar radiation in summer are often reduced by afternoon cloudiness. But being in the shade in the afternoon, the Triglav glacier is not affected by cloudiness in this time of a day because the energy of insolation it receives is not diminished. Due to increased diffuse radiation, the effect is rather just the opposite. According to theoretical calculations (Gabrovec, 1996)

tima decade di luglio alle ore 15 con cielo sereno è pari a 663 W/m^2 sul Kredarica e a 45 W/m^2 sul ghiacciaio, in ombra.

Quando il cielo è completamento coperto da nuvole l'energia della radiazione solare è di 171 W/m^2 sul Kredarica e di 159 W/m^2 sul ghiacciaio (Gabrovec, 2002). Per il M. Kredarica, in prossimità del Ghiacciaio Triglav, le serie di valori di radiazione solare su base oraria sono disponibili da più di 40 anni. Tramite questi dati è stata prodotta una mappa dell'intero territorio sloveno con indicato il valore medio annuale della radiazione. I dati presentati sono quelli medi del periodo 1961-1990 (Gabrovec, 1996). Sono stati pianificati rilevamenti dell'energia solare sul Ghiacciaio Triglav in ogni singolo anno utilizzando la stessa metodologia parzialmente migliorata. Sarà così possibile verificare questi dati teorici con misure sul campo. Gli scostamenti maggiori potrebbero essere correlati alle particolari caratteristiche del Ghiacciaio Triglav. Parecchie di queste caratteristiche sono già state discusse dai ricercatori nelle loro relazioni. Essi evidenziano, ad esempio, il ruolo delle acque nell'erosione del ghiaccio. In alcuni anni, nel periodo di ablazione, si formano diverse *bédières* con profondità che raggiungono anche i due metri. Il trasporto di ciottoli, inoltre, incrementa la forza erosiva dell'acqua (Šifrer, 1963). La massa di ghiaccio fusa durante la stagione di ablazione è inoltre in relazione con lo spessore della neve durante il periodo di accumulo. La fusione del ghiaccio, infatti, inizia solamente quando tutta la neve accumulatasi nel precedente inverno è andata completamente dispersa.

Negli anni '90 il ghiacciaio solitamente si scopriva dal manto nevoso nella seconda metà di luglio (Gabrovec, 1998) mente gli osservatori dislocati sul M. Kredarica (dal 1954) rilevavano, nel primo decennio di operatività della stazione meteo, l'affioramento del ghiaccio solo in agosto (Šifrer, 1963). Quando la copertura nevosa raggiunge o supera i tre metri a inizio giugno la neve non scompare completamente nell'annata. Nell'ultimo decennio ciò è accaduto nel 2001 e nel 2004. Le valanghe giocano inoltre un ruolo importante; solitamente si arrestano sulle aree inferiori del ghiacciaio, meno ripide (Šifrer, 1963). Partendo dalle prime osservazioni, Šifrer (1976; 1987) rileva l'ottimo accordo esistente tra lo spessore delle nevi accumulate in determinati anni e il maggior o minor ritiro del ghiacciaio. Tuttavia, egli sottolinea anche l'importanza di altri fattori climatici che non dovrebbero essere trascurati in quanto possono modificare sostanzialmente il ruolo delle precipitazioni nevose in determinate annate. Determinanti per la sopravvivenza del ghiacciaio risultano le precipitazioni nevose del periodo primaverile ovvero lo spessore presente all'inizio della stagione di ablazione. Nelle annate con spessori nevosi di tre metri o più, il ritiro del ghiacciaio si arresta. Tali condizioni si verificano approssi-

the power of solar radiation in the last decade of July at 3 p.m. in clear weather, for example, amounted to 663 Wm^{-2} on Kredarica, and 45 Wm^{-2} on the glacier, which was in the shade at that time.

When the sky was completely covered with clouds the power of solar radiation amounted to 171 Wm^{-2} on Kredarica and 159 Wm^{-2} on the glacier (Gabrovec, 2002). For Mt. Kredarica, which lies in the near proximity of the Triglav glacier, the data on the hours of solar radiation are available for more than 40 years. By means of this kind of data, a map of the entire Slovenia was made, with the average annual energy of quasi-global radiation. The data applied were the average values of the 1961–1990 period (Gabrovec, 1996). We plan to make calculations of the amount of solar radiation on the Triglav glacier by individual years by employing the same, partly improved methodology. It will be possible then to compare this theoretical calculation with fieldwork results. Possible major differences will call attention to some peculiar features of the Triglav glacier. Several of them have already been discussed by the researchers in their reports. They highlighted, for example, the role of water erosion on the glacier. In certain years numerous rills occurred early in the melting period and reached the depth of up to two meters. Water also transports rubble, by which its erosion power is further increased (Šifrer, 1963). The quantity of ice melted in melting season certainly depends on the amount of snow at the end of accumulation period, too. The melting of glacier can only begin after all the snow of the preceeding winters has melted away.

In the 1990s, ice usually appeared from under the snow in the second half of July (Gabrovec, 1998), while the weather observers on Mt. Kredarica kept reporting in the first decade of the operation of this weather station (established in 1954) that ice usually showed in August (Šifrer, 1963). When the glacier's snow cover is 3 meters deep or more at the beginning of June, the snow usually does not melt in this season. In the last decade, it happened in 2001 and 2004. Avalanches also play an important role; they usually stop at the lower part of the glacier, being more level (Šifrer, 1963). Proceeding from earlier observations, M. Šifrer (1976; 1987) calls attention to the surprising agreement between the thickness of snow cover in individual years and the correspondingly stronger or lesser decline of the glacier. However, he also stresses the importance of other climatic factors, which should not be ignored because they can strongly modify the role of snow precipitation in individual cases. The key role in the preservation of the Triglav glacier is played by the amount of snow precipitation in spring, or the depth of snow cover at the outset of the melting season. In the years, when the snow cover was deep 3 meters or more, the shrinking of the gla-

mativamente due volte in un decennio. Negli altri anni emerge chiaramente la correlazione tra temperature estive e ritiro del ghiacciaio. Le relazioni tra le variazioni della superficie del ghiacciaio, le temperature medie estive e gli spessori della coltre nevosa rilevati in giugno sono presentati in fig. 6.

cier temporarily stopped. Such conditions occur approximately twice in a decade. In all the remaining years the correlation is certainly evident, between the summer temperatures and the shrinking of the glacier. The correlation between the oscillation of the glacier's area, average summer temperatures and the depth of snow cover at the beginning of June is shown on fig. 6.

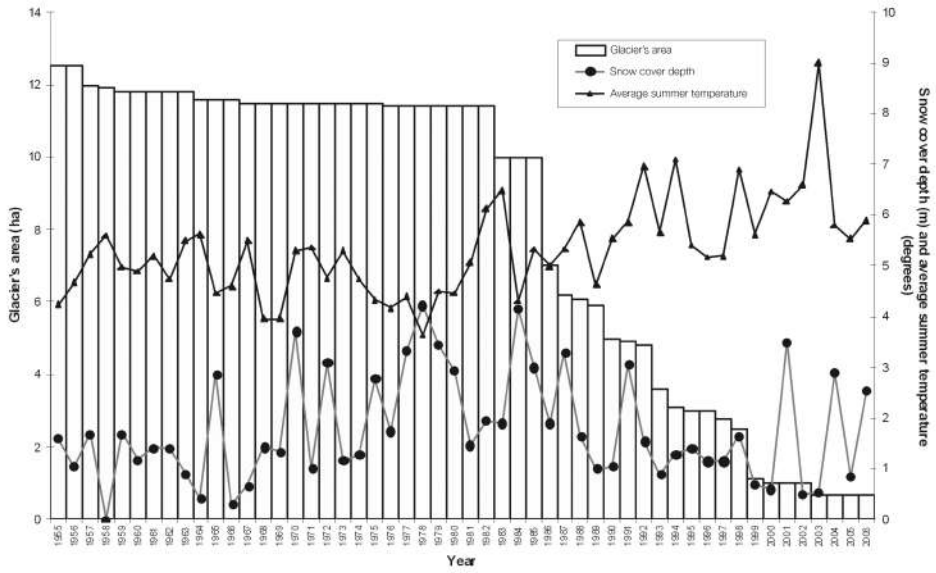


Figura 6 - Superficie glaciale, temperature media estiva e spessore della coltre nevosa al 1° giugno sul Kredarica.

Figure 6 - Glacier's area, average summer temperatures and snow cover depth on 1st June on Kredarica.

Conclusioni

Le oscillazioni del Ghiacciaio Triglav sono il risultato di complicati e combinati effetti di diversi fattori climatici del periodo di ablazione e di quello di accumulo. In un centinaio di anni il ghiacciaio si è avvicinato all'estinzione. All'inizio del XX Secolo, questo si estendeva ancora sino alla cresta sommitale della parete nord del Triglav. Misurava allora circa 32 ettari e presentava crepacci in superficie. Un secolo dopo, misurava solamente 0,7 ettari e lo spessore medio era di soli 3 metri. Se il decremento dovesse continuare come nell'ultimo decennio, il ghiacciaio si estinguerà nell'arco di dieci anni.

Conclusion

Oscillations of the Triglav glacier are the result of complicated combined effects of various climatic factors in the warm and cold halves of a year, i.e., in its melting and accumulation seasons. In a few hundred years the glacier came into being and nearly vanished. In the early 20th century it still extended to the upper edge of the Triglav north face. It measured about 32 hectares then, and its earliest photographs show typical transversal fissures on it. A century later, it only measured 0.7 ha and was only about 3 meters thick on average. If the process of declining of the last decade continues, the glacier will vanish completely in the course of ten years

Italian translation: Fabrizio Roveda

Corresponding author address:
Matej Gabrovec, Anton Melik Geographical Institute, Scientific Research Centre of the Slovenian Academy of Sciences and Arts, Gosposka 13, SI-1000 Ljubljana, Slovenija. E-mail: matej@zrc-sazu.si

Bibliografia / References

Cegnar T. and Roškar J. (2004) - *Meteorološka postaja Kredarica 1954-2004*. Ljubljana: Agencija Republike Slovenije za okolje.

Chiudina E. (1897) - *Salita del Tricorno.* Il Tourista (Trieste), 4(10), pp. 79-80.

Gabrovec M. (1996) - *Solar Radiation and the Diverse Relief of Slovenia*. Geografski zbornik, 36, pp. 47-68.

Gabrovec M. (1998) - *The Triglav Glacier between 1986 and 1998 (Triglavski ledenik med letoma 1986 in 1998)*. Geografski zbornik, 38, pp. 89-110.

Gabrovec M. (2002) - *The Triglav Glacier*. In: Brancelj A. (ed.): "High-mountain Lakes in the Eastern Part of the Julian Alps". Ljubljana: ZRC SAZU, Nacionalni inštitut za biologijo, pp. 37-48.

Gams, I. (1994) - *Changes of the Triglav Glacier in the 1955-1994 Period in the Light of Climatic Indicators*. Geografski zbornik, 34, pp. 81-117.

Kunaver P. (1949) - *Izpremembe okoli Triglava*. Planinski vestnik, 49, pp. 65-75.

Kunaver P. (1950) - *Triglavski ledenik v agoniji?* Planinski vestnik, 50, pp. 11-14.

Meze D. (1955) - *Ledenik na Triglavu in na Skuti (The Triglav and Skuta Glaciers)*. Geografski zbornik, 3, pp. 10-114.

Rott H., Scherler K.E., Reynaud L., Serandrei Barbero R. and Zanon G. (1993) - *Glaciers of the Alps*. In: Williams R.S. and Ferrigno J.G. (ed.): "Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. U. S. Geological Survey Professional Paper 1386-E.". United States Government Printing Office, Washington, pp. E1-E48.

Šifrer M. (1963) - *Nova geomorfološka dognanja na Triglavu. Triglavski ledenik v letih 1954-1962 (New findings about the glaciation of Triglav. The Triglav glacier during the last 8 years (1954-1962)*. Geografski zbornik, 8, pp. 157-210.

Šifrer M. (1976) - *Poglavitna dognanja na Triglavskem ledeniku v letih 1963 do 1973 (The Main Findings Concerning the Triglav Glacier in the Years 1963-1973)*. Geografski zbornik, 15, pp. 213-240.

Šifrer M. (1987) - *Triglavski ledenik v letih 1974-1985 (The Triglav Glacier in the years 1974-1985)*. Geografski zbornik (1986), 26, pp. 97-137.

Verbič T. and Gabrovec. M. (2002) - *Georadarske meritve na Triglavskem ledeniku (The ground-penetrating-radar measurements of the Triglav Glacier)*. Geografski vestnik, 74(1), pp. 25-42.

Vrhovec T. and Velkavrh A. (2001) - *Največja debelina snežne odeje na Kredarici (Maximum snow depth on Kredarica)*. Geografski vestnik, 73(2), pp. 25-32.

Triglav T., Kosmatin Fras M. and Gvozdanovič T. (2000) - *Monitoring of Glaciers Surface with Photogrammetry, Case Study on Triglav Glacier*. Geografski zbornik, 40, pp. 7-30.

Triglav Čekada M., Štrumbelj E. and Jakovac A. (In print) - *Test uporabnosti interaktivne metode orientacije na primeru posnetkov Triglavskega ledenika (Test of Interactive Orientation Method on the Triglav Glacier example)*. Geodetski vestnik, 51 (In print) .

Enrico ROVELLI [*]

Le variazioni dei ghiacciai italiani dalla Piccola Età Glaciale a oggi

Variations of the Italian Glaciers from the Little Ice Age to the present

Riassunto

I ghiacciai italiani, come quasi tutte le formazioni continentali, tropicali ed extratropicali del globo, stanno attraversando attualmente un periodo di forte contrazione. Questa fase dinamica ha avuto inizio nel XIX secolo, subito dopo l'ultima avanzata della PEG (Piccola Età Glaciale). Negli ultimi decenni l'intensità del movimento regressivo è andata crescendo, al punto che in molti casi sulle montagne italiane si assiste ad un vero e proprio processo di dissoluzione delle coltri glaciali. Le cause risiedono in un generale incremento della temperatura media accompagnato da un regime stagionale mutato. In questo articolo si propone al lettore una sintesi delle principali oscillazioni dei ghiacciai italiani dalla PEG ai nostri giorni.

Abstract

The Italian glaciers, like almost all of the rest of the world's continental, tropical and non-tropical formations, are at present undergoing considerable contraction. This phase began at the beginning of the nineteenth century, immediately after the last advancement of the LIA (Little Ice Age). Over the past few decades the intensity of this regressive movement has grown to such an extent that in many cases we witness a veritable dissolution of many of the glaciers covering the Italian mountains. The causes of this dissolution are to be found in the overall increase in average temperatures along with a change in seasonal patterns. This article offers readers a brief summary of the principal oscillations undergone by Italian glaciers from the time of the LIA to the present day.

Materiali e metodi

La ricostruzione delle oscillazioni glaciali delle montagne italiane è ben documentata e fissata in numerosi lavori che hanno analizzato interi bacini montani, mentre sono scarse le monografie tematiche inerenti i singoli apparati. Inoltre, vi sono anche collezioni di immagini che ritraggono i ghiacciai in diversi momenti della loro evoluzione, nonché studi sui loro rapporti con i principali parametri climatici. Nel presente lavoro, oltre alla consultazione dei dati climatici registrati in diverse località italiane, si è anche fatto largo uso delle immagini per verificare la congruità e l'applicabilità dei rilevamenti meteorologici con le reali condizioni dei diversi apparati. La documentazione iconografica è certamente molto complessa e necessita di lunghe e pazienti ricerche, ma è l'unica testimonianza diretta ed inoppugnabile sullo stato dei ghiacciai nel recente passato. Tale metodo è già stato applicato dallo scrivente in un lavoro sul Ghiacciaio del Calderone (Rovelli, 2006) e sulle cenosi forestali a *Fagus sylvatica* L. dell'Appennino (Rovelli, 2000) [(1)].

Materials and methods

Studies regarding the oscillatory trends of the glaciers of entire mountain ranges are numerous and detailed while monographic reports relating specific glaciers are much rarer. Furthermore, numerous collections of images relating to the glaciers during the various phases of their evolution as well as studies concerning their rapport with the main climatic parameters are also available. In the present work, besides reference to climatic data, considerable use has been made of images to verify and underline the congruity and acceptability of the meteorological data recorded for the areas examined. Although the iconographical documentation of the situation is difficult and requires time and patience, it remains the only sure and incontestable testimony of the state of glaciers in the recent past. This method has already been applied by the author in a study regarding the Calderone Glacier (Rovelli, 2006) and one regarding the impoverishment of the *Fagus sylvatica* population in the Appennines (Rovelli, 2000) [(1)].

[*] Servizio Glaciologico Lombardo, Milano, Italy.

Caratteristiche dei ghiacciai italiani

La superficie dai ghiacciai in Italia ammontava nel 1989 a circa 500 km^2 (540 km^2 nel 1961, CGI-CNR), un quinto dell'intera superficie glaciale alpina. Il massiccio che ne ospita la maggior quota è l'Ortles-Cevedale (96 km^2), seguito dall'Adamello-Presanella (53 km^2) e dal massiccio del Monte Bianco (42 km^2). Il ghiacciaio più grande è quello dell'Adamello, nell'omonimo gruppo, con 17 km^2, seguito dai Forni, con 12 km^2 (Ortles-Cevedale). Il versante alpino italiano è naturalmente meno glacializzato rispetto a quello settentrionale e i ghiacciai sono mediamente di dimensioni inferiori. La tipologia prevalente è quella dei ghiacciai di vallone e di circo. I ghiacciai vallivi sono diffusi ma non raggiungono le dimensioni e la maestosità delle grandi fiumane svizzere o austriache. Negli ultimi decenni, a causa della profonda deglaciazione delle montagne, molti apparati si sono smembrati in formazioni distinte, mentre altri si sono ricoperti di detrito, trasformandosi in *debris covered glacier*, una tipologia di ghiacciaio un tempo poco diffusa sulle nostre montagne.

Negli ultimi anni è andata scomparendo anche l'unica formazione glaciale appenninica, il Calderone (Gran Sasso d'Italia, Abruzzo), ridotto a due placche di ghiaccio prive di movimento (Rovelli, op. cit.).

I ghiacciai italiani nella PEG

L'acme della Piccola Età Glaciale, iniziata nella seconda metà del XVI secolo, ebbe il suo culmine sulle montagne italiane nei primi due decenni del XIX secolo, mentre nel versante esterno alpino molti grandi ghiacciai vallivi raggiunsero la massima dimensione già agli inizi del XVII secolo [(2)].

L'avanzata fu repentina ed ebbe il suo apice sulla spinta del peggioramento climatico che seguì l'eruzione dei vulcani Mayon e Tambora, rispettivamente nel 1814 e 1815. Questo evento accentuò una crisi climatica già in essere su cui si appoggiò, nel 1816, il famoso "anno senza estate", con conseguenze disastrose sull'economia di molte popolazioni dell'emisfero boreale. Pochi anni più tardi, tra il 1818 e il 1822, i ghiacciai alpini edificarono grandi edifici morenici ancora oggi osservabili. Ma i ghiacciai alpini non raggiunsero tutti la massima espansione nel periodo sopraindicato né tanto meno simultaneamente. Alcuni, come detto, lo fecero all'inizio del XVII secolo; altri attorno al 1770 (in una fase però negativa per alcuni settori glacializzati), la maggior parte nel 1818-22; altri ancora nell'ultima fase del 1855-65. Infine, non mancarono anche quelli che oltrepassarono le morene della PEG nella grande avanzata del 1920. Come sia, durante la PEG, i grandi ghiacciai vallivi raggiunsero posizioni così avanzate da invadere in molti casi campi coltivati e alpeggi. Il limite delle nevi perenni scese a quote decisamente basse, tale da pro-

The characteristics of the italian glaciers

In 1989 the total surface of the Italian glaciers was calculated at about 500 km^2 (540 km^2 in 1961, CGI-CNR), that is, one fifth of the entire Alpine glacial surface. The massifs with the largest surfaces are l'Ortles-Cevedale (96 km^2), followed by Adamello-Presanella (53 km^2) and Mont Blanc (42 km^2). The largest glacier is that of Mount Adamello which measures 17 km^2, followed by Forni, belonging to the Ortles range, with 12 km^2. The southern slopes of the Italian Alps naturally contain fewer and smaller glaciers than the northern ones. The prevalent glacier types are valley and cirque. The Italian valley glaciers, although widespread, never reaches the dimensions and majesty of the Swiss or Austrian flows. Over the past few decades, due to the considerable defrosting of the mountains, many of the galciers are now separated into distinct formations, while others have been submerged by deposits, becoming *debris covered glaciers*, a kind of glacier once rare to Italian mountains.

Recently the only Apennine glacial formation, the Calderone, on the Gran Sasso d'Italia Mountain (Abruzzo), has shrunk to two immobile ice plaques (Rovelli, op. cit.).

Italian glaciers during the LIA

The Little Ice Age, which began in the second half of the Sixteenth century, as far as the Italian mountains are concerned, reached its climax during the first two decades of the Nineteenth century, whereas the larger outer-slope Alpine valley glaciers had reached their maximum size at the beginning of the Seventeenth century [(2)].

Their advance was sudden and attained its peak due to the climatic deterioration caused by the eruptions of the Mayon and Tambora volcanoes, of 1814 and 1815 respectively. These events worsened an already critical climatic situation, so much so, that the weather of 1816, known as "the summerless year", had disastrous effects on the economies of many countries of the northern hemisphere. A few years later, between 1818 and 1822, the Alpine glaciers deposited moraines which are still perfectly visible to this day. But not all the Alpine glaciers reached their maximum expansion in this period, nor did they all expand simultaneously. Some did so at the beginning of the Seventeenth century, others in a glacier-positive period around 1770 (during a not so positive period for other glaciers of the Alps); the majority in the 1818-22 period, more of them in the 1855-65 phase, while others managed to cover the LIA moraines only during the great thrust of 1920. However, during the LIA, the great valley glaciers advanced so much that they invaded many cultivated fields and pastures. The perennial snow line

vocare la formazione di ghiacciai, glacionevati e nevai su molte montagne di soli 2700-2800 metri di quota. La dinamica non è stata ovunque uguale, ma le regioni più favorite furono quelle esalpiche, più esposte agli umidi venti meridionali. Soprattutto le Alpi Marittime, più esposte alle umide correnti provenienti dal Mediterraneo, beneficiarono della discesa del limite delle nevi. Dai circhi dell'Agnel a quelli del Corborant era un susseguirsi di piccole formazioni glaciali o nivali, canali ghiacciati, accumuli valanghivi. Si formarono corpi glacio-nivali addirittura sulle creste rocciose, sulle selle e nelle vallette nivali, ovunque ci fosse accumulo eolico o sufficiente protezione dai raggi solari. Di queste formazioni rimangono morene, nivomorene, rock-glacier, *debris-flow* e accumuli caotici, ancora molto evidenti su quasi tutti i rilievi che superano i 2700-2800 metri. Sugli altri massicci montuosi lo sviluppo glaciale non è stato uniforme, né quantitativamente né qualitativamente. In alcuni i ghiacciai si sono sviluppati intensamente mentre su altri l'effetto della PEG è stato più ridotto. Molto è dipeso dall'effetto di massa: laddove i circhi e i pendii favorevolmente esposti raggiungevano un'altitudine elevata l'intensità della glaciazione, a parità di quota, è stata notevole (Orobie, Livignasco, Marittime, ecc.).

Dove poche sono le vette elevate (Graie meridionali, Giulie) oppure queste si trovano situate sottovento alle correnti principali (Val d'Aosta), la glaciazione è stata invece meno incisiva in rapporto al rilievo. Quasi ovunque, il limite orografico delle nevi è sceso sotto i 2900-3000 metri. L'altitudine più bassa è stata registrata nelle Alpi Giulie, pesantemente irrorate dalle correnti meridionali e quindi più piovose di altre regioni, dove il limite orografico è disceso fin verso i 2350-2400 m, mentre sull'Appennino esso ha raggiunto i 2700 m. Diversa la situazione nella più secca e luminosa Valle d'Aosta, dove il limite climatico non discese mai sotto i 2900 metri e quello orografico mai sotto i 2800. Ciononostante, sulle grandi montagne valdostane molti ghiacciai, oltre a quelli attualmente ancora estesi, raggiunsero dimensioni notevoli. Il più grande ghiacciaio valdostano della PEG fu quello prodotto dalla coalescenza delle colate del Tsa-de-Tsan con il Grandes Murailles, in Valpelline, che raggiunse i 1500 ha (Vanni, 1940). Sul Gran Paradiso, la fusione dei ghiacciai della Tribolazione, di Money e del Grand Croux diede forma a una formazione valliva di oltre 1200 ha (Peretti, 1935), mentre il Rutor superò abbondantemente i 1000 ha.

reached such low altitudes that they deposited glaciers, glacierettes and snow-formation at a mere 2,700-2,800 metres a.s.l. The dynamic pattern was not the same in all areas, but the regions most affected were the outer Alpine areas, exposed to the damp southern winds. The Maritime Alps, most exposed to the humid Mediterranean wind streams, benefited most from the descent of the snow line. From the Agnel to the Corborant, basins all was a series of small glaciers or snow formations, of frozen channels, of avalanche heaps etc. Ice-snow deposits built up even on the rocky crests, on the saddles and the snow valleys, wherever there was a sufficient build-up of wind or sufficient protection from the rays of the sun. Of these formations we still have moraines, snow-moraines, rock-glacier, *debris-flow* and erratic heaps, common to almost all sites above the 2,700-2,800 metre mark. On the other mountain massifs the glacial development was neither qualitatively nor quantitatively uniform. On some of the glacier builds-up were intense, while elsewhere the impact of the LIA was lower. Much depended on the impact of mountain mass, as, wherever the basins and the slopes, favourably exposed, reached a high average altitude, the intensity of the glaciation, at the same altitude, was considerable (Orobie, Livignasco, Maritime Alps, etc.). In other areas, on the contrary, where the high peaks are few (Southern Graie, Julias) or were protected from the main wind flows (Valle d'Aosta), the glaciation was less incisive in proportion to altitude. Almost everywhere the oreographic line descended below the 2,900-3,000 metre mark. The lowest level was that registered in the Julian Alps, strongly exposed to southern currents and therefore more rainy than other regions; here the line descended to about 2,350-2,400 metres, while in the Apennines it stood at an average of about 2,700m. In the drier and sunnier Valle d'Aosta, the climatic line never came below 2,900 metres, while the oreographic line was never less than 2,800. Despite this, on the Valle d'Aosta mountains, many glaciers, besides those still present, reached considerable dimensions. The largest Valle d'Aosta glacier during the LIA was that born of the merger between the Tsa-de-Tsan and Grandes Murailles flows, in Valpelline, which reached a surface of 1,500 hectares (Vanni, 1940). On the Gran Paradiso, too, the fusion of the Tribolazione, Money and Grand Croux glaciers, gave birth to an imposing glacier covering over 1,200 hectares (Peretti, 1935), and the Rutor too spread to cover more than 1,000 hectares.

Figura 1 - Dolomiti di Brenta: ghiacciaio di Pra de' Fiori (primo piano) e XII Apostoli (sfondo). Immagine anteriore al 1932 (SAT) nella quale è ben visibile e definito il limite delle nevi su entrambi i ghiacciai, allora ancora dotati di una buona dinamicità. Le nevi del bacino collettore del Pra de' Fiori, alimentato esclusivamente per via diretta, raggiungevano ancora appieno le creste rocciose del circo glaciale. La zonatura del nevato degli anni precedenti conferma la presenza di un limite delle nevi più basso delle creste terminali del circo e quindi in grado di garantire la sopravvivenza degli apparati locali. Attualmente, entrambi i ghiacciai sono in esaurimento, soprattutto il Pra de' Fiori che non beneficia di accumuli indiretti.

Figure 1 - Brenta Dolomites: Pra de' Fiori glacier (foreground) and XII Apostoli (background). A picture prior to 1932 (SAT) where both glaciers' snow lines are clearly visible, as well as their positive dynamic qualities. The exclusively directly-fed Pra de' Fiori catchment basin still reached the rocky crests of the glacial cirque at the time. The snow limits of the previous years confirm the prior presence of lines at altitudes lower than the terminal crests of the cirque, guaranteeing the survival of the local formations. At present, both glaciers are retiring, especially the Pra de' Fiori which does not benefit from any form of indirect accumulation.

Figura 2 - Variazione della sommità del Gran Paradiso (4061m) nel 1890 (V. Sella) e nel 2004 (L. Calzone). Evidente il calo dello spessore della calotta nevosa.

Figure 2 - Variations of the Gran Paradiso peak (4061m) in 1890 (V. Sella) and 2004 (L. Calzone). The diminution of the depth of the snow deposit is evident.

All'acme della PEG risultarono molto favorite anche le Orobie, dove tutte le vette oltre i 2600 m avevano la loro formazione nivale o glaciale perenne. In questa catena, le tracce lasciate dai ghiacciai e dai nevai/glacionevati sono veramente notevoli. La morfologia della catena, orientata perfettamente in direzione Est-Ovest, favorisce lo stau nei confronti delle correnti meridionali che risalgono dalla Pianura Padana verso le Prealpi.

La catena retica, più interna rispetto alle Orobie, non permise una tale discesa di quota del limite delle nevi, tanto di quello climatico quanto di quello orografico. Qui la glaciazione fu sì intensa ed estesa ma, se rapportata alla quota, meno grandiosa di quella delle regioni esalpiche. Ciononostante, la fusione dei ghiacciai di Scerscen/Caspoggio e di Fellaria/Varuna

At the height of the LIA, the Orobie, where all the peaks stand above 2,600 metres, were benefited by conditions and all could boast of snow or permafrost formations. In this mountain chain the traces left by the glaciers, by glacierettes and by snow formations are truly noteworthy. The morphology of the chain, with its perfectly West/East orientation, favours Stau conditions produced by southern wind streams blowing up from the Po Plain towards the Prealpi.

The Rhaetic chain, more internal than the Orobie, did not permit the snow lines, whether climatic or oreographic, to descend any lower. Here the glaciation was decidedly more intensive and extensive but, at comparable altitudes, less grandiose than that in the outer Alpine regions. Notwithstanding this, the merger of the Scerscen/Caspoggio and Fellaria/Va-

produsse sul Bernina due colossi glaciali che raggiungevano i 1500 ha di superficie. Sui massicci dell'Ortles e dell'Adamello si svilupparono i più grandi ghiacciai italiani, con il Forni che superò i 1600 ha, mentre sull'Adamello la mancata fusione per pochi decametri dei grandi ghiacciai Mandrone e Lobbia ebbe con ogni probabilità a impedire la nascita di un gigante di 3000 ha di superficie (Baroni, 1996). Le creste dell'immenso acrocoro sommitale dell'Adamello affondarono sotto la spessa coltre glaciale che giunse a ricoprire perfino la vetta omonima. Anche nelle vicine Dolomiti di Brenta il limite delle nevi discese a quote relativamente basse: il bacino della vedretta d'Agola, alimentato principalmente per via diretta, ci comprova una quota di circa 2750 metri nella fase di acme. Lungo la cresta di confine con l'Austria lo sviluppo glaciale fu notevole. Anche qui, con la coalescenza delle lingue di molti ghiacciai vallivi, alcuni apparati raggiunsero dimensioni cospicue. Un *casus belli* si ebbe nelle Venoste, dove la fusione del Vallelunga con il Barbadorso di Dentro produsse una fiumana di ghiaccio di oltre 700 ha di superficie; anche il grande ghiacciaio di Malavalle, attualmente in smembramento, superò agevolmente i 1000 ha.

Sensibilmente inferiore risultò la glaciazione nei comparti della Valle Aurina, dove le correnti meridionali giungono attenuate e tutti i ghiacciai del crinale risentono dell'alimentazione da sottovento rispetto ai contermini austriaci. Nelle Dolomiti, la natura carbonatica e la morfologia delle montagne favorì la formazione di ghiacciai, soprattutto di circo o comunque ad alimentazione valanghiva, eccezion fatta per i due "giganti" delle Dolomiti: la Marmolada e il Fradusta, entrambi ad alimentazione esclusivamente diretta. La dolce morfologia dell'altopiano delle Pale fece sì che il grande Ghiacciaio di Fradusta raggiungesse, coprendo come un grande lenzuolo molti pendii adiacenti la vetta omonima, una superficie di oltre 150 ha. La morfologia, unita alla forte alimentazione valanghiva, stimolò in molti apparati la formazione di spettacolari seraccate, degne di ghiacciai di ben altre dimensioni. Tra le molte spicca quella del piccolo Marmor, nel gruppo delle Pale, oggi estinto, una vera cascata di ghiaccio in miniatura racchiusa in un angusto vallone sospeso. In base ai due apparati maggiori, Fradusta e Marmolada, possiamo dedurre che il limite climatico delle nevi era disceso fin verso i 2750-2800 m sull'altopiano delle Pale mentre sulla Marmolada, più interna rispetto al primo, esso risultava più elevato, posto a circa 2900 m.

Verso il 1820 raggiunse il suo massimo storico il ghiacciaio appenninico del Calderone, formatosi a inizio PEG, quando il limite climatico delle nevi raggiunse la vetta del Corno Grande (2912 m) e quello orografico la parte bassa del circo che lo ospitava (2700 m ca.) (Giraudi, 2000; Rovelli, 2006).

runa flows produced two colossal glaciers on the Bernina, each of them covering a surface of 1,500 hectares. On the Ortles and Adamello massifs Italy's greatest glaciers formed, with Forni surpassing the 1,600 hectare mark, while on the Adamello, for the lack of a few decametres, the great Mandrone and Lobbia glaciers failed to merger and give rise to a giant of 3,000 hectares (Baroni,1996). The crests of the immense summit plateau of the Adamello were covered by a thick blanket of ice which submerged the peak of the mountain of the same name. In the nearby Brenta Dolomites too, the snow lines descended to a relatively low altitude: the direcly-fed Agola glacial cirque, testifies to an altitude of about 2,750 metres reached during the peak phase. Along the crest bordering on Austria the glacial development was noteworthy. Thanks to the merger of numerous valley glaciers, a number of formations reached considerable dimensions. One *casus belli* regarded Venosta Alps, where the merger of the Vallelunga and the Barbadorso di Dentro produced an ice flow of over 700 hectares, as well as the great Malavalle glacier, now splitted up, which then easily measured more than 1,000 hectares.

Considerably less impressive was the glaciation in the Valle Aurina area, where the southern winds are attenuated and all the crest glaciers are affected by currents more leeward than those on the Austrian side. In the Dolomites, the carbonates and the morphology of the mountains themselves favoured the formation of glaciers, above all avalanche-fed cirques, although the two Dolomitic "giants": Marmolada and Fradusta, are both directly fed. The naturally rounded morphology of the Pale plateau permitted the great Fradusta glaciers to cover the many slopes of the adjacent peak like a huge sheet of over 150 hectares. The area's morphology, along with the fact of its being fed by avalanches, led to the formation of spectacular seracs, worthy of far larger glaciers. Of the many, that of the small Marmor, in the Pale group, now extinct, was particularly impressive; a veritable cascade of ice in miniature enclosed by a steep ravine. Observing the two larger glaciers, Fradusta and Marmolada, we can see that the climatic snow line descended to 2,750-2,800 metres in the Pale plateau, while on mount Marmolada, more intense than the former, it was higher, standing at about 2,900 metres.

In about 1820 the sole Apennine glacier, the Calderone, reached its greatest extension. This glacier was formed during the LIA when the climatic snow line reached the Corno Grande peak (2,912 m) and the oreographic line reached the lower level of the cirque that housed it, that is about 2,700 m (Giraudi, 2000; Rovelli, 2006).

Dalla fine della PEG all'ultima neoglaciazione del XX secolo

La fine della PEG fu improvvisa. I ghiacciai non avevano ancora raggiunto l'equilibrio dinamico con le condizioni climatiche quando il clima virò immediatamente verso condizioni sfavorevoli alla glaciazione. I piccoli ghiacciai e i glacionevati posti in posizioni marginali, ovvero nella zona di tensione del limite sia climatico sia orografico delle nevi, rapidamente si estinsero. Dopo un ventennio una seconda onda di piena permise alle fronti di tornare su posizioni molto avanzate, spesso a pochissima distanza dai massimi raggiunti nel 1820, soprattutto nel settore orientale alpino. Seguì un nuovo, rapido regresso, questa volta documentato dalle prime fotografie. Queste testimoniano bene la fine dell'espansione glaciale: bacini totalmente scoperti ed estese colate di debris-flow anche a quote molto elevate denotano una condizione di stress glaciale di notevoli proporzioni. Se non fosse per l'evidente antichità, queste foto potrebbero essere tranquillamente spacciate per immagini della stagione estiva 2003. Le fronti rapidamente si sgonfiarono e regredirono verso livelli mai raggiunti da almeno 300 anni. La Brenva, grande ghiacciaio vallivo del Bianco, nel 1878 si mostrava in posizione assai ritirata, addirittura inferiore rispetto al minimo del primo decennio del XX secolo (Sacco, 1918). Ciononostante, gli alti bacini dei ghiacciai possedevano ancora spessori notevoli poiché le masse accumulate durante la PEG erano enormi, tanto che la risposta alle oscillazioni positive fu rapida ed intensa. Così, verso il 1884, la maggior parte delle fronti riprese ad avanzare fino al 1890: lo testimoniano le bellissime immagini del 1890-93 di Vittorio Sella che immortalano i ghiacciai della Valnontey (Gran Paradiso) con le fronti turgide ed in avanzata. Tuttavia, in esse si apprezza la quasi totale assenza di neve residua negli alti bacini dei ghiacciai, anche oltre i 3500 metri, ad indicare la brevità della fase positiva in corso. Un regresso sempre più intenso e marcato non si fece infatti attendere; le fronti glaciali spesso sprofondarono nel detrito morenico, appiattite o in disfacimento. Tale fase proseguì quasi ininterrotta fino al 1910-12, quando il clima cambiò nuovamente; le nevicate ripresero copiose mentre le estati tornarono ad essere fresche e i ghiacciai ad avanzare. Il progresso fu rapido e deciso; dal 1913 al 1922 il Lys (Monte Rosa) avanzò di 185 m, scalzando le morene della precedente fase positiva del 1885-90 (Monterin, 1932). Ugualmente la Brenva, nel massiccio del Bianco, dove in seguito all'eccezionale stagione 1916-1917 il progresso raggiunse i 30 m l'anno! Anche il piccolo ghiacciaio appenninico si irrobustì, così come testimoniato dalle immagini del periodo (Rovelli, 2006). Tuttavia, anche questa fase positiva terminò improvvisamente, dopo un'accelerazione finale. L'arida stagione 1920-21 chiuse il ciclo iniziato dieci

From the end of the LIA to the last neo-glaciation of the XX century

The end of the LIA was abrupt. The glaciers had not yet reached a state of dynamic equilibrium when the climate veered suddenly in the direction of conditions less favourable to glaciation. The smaller glaciers and the glacierettes, those along the climatic and oreographic snow lines, dissolved rapidly. Twenty years later there was a second advancement which permitted the fronts to resume positions close to their 1820 maximums, above all in the eastern Alpine regions. Immediately afterwards, however, rapid regression set in, and for the first time the change was documented by photographs. The photos clearly testify to the end of glacial expansion; the totally bare basins and extensive debris-flow fields eloquently illustrate a condition of widespread glacial stress, at considerably high altitudes. Were it not for their evident age, these photos might well be mistaken for pictures taken during the summer of 2003. The fronts rapidly shrunk and retreated to altitudes they had never reached during the previous 300 years. In 1878, the Brenva, Mont Blanc's great valley glacier, shrunk to a level inferior even to the minimum of the first decade of the XX century (Sacco, 1918). Despite this, the other glacier basins were still quite deep because the masses accumulated during the LIA were enormous, so much so that the response to positive oscillations was swift and intense. Thus, towards 1884, the majority of the fronts began to grow and advance again until 1890: this is illustrated in the beautiful pictures, 1890-93, by Vittorio Sella who immortalised the glaciers of the Valnontey (Gran Paradiso) with their advancing, turgid fronts. Yet, in the same pictures we notice the almost total absence of residual snow in the glaciers' upper basins, even above the 3,500 metre mark, indicating a short-lived positive phase. In fact, regression set in again almost immediately, stronger and more marked; the glacial fronts often taper, flattened or disintegrating, into moraine debris. This phase continued almost without interruption until 1910-1912, when the climate changed again; copious snowfalls resumed while the summers went back to being cool and, therefore, the glaciers advanced once more. The advance was rapid and decided; from 1913 to 1922 the Lys (Monte Rosa) advanced by 185 metres, replacing the moraines from the preceding, positive 1885-1890 period (Monterin, 1932). The same may be said of the Brenva, in the Blanc massif, where, following an exceptional '16-'17 season, the progression amounted to 30 metres a year! Even the small Apennine glacier grew, as pictures of the period clearly testify (Rovelli, 2006). However, as if following a pattern, the positive phase ended suddenly after a final acceleration. The dry 1920-1921 season ended the cycle which had begun roughly ten years previously and

anni prima e ne aprì uno nuovo, più lungo e più intenso dei precedenti. Dopo una brevissima parentesi di ripresa avvenuta tra 1938 e 1940, peraltro confinata ai massicci occidentali, questa volta anche gli alti bacini collettori vennero interessati dalla profonda deglaciazione. Segnali negativi si riscontrarono su tutte le più alte vette alpine. Soprattutto tra 1940 e 1950, le calotte e i seracchi rapidamente si sgonfiarono e le pareti di ghiaccio si esaurirono. Le formazioni cicliche, sottoposte a periodici crolli, non si riformarono. Svanirono o persero dinamicità le tormentate calotte del Ciarforon, dei Denti di Broglio e il grande seracco sospeso del Gran Paradiso, posto a ben 4000 m, la superba parete dell'Albaron di Sea, nonché le splendide pareti ghiacciate della lunga cresta Coni di Ghiaccio/Cima di Trafoi (Ortles). Dai confronti fotografici emerge forte il messaggio che, alla fine degli anni '50, le sole zone potenzialmente ancora idonee alla conservazione del ghiaccio erano quelle poste oltre i 3600-3700 m. Infatti, alla metà degli anni '50 i nivometri del Rosa segnalavano buoni accumuli nelle zone più elevate, mentre le lingue e le colate si trovavano in totale disfacimento. Questi accumuli, aiutati da un generale lieve calo delle temperature estive e da un aumento di nevosità invernale avvenuto dopo il 1959, provocarono una ripresa del glacialismo. I primi ghiacciai a segnalare l'inversione di tendenza furono quelli del Bianco, su entrambi i versanti, italiano e francese. Già nel 1954 il ghiacciaio di Lex Blanche entrò in una fase di progresso mentre il Prè de Bar e il Toula lo seguiranno, rispettivamente, nel 1963 e nel 1964 (Cerutti, 1971; 1992; 1995). L'onda dinamica si espanse a tutto l'arco alpino, giungendo ad interessare anche il Calderone. Inizialmente si assistette a un notevole rimpinguamento dei bacini collettori e a una rinascita delle pareti ghiacciate, ma alla fine degli anni '60 anche le fronti di molti altri ghiacciai iniziarono ad avanzare. Questa volta parteciparono attivamente anche i grandi apparati dell'Ortles-Cevedale, timidamente già verso la metà degli anni '60: nel 1970 erano quasi tutti in progresso. La poderosa lingua dei Forni avanzò velocemente verso valle, alimentata da una notevole onda di piena che gli permise di progredire fino al 1990 (Cola, 2003). Come sempre accade nelle fasi minori, il progresso non fu uniforme, soprattutto per intensità. Accanto al notevole progresso di alcuni ghiacciai, come il Forcola, il La Mare e in genere quelli afferenti all'acrocoro del Cevedale, molti altri "vissero" la ripresa in maniera più modesta. Infatti, i ghiacciai che nella precedente fase di regresso avevano visto dissolversi le lingue, riducendosi a ghiacciai di circo, in questa fase riuscirono solamente a ricostruire i loro bacini senza tracce di scorrimenti verso valle.

opened a new, longer and more intense one. After a brief parenthesis between 1938 and 1940, limited to the western massifs, Italy's high catchment glacial basins underwent severe melting. Signs of diminution appeared on all the highest Alpine peaks. Between 1940 and 1950, in particular, the caps and seracs dwindled considerably and the ice faces receded. In the case of cyclical formations, exposed to periodic collapse, these failed to return. The tormented snow caps of Ciarforon, Denti di Broglio and the great suspended Gran Paradiso serac at 4,000 metres faded or lost momentum along with the Albaron di Sea cliff, and the splendid frozen faces of the long Coni di Ghiaccio/Cima di Trafoi (Ortles) crests. Comparing photographs of the period, it emerges quite evidently that from the late Nineteen Fifties on, only regions above 3,600-3,700 metres could preserve glaciers. In fact, from the mid Fifties on, the Mount Rosa snow stations recorded goodly drifts of snow in the higher regions, while the tongues and the flows decline completely. These drifts, helped by a general drop in overall summer temperatures and an increase in winter snowfalls after 1959, led to an advance of glaciation. The first glaciers to witness a change in trend were those of Mont Blanc on both the Italian and French sides. As early as 1954 the Lex Blanche glacier recovered terrain followed Prè de Bar and Toula, respectively, in 1963 and 1964 (Cerutti, 1971; 1992; 1995). This dynamic wave spread through the entire Alpine chain with repercussions even on the Calderone in the Apennines. Initially, there was a considerable replenishment of the catchment basins, a rebirth of the ice faces, and at the end of the Seventies the fronts of several other glaciers began to advance. This time those of the Ortles Cevedale were involved; they began to advance slowly but surely towards the middle of the Seventies. In 1970 nearly all of them were recovering. The imposing Forni tongue advanced rapidly down the valley, and continued its progress until 1990 (Cola, 2003). As typical of minor phases, this progress was not uniform, especially as far as intensity is concerned. Alongside the noteworthy progress of glaciers like Forcola and La Mare and, in general, all those belonging to the Cevedale range, many others experienced a far more modest recovery. All the glaciers whose tongues had dissolved into cirques during the previous regression, during this positive phase merely recovered their basins without trace of flow towards the valley.

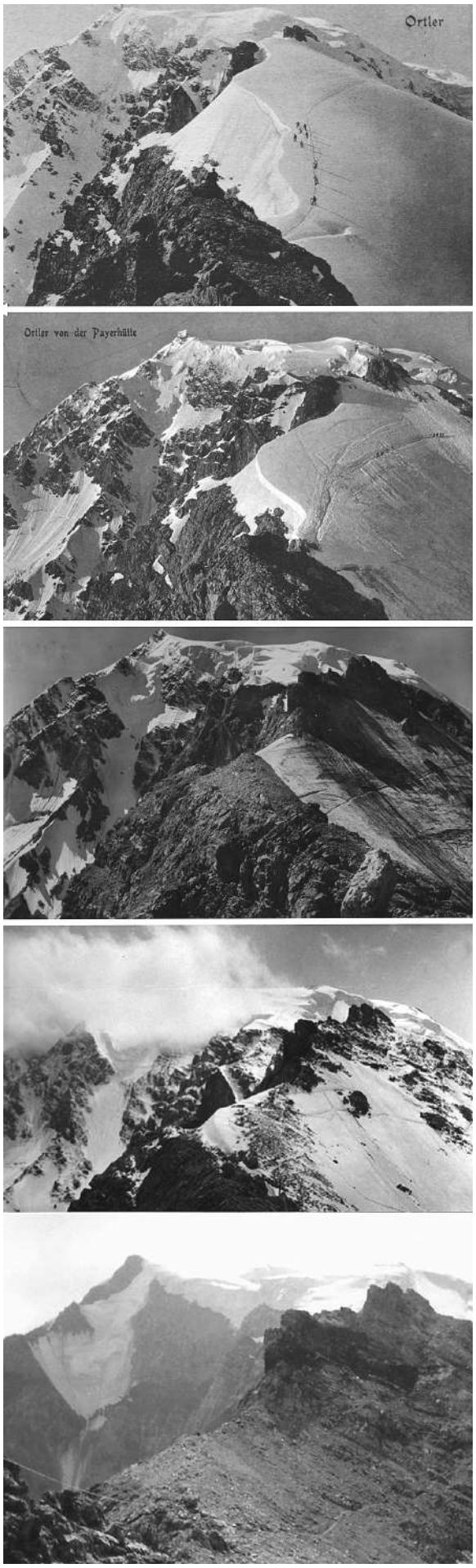


Figura 3 (sinistra) - Variazioni del Ghiacciaio di Tabaretta (Ortles). La sequenza mostra il calo progressivo del bacino collettore, porzione questa che riceveva alimentazione per via esclusivamente diretta. Dall'alto: 1870 ca.; 1910; 1930; 1940; 2005 (N. Cassanmagnago). Nelle due ultime immagini risulta ben evidente anche il calo del retrostante Ghiacciaio dell'Ortles.
Figura 4 (destra) - Ghiacciaio di Moncorvè (Gran Paradiso). Dall'alto verso il basso: 1900 ca. (M. Franf); 1986 (E. Rovelli); 2003. Nella sequenza la forte diminuzione di spessore della calotta del Ciarforon ed il generale smagrimento della parte superiore del ghiacciaio. Non è escluso che parte del calo della calotta sia da attribuire anche ad un mutata ventosità locale.

Figure 3 (left) - Variations in the Tabaretta (Ortles) Glacier. The sequence reveals a gradual diminution of the catchment basin, this portion of which is fed directly. From top to bottom: c.1870; 1910; 1930; 1940; 2005 (N. Cassanmagnago). In the two last pictures the retreat of the Ortles glacier in the background is evident.
Figure 4 (right) - The Moncorvè (Gran Paradiso) Glacier. Top to bottom: 1900 c. (M. Franf); 1986 (E. Rovelli); 2003. The sequence shows the diminution of the depth of the Ciarforn cap and a general thinning of the upper part of the glacier. It must not be ruled out that the reduction of the cap may be due to changes in local winds.

La fine del XX secolo e l'inizio del XXI: dal regresso alla dissoluzione

Nel 1980 si chiuse anche questo ciclo positivo e se ne aprì un altro, che ancora continua ininterrotto, di intenso regresso glaciale. L'inversione questa volta fu meno rapida poiché l'inerzia delle masse nevose accumulate nei ghiacciai più elevati ad alimentazione diretta continuò a farsi sentire per qualche anno. Se ancora nel 1989 i ghiacciai del Bianco avanzavano, è pur vero che già con la calda estate del 1985 le masse accumulate nei bacini collettori durante la precedente fase positiva erano pressoché esaurite. Nello stesso anno, per la prima volta, molte celebri pareti alpine rimasero prive di residuo nivoglaciale, come ad esempio il "lenzuolo" e la "cravatta" del Cervino. Negli anni successivi si assistette anche a un progressivo calo degli accumuli invernali nei bacini collettori, spesso in concomitanza con andamenti termici estivi molto sfavorevoli alla conservazione della neve. Eccezion fatta per il 1997 e il 2001, in tutti gli altri anni i residui nevosi d'annata sono apparsi assai limitati quando non del tutto assenti. Tale assenza ha interessato tutte le quote e tutti i versanti. L'apoteosi della deglaciazione è stata raggiunta nell'estate del 2003, quando, a un inverno avaro di neve, è seguita una stagione ablativa di eccezionale intensità e durata. Nel 2003 lo zero termico si è stabilito per un lungo periodo oltre i 4000 m, cancellando praticamente ogni traccia di nevato o accumulo d'annata sull'intero arco alpino. In quella torrida estate sono fuse le pareti ghiacciate e il permafrost di molte montagne, fino ad altezza impensabili. Quasi per incanto, tutte le montagne alpine alte meno di 4000 m si sono trovate ad essere estranee all'ambiente glaciale vero e proprio e perciò inidonee ad ospitare ghiacciai. Sono sfuggite all'ecatombe solamente le alte vette del Monte Bianco e del Rosa. Gli anni successivi hanno confermato la tendenza alla deglaciazione alpina, che prosegue incessantemente, mentre la catena appenninica ha beneficiato di tre annate di intenso innevamento (2004, 2005, 2006) che, nonostante estati non propizie alla conservazione della neve invernale, hanno consentito ai nevai appenninici di mantenere dimensioni più che dignitose. Di tali accumuli beneficia relativamente anche il glacionevato superiore del Calderone che ha conservato residui nevosi fino al termine della stagione ablativa.

Andando ad osservare i parametri climatici che hanno determinato queste variazioni nella superficie della coltre glaciale alpina notiamo come l'attuale fase di regresso e dissoluzione non abbia confronti negli ultimi duecento anni. La PEG terminò a seguito di un deciso rialzo termico accompagnato da un calo di precipitazioni, probabilmente anche come diretta conseguenza della fine degli effetti delle eruzioni vulcaniche di fine XVIII e inizi XIX secolo. I successivi periodi

The end of the XX and the beginning of the XXI century: from regression to dissolution

In 1980 this positive cycle came to an end and another one of intense glacial regression began and continues uninterrupted to the present day. This time the inversion of trend was less rapid because the inertia of the masses of snow on the directly-fed higher-altitude glaciers continued to affect the situation for a number of years. Although as late as 1989 the Mont Blanc glaciers continued to advance, during the warm summer of 1985 the masses deposited in the catchment basins during the previous positive phase had practically run out. In the same year, for the first time, many of the famous Alpine faces were deprived of their residual ice-snow apparel like the Cervino which lost its "sheet" and "tie". During the years that followed there was gradual diminution of the winter snow accumulated in the catchment basins, often concomitant with summer temperatures uncongenial to the preservation of snow. Except for 1997 and 2001, residual annual snow was scarce, at times absent. This absence regarded all altitudes and all slopes. The climax was reached in the summer of 2003 when, after scarce snowfalls in winter the summer that followed was exceptionally long and hot. In 2003 freezing-point established itself for a long period above the 4,000 metre mark, practically cancelling all signs of snow or of annual snow deposits along the entire Alpine range. During this torrid summer in many of the mountains the frozen rock faces, along with the permafrost, melted, up to amazing altitudes. As if by magic, all the Alpine mountains of less than 4,000 metres found themselves excluded from the truly glacial environment and were thus unable to harbour glaciers. Only the tips of Mont Blanc and Monte Rosa escaped. During the years that followed the Alps' tendency to defrost has been confirmed. The Alps' negative trend continues unceasing, while the Apennine chain has benefited from three successive years of snowfall (2004, 2005, 2006) which, despite the fact that the summers are unfavourable to the preservation of winter snow, have allowed the Apennine snow fields to remain quite extensive. The ice and snow of the upper Calderone benefits relatively from these drifts which preserve snow residues until the end of the ablative season.

Observing the climatic parameters that determined these variations of the Alpine glacial blanket, we notice that the present phase of regression and thawing has no precedent in the past two centuries. The LIA ended due to a decided increase in temperatures accompanied by a decrease in precipitation, due to the end of the conditions provoked by the volcanic eruptions of the end of the XVIII and beginning of the XIX century. The successive periods of regression were intense but never serious enough to threaten the

di regresso furono molto intensi, ma non si raggiunsero mai valori tali da minare l'essenza stessa del glacialismo alpino, ovvero portando a regresso o dissoluzione le superfici glaciali più elevate, fino a 4000 m di quota.

Dalla massima espansione della PEG, i ghiacciai valdostani hanno perso il 41,5 % della loro superficie, passando da 270,6 km^2 a 158,4 km^2 nel 1975 (Vannuzzo, 2001). Altri confronti effettuati sui monti del Canavese (Mercalli et al., 2003) hanno permesso di stimare una diminuzione della superficie glacializzata, dal 1820 al 1983, dell'ordine del 40 %, da 21,5 km^2 a 13,6 km^2. Rispetto alla situazione odierna, questi dati peccano per difetto, poiché gli ultimi venti anni hanno visto il proseguimento e l'intensificazione dei processi di deglaciazione. Le percentuali di riduzione sono oggi molto superiori a quelle citate.

Volendo confrontare la condizione climatica degli ultimi anni con quella della massima espansione della PEG ci troviamo di fronte ad un innalzamento dell'ELA probabilmente vicino a 700-800 metri, un valore enorme e decisamente superiore ai 100-200 metri calcolati dagli studiosi negli anni scorsi. È difficile credere a un mutamento tanto intenso, ma se osserviamo le nostre Alpi alla fine della stagione ablativa di questi ultimi anni notiamo come non vi sia traccia di neve residua su tutti i ghiacciai alimentati direttamente posti al di sotto dei 3500-3600 metri. Inoltre, avvertiamo il fatto che l'unico residuo solido presente sui monti sia quello dei ghiacciai, essendo praticamente scomparsi i nevai perenni, le nevi d'annata e i glacionevati.

L'attuale congiuntura climatica negativa per i ghiacciai alpini è caratterizzata da un fenomeno peculiare delle fasi aride del Mediterraneo: la persistenza delle configurazioni bariche, da cui consegue una scarsa dinamicità della circolazione nel bacino, che può estendersi all'intero continente europeo. Le fasi positive sono improntate a una notevole diversità nella successione degli eventi meteorologici favorevoli alle precipitazioni nevose sulle Alpi. La stagione di accumulo ha inizio con le nevicate autunnali, quelle che permettono i maggiori depositi alle quote più elevate e la formazione delle pareti ghiacciate [(3)]. La provenienza dei flussi perturbati è variabile, permettendo così una omogenea irrorazione delle montagne. Per fare un esempio, il versante esterno alpino francese beneficia delle precipitazioni da stau provocate dai flussi occidentali, mentre in siffatte circostanze le Alpi piemontesi si trovano in condizioni di foehn. Quando invece spirano correnti umide da SSE, il versante piemontese/aostano si trova in condizioni di stau e quindi le nevicate sono qui più copiose rispetto al versante francese (a sua volta sotto l'effetto del foehn). Durante le fasi favorevoli alla glaciazione tutte queste condizioni sono presenti all'interno della stagione di

very essence of Alpine glaciation, that is, they never caused the retreat to or thawing of glacial surfaces at 4,000 metres.

Since the period of the LIA's maximum expansion, the glaciers of the Valle d'Aosta have lost 41.5 % of their surface, shrinking from 270.6 km^2 to 158.4 km^2 in 1975 (Vannuzzo, 2001). Thanks to other comparative studies carried out in Piedmont, and, precisely those carried out on the Canavese mountains by Mercalli et al. (2003) we can calculate that the glacial surface of the area diminished between 1820 and 1983, by 40 %, dropping from 21.5 km^2 to 13.6 km^2. In both cases, one must consider that these data are an underestimation because the glaciers have continued to retreat since then, particularly during the last decade. Therefore, the shrinkage percentage for today must be greater than the figures given above.

Comparing the climatic conditions for 2006 with those for the period of the maximum of the LIA we come across an ELA of 700-800 metres: an enormous figure and decidedly superior to the 100-200 metres esteemed recently by scholars. It is difficult to believe in such an intense change, but if we observe the Italian Alps at the end of the ablative season these last few years, we notice that there is no trace of residual snow on any of the directly-fed glaciers below the 3,500-3,600 metre mark. Often, the only solid residue present on the mountains are the glaciers themselves as the permanent snows have disappeared along with annual and frozen snow.

The present negative climatic situation in the Alps is characterised by a phenomenon typical of arid Mediterranean phases: the persistence of barometric conditions producing low-dynamic circulation in the sea's basin and capable of spreading to the entire continent. The positive phases are marked by a significant difference in the succession of meteorological events favourable to snowfalls in the Alps. The accumulation season begins with the autumn snowfalls which cause accumulation at higher altitudes and cause the formation of ice faces [(3)]. The origin of the perturbations is variable and favours homogeneous sprinkling of the mountains. By way of example, the external French slopes benefit from Stau-generated precipitation brought about by the wind's westerly flow, while in similar circumstances the Piedmontese Alps come under the influence of the Föhn. When, on the other hand, humid SSE winds blow, the Piedmont/Valle d'Aosta slopes find themselves under the influence of the Stau and the snowfalls are more copious than on the French slopes (under the influence of the Föhn). During phases favourable to glaciation all these conditions are present during the accumulation season, while during the actual thawing phase we witness a series of incomplete cycles. The same holds for the summer season, the critical ablation season, which

accumulo, mentre nella fase attuale di deglaciazione si assiste ad una statica ripetizione di cicli incompleti. Stesso discorso per la stagione estiva, quella critica di ablazione, che oggi appare quasi sempre monociclica, ovvero dominata per quasi tutta la sua durata dall'anticiclone subtropicale, che sostituisce quello più dinamico delle Azzorre tipico dei periodi favorevoli. Generalmente, l'anticiclone delle Azzorre è associato anche ad oscillazioni più marcate del fronte polare, quello che permette alle perturbazioni atlantiche di influire sulle condizioni meteorologiche dell'arco alpino durante la calda stagione mediterranea, apportando frequenti cali di temperatura accompagnati da precipitazioni, spesso nevose sopra i 3000 m. Questa condizione si è verificata all'inizio dell'ultimo ciclo positivo del XX secolo, quando in estate proseguiva l'accumulo sui bacini più elevati, mentre le lingue risentivano della congiuntura climatica sfavorevole del trentennio precedente.

A tutto ciò si aggiunge l'azione del vento, fattore principale di modellamento del manto nevoso, soprattutto alle altitudini più elevate e quindi negli alti bacini glaciali. Come ben sappiamo, il vento trasporta facilmente la neve, trasferendola da luoghi maggiormente esposti alle correnti aeree (sopravvento) ad altri luoghi più riparati (sottovento). La sua capacità di trasporto è inversamente proporzionale alla temperatura dell'aria: più questa è alta e minore è la capacità di trasporto del vento. Da questo semplice paradigma deriva un effetto enorme sull'alimentazione glaciale diretta. Se associato al fatto che sulle nostre montagne, al di sopra dei 3000 m, i principali accumuli si hanno nelle stagioni intermedie, cioè autunno e primavera, ne consegue che in queste due stagioni le condizioni più favorevoli sono date da temperature miti. Purtroppo, gli ultimi anni hanno visto prevalere l'entrata sulla nostra catena alpina di frequenti "gocce fredde", ovvero nuclei d'aria fredda di provenienza settentrionale che transitano velocemente da NO verso SE, che coinvolgono principalmente la catena appenninica e lasciano il versante alpino meridionale in condizioni di fohn, con venti violenti e temperature molto basse in quota. In queste circostanze la neve viene strappata dal suolo e depositata nelle zone meno esposte (e in genere a quote inferiori). La capacità erosiva del vento è notevole, potendo arrivare anche a 1 m di spessore di neve fresca trasferita in sole 24 ore. Se a questo aggiungiamo la generale scarsità di precipitazioni nevose "calde" durante l'autunno e la primavera, ci rendiamo facilmente conto che il bilancio glaciale, anche a prescindere dalle estati subtropicali degli ultimi anni, non può che essere deficitario.

today appears to be mono-cyclical, that is, dominated during the entire period by a subtropical anticyclone, replacing the more dynamic Azores one, typical of favourable phases. Generally the Azores anticyclone is associated with greater oscillations of the Polar front, which permit the Atlantic perturbations to exercise greater influence on the meteorological conditions of the Alpine range during the warm Mediterranean season, causing frequent drops in temperature accompanied by precipitation, which above 3,000 m often in the form of snow. This was the situation at the beginning of the last positive cycle of the XX century, when, during summer, accumulation continued in the upper glacier basins, although the tongues continued to feel the brunt of the unfavourable climatic conditions of the preceding thirty-year period.

To this we must add the winds, the chief factor involved in moulding snow blankets, especially at higher altitudes, and, therefore those found in higher-altitude glacial basins. As is widely known, the wind carries snow with great ease, transporting it from areas more exposed to air currents (windward) to more protected areas (leeward). Its carrying power is inversely proportionate to air temperature: the higher the temperature the lower the wind's carrying power. From this simple paradigm derives the enormous impact of direct glacial feeding. This, associated with the fact that the Italian mountains above the 3,000 metre mark accumulate most of their snow during the in-between seasons, that is, in spring and autumn, means that the most favourable conditions provided during these seasons are those featuring mild temperatures. Unfortunately, over the past few years, the Italian Alps have been frequently invested by "cold drops", that is nuclei of cold northern air flows blowing fast from NW to SE, involving mainly the Apennine chain and exposing the Southern Alpine slopes to Föhn conditions with extremely strong winds and very low temperatures at high altitudes. In similar conditions the snow is torn from the soil and deposited in less exposed areas situated generally at lower altitudes. The wind's erosive capacities are impressive. Wind can transfer as much as a 1 metre thick layer of snow in as little as 24 hours. If we add the general scarcity of "warm" snowfalls in autumn and spring we can easily see that the glacial balance, regardless of the subtropical conditions of recent summers, cannot but be on the deficit side.

Figura 5 - Ghiacciai Nord-Orientale e Orientale del Gelas (Alpi Marittime). Impietoso ed eloquente raffronto tra la situazione del 30 agosto 1906 (V. De Cessole) e del 1998 (P. Castroflorio). In questo caso i due apparati sono praticamente estinti. L'innalzamento del limite delle nevi degli ultimi decenni ha definitivamente tagliato fuori dall'area glaciale tutti gli alti circhi di raccolta di questa regione alpina, già marginalmente interessata dalla glaciazione.

Figure 5 - The NE and E Gelas (Maritime Alps) glaciers. A ruthless and eloquent comparison between the situation on the 30th. August 1906 (V. De Cessole) and that of 1998 (P. Castroflorio). In the latter the two formations are practically extinct. The increase in the altitude of the snow line in the last decades has definitively excluded all the high catchment cirques of this alpine area, previously only marginally involved, from the realm of glaciation.

Figura 6 – La vedretta di Tuckett Inferiore, nel Gruppo di Brenta (TN), ripresa in diversi momenti salienti. Dall'alto verso il basso, da sinistra a destra: **a)** 1890 ca. (SAT); **b)** 1930 ca. (F. Micheletti); **c)** anni '40 (L. Farina); **d)** anni '50 (M. Fondriest); **e)** primi anni '70 (B. Parisi); **f)** settembre 2006 (C. Sartori). Nella sequenza emerge la sostanziale "resistenza" del ghiacciaio nel corso dei decenni, soprattutto nella parte superiore, e il rapido collasso successivo, attribuibile in gran parte all'ultimo ventennio.

Figure 6 - The cirque glacier of the Lower Tuckett, in the Brenta (Trent) range, photographed at various salient moments. From top to bottom, left to right: **a)** 1890 ca (SAT); **b)** 1930 c. (F. Micheletti); **c)** 1940's (L. Farina); **d)** 1950's (M. Fondriest); **e)** early 1970's (B. Parisi); **f)** September 2006 (C. Sartori). The sequence reveals a substantial "resistance" of the glacier, especially of the upper part, down through the decades, and the subsequent rapid collapse undergone for the most part over the past twenty years.

Conclusioni

A conclusione di questa rapida panoramica sulla dinamica glaciale delle Alpi italiane sorge spontanea la domanda: quale futuro per i ghiacciai italiani? La risposta è probabilmente riassumibile in una sola parola: "dissoluzione".

Perdurando questa fase climatica è ormai certo che nel volgere di pochi decenni tutti i ghiacciai ad alimentazione diretta subiranno un tracollo, sotto forma di sfaldamento delle coperture e riduzione drastica degli spessori. In poche parole, il decremento sarà talmente intenso da dissolvere in maniera abbastanza uniforme le superfici glacializzate. In realtà è quanto già sta accadendo su molti grandi ghiacciai, come ad esempio quelli del grande plateau dell'Adamello e del versante italiano del Bernina.

Conclusion

Concluding this rapid overview of the glacial dynamics of the Italian Alps it is only natural to ask: what future stands in store for the Italian glaciers? The most likely answer is that summed up in a single, ominous word: "dissolution".

If present climatic conditions continue, in a few decades all Italy's directly-fed glaciers will collapse, their surfaces break up and their depths dwindle drastically. In short, the decline will be so intense to dissolve all existing ice surfaces in a pretty uniform manner. The truth is, that this is already happening to many of the greater glaciers like those belonging to the grand plateau of the Adamello and the Italian slopes of the Bernina.

Note

(1) Si avverte il lettore che le citazioni bibliografiche sono state ridotte ai minimi termini per motivi di spazio.

(2) Tuttavia, negli ultimi tempi sono emersi importanti indizi che fanno pensare ad una cronologia più complessa di quanto fino ad ora pensato. Infatti, in alcuni ghiacciai dell'Ortles Cevedale, ma anche delle Alpi occidentali (Cervino), sono ben visibili archi morenici esterni ai grandi edifici ottocenteschi ed attribuibili, con grande evidenza, alle avanzate del XVII secolo.

(3) Inoltre, le nevicate "calde" autunnali sono quelle che riescono ad entrare più in profondità nelle regioni endalpiche e questo a causa della maggior energia delle masse d'aria caldo-umida rispetto alle masse d'aria invernale, generalmente più fredde e quindi meno umide.

Notes

(1) The reader is informed that the bibliographical references have been kept to a minimum for reasons of space.

(2) However, recent important signs have emerged which lead one to hypothesise a chronology more complex that hitherto imagined. In fact, in some of the glaciers of the Ortles Cevedale, but also of the Western Alps (Matterhorn), one can clearly see morenic arches external to the great nineteenth-century structures which may be attributed evidently to the advances of the seventeenth century .

(3) Furthermore, the "warm" autumn snowfalls are those best able to penetrate deeply into the inner Alpine regions, because of the greater impact of the warm-humid air masses of this season compared to those of the winter season, generally colder and, therefore, drier.

English translation: Kay McCarthy

Corresponding author address:
Enrico Rovelli, Servizio Glaciologico Lombardo, Milano, Italia. E.mail: enrico_rovelli@fastwebnet.it

Bibliografia / References

Baroni C. and Carton A. (1996) - *Geomorfologia dell'alta Val di Genova (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 19(1), pp. 3-14.

Cerutti A.V. (1971) - *Osservazione sul progresso dei ghiacciai del Monte Bianco nell'ultimo decennio*. Bollettino Comitato Glaciologico Italiano, 29, pp. 251-272.

Cerutti A.V. (1992) - *L'espansione dei ghiacciai italiani del Monte Bianco fra il 1962 e il 1989*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, (12), pp. 67-74.

Cerutti A.V. (1995) - *Variazioni dei ghiacciai del Monte Bianco in epoca storica*. Archivi Glaciali. Le Variazioni climatiche ed i ghiacciai, Atti dell'incontro di Courmayeur. 2-3 settembre 1995, pp. 9-28.

Cola G. (2003) - *Variazioni della lingua del ghiacciaio dei Forni (Ortles Cevedale) nel ventennio1981-2002*. Terra Glacialis, (IV), pp. 55-74.

Comitato Glaciologico Italiano (1914-2004) - *Campagne glaciologiche annuali*. Bollettino del Comitato Glaciologico (1914-1977); Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria (1978-2004).

CGI-CNR (Comitato Glaciologico Italiano, Consiglio Nazionale delle Ricerche) (1961) - *Catasto dei Ghiacciai Italiani*. Torino.

Giraudi C. (2000) - *Le oscillazioni oloceniche del Ghiacciaio del Calderone – Gran Sasso d'Italia (Abruzzo - Italia)*. Il Quaternario 13 (1/2), pp. 31-36.

Mercalli L., Castellano C., Cat Berro D. and Di Napoli G. (2003) - *Atlante climatico della Valle d'Aosta*. S.M.S., Torino

Mercalli L. and Cat Berro D. (2003) - *Climi, acque e ghiacciai tra Gran Paradiso e Canadese*. (4), S.M.S., Torino, pp. 409-604.

Monterin U. (1932) - *Le variazioni secolari del clima del Gran San Bernardo. Le oscillazioni del Ghiacciaio del Lys al Monte Rosa: 1789-1931*. Boll. Comitato Glaciologico Italiano, pp. 59-188.

Peretti L. (1935) - *I ghiacciai del gruppo del Gran Paradiso nella Valle della Grand'Eiva*. Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, XV, pp. 101-151.

Rovelli E. (2000) - *Appunti e considerazioni sulle faggete dell'Appennino centro-meridionale*. Monti e Boschi, LI (5), pp. 5-25.

Rovelli E. (2006) - *Il Ghiacciaio del Calderone: ricostruzione delle oscillazioni recenti mediante l'analisi delle fonti iconografico-storiche e meteo-climatiche*. Terra Glacialis, IX, pp. 9-46.

Sacco F. (1918) - *I ghiacciai italiani del gruppo del Monte Bianco*. Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, 3, pp. 1-88.

Vanni M. (1940) - *Il ghiacciaio di Tsa-de-Tsan in Valpelline*. Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, pp. 61-97.

Vanuzzo C. (2001) - *The glacier retreat in Valle d'Aosta from the Little Ice Age to the second half of the 20th century: linear, areal, volumetric and equilibrium line altitude changes*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 24, pp. 99-113.

Antonio GALLUCCIO (*) **and Riccardo SCOTTI** (*)

I ghiacciai della Lombardia di fronte al cambiamento climatico (secc. XX-XXI)

Lombard Glaciers face the climate change (XX-XXI centuries)

Riassunto

Il lavoro analizza l'entità, le caratteristiche e le cause delle fluttuazioni dei ghiacciai e del clima della Lombardia dalla fine della PEG al 2006. Particolare risalto è dato al ritiro nel XX secolo e all'odierna fase di fortissimo decremento, il cui ritmo è probabilmente senza confronti nel recente passato storico. Dal 1850 a oggi è andata perduta oltre la metà della superficie glacializzata complessiva. Le prospettive a breve termine suggeriscono un'ulteriore, importante deglaciazione delle Alpi Lombarde.

Abstract

This paper is analysing amounts, characteristics and causes of fluctuations of climate and glaciers in Lombardy from the end of the LIA to 2006. Special attention is paid to the withdrawal phase of the XX century and to the present rate of recession, whose entity is probably unmatched in the recent history of this Region. Since 1850, the glacial cover has been halved and present trends suggest that additional, significant deglaciations will affect the Lombard Alps.

Introduzione

Dal termine della Piccola Età Glaciale (PEG) la superficie dei ghiacciai della Lombardia (settore meridionale delle Alpi Centrali) si è ridotta di oltre il 50 % (Pelfini, 1994). Il decremento di volume è stato superiore a quello della superficie di un valore assai variabile (tra il 13 e il 25 %) (Bonardi e Galluccio, 2003; Maish, 2000). La gran parte di tale perdita di massa si è prodotta nel periodo 1850-1960; un successivo recupero, forse sottostimato dalla comunità scientifica, è avvenuto nel periodo 1965-85, segnatamente negli Anni Settanta. L'ultimo ventennio ha invece visto i ritmi di decremento farsi via via più incessanti (Ajassa et al., 1997), fino ai giorni nostri (2002-2006), quando la deglaciazione ha assunto aspetti parossistici.

La maggior parte degli autori, per le Alpi lombarde, indica in circa 100 m il valore medio della risalita dell'ELA (*equilibrium line altitude*) tra il 1820-1850 e i primi anni Novanta del XX secolo (Pelfini, 1994), un dato un poco troppo modesto, secondo noi, per giustificare questo processo secolare di riduzione, di dimezzamento, della superficie glacializzata. Appare comunque chiaro che la deglaciazione ha avuto come principali protagonisti le masse glaciali il cui bacino di

Introduction

Since the end of the Little Ice Age (LIA), the glacial surface in Lombardy (Southern sector of the Central Alps) has been reduced by more than 50 % (Pelfini, 1994). The volume reduction has been larger than the surface one by an additional 13-25 % (Bonardi and Galluccio, 2003; Maish, 2000). Most of that mass reduction happened between 1850 and 1960; a successive increase, perhaps underestimated by the scientific community, occurred in the period 1965-1985 and especially in the 1970s. In the last twenty years of the XX century, the reduction rates have become higher and higher (Ajassa et al., 1997), further increasing in the last few years (2002-2006), characterized by a very severe deglaciation.

As far as Lombard Alps are concerned, most authors point out that, on the average, the ELA (equilibrium line altitude) has moved up by 100 meters between the years 1820-1850 and the beginning of the 1990s (Pelfini, 1994). According to us, this value is too low to account for the long-standing process that halved the glacial surface. However, it is clear that the deglaciation process has targeted those glacial masses with low-altitude accumulation basins besides the

(*) Servizio Glaciologico Lombardo, Milano, Italia

accumulo era sito a quote modeste e gli apparati di piccole dimensioni. Minori le variazioni complessive delle grandi colate - ma non il loro contributo in termini di contrazione della superficie totale glacializzata - grazie a un'inerzia termica più prolungata e a dinamiche intrinseche peculiari.

Purtroppo, ai giorni nostri, tali considerazioni paiono superate: nel 2003, 2004, 2005 e 2006, la *snowline* (il limite altimetrico inferiore della neve vecchia al termine dell'estate) è risalita a tal punto che non è stato possibile posizionarla in alcun sito glaciale delle Alpi Centrali italiane, essendone rimasto al di sotto l'intero rilievo montuoso. Forse in altri periodi storici recenti si sono prodotte simili condizioni. Ma allora i ghiacciai erano assai più estesi. Ne risulta che sulla gran parte dei massicci montuosi della Lombardia la copertura glaciale è oggi probabilmente la più esigua dal tardo Medioevo.

small glacial bodies. The overall variations of the large glaciers are smaller, though this is not true for the contribution to the total surface loss, because of their greater thermal inertia and the peculiarities of their inherent dynamics.

Unfortunately, nowadays these considerations seem out of place: in 2003, 2004, 2005 and 2006, the *snowline* (the lowest altitude of the old snow at the end of the summer) was set so high that it was impossible to locate it on any site of the Italian Central Alps, whose mountain ranges resulted below that line. Perhaps similar conditions also occurred in the recent past however, at that time, the glaciers were far larger. As a consequence, most mountain ranges of Lombardy nowadays are believed to hold the smallest glacial cover since the late Middle Ages.

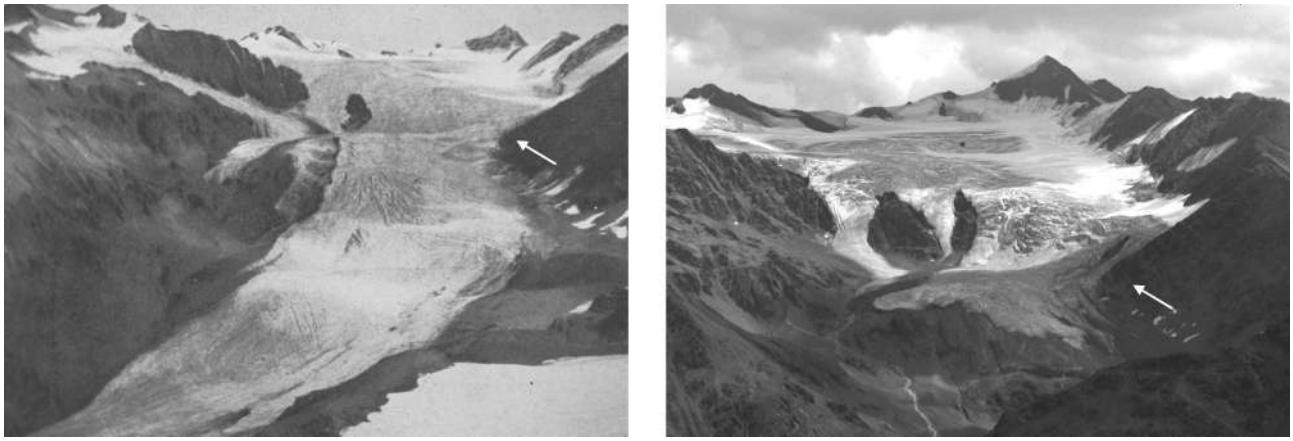


Figure 1 e 2 - Il Ghiacciaio di Dosegù (Ortles-Cevedale) nel 1929 (a sinistra, 31 agosto, Chiesa) e nel 1998 (a destra, 13 agosto, A. Galluccio). Si noti la sproporzione tra il bacino di accumulo (le cui dimensioni appaiono simili nelle due situazioni, a 70 anni di distanza) e la lingua valliva al termine degli Anni Venti: è già iniziato il forte ritiro che caratterizzerà la colata sino ai giorni nostri. Il punto di riferimento per il confronto è indicato dalla freccia.

Figures 1 and 2 - The Dosegù Glacier (Ortles-Cevedale) in 1929 (left, 31 August; Chiesa) and in 1998 (right, 13 August; A. Galluccio). We can see the disproportion between the accumulation basin (whose dimensions are similar in the two situations, set 70 years apart) and the valley tongue at the end of the 1920s: the strong retreat that will characterize the glacier up to the present day has already started. The arrow shows the point of reference for the comparison.

Materiali e metodi

La riduzione dei ghiacciai successiva alle fasi di acme più recenti della PEG (1820-25 e 1850) è fatto così assodato ed evidente che è operazione semplice definirne gli aspetti generali. Ben altra difficoltà si incontra invece nell'analisi dei singoli periodi ed episodi in cui questa parte della storia dei ghiacciai e del clima deve essere suddivisa per un'analisi di dettaglio. Infatti, a esempio, le fronti dei ghiacciai reagiscono con latenza assai variabile alle variazioni di fase, rendendo incerta la delimitazione esatta degli intervalli tempo-

Materials and methods

The retreat of the glaciers following the most recent positive phases of the Little Ice Age (1820-25 and 1850) is so clear and evident that it is easy to outline its general features. It is however more difficult to analyse the different periods and episodes if the variations of glaciers and climate is split up for the purpose of producing a more detailed scrutiny. Indeed, the glacier fronts respond to phase variations with a variable latency period; therefore, the exact time intervals of these phenomena are uncertain. In fact, mor-

rali in cui queste si esprimono. Ciò si deve al fatto che le differenze morfo-dinamiche tra i diversi apparati producono variazioni di massa, e successivamente del limite inferiore, "sfalsate" rispetto all'unicum dinamico meteo-climatico che si vuole identificare (1). In una ricostruzione secolare, quale quella oggetto di queste note, riteniamo che l'entità dell'innevamento residuo al termine della fase di ablazione estiva sia il miglior marcatore dello stato di salute dei ghiacciai: è un elemento che consente di definire se un anno è stato favorevole o sfavorevole al bilancio di massa. Lo studio di questo aspetto è applicabile con risultati soddisfacenti soprattutto nell'analisi della documentazione fotografica ottocentesca e del primo Novecento (fig. 1), fonte primaria in Lombardia, non essendo appoggiata da dati quantitativi sino alla fine XIX secolo (2).

L'evoluzione della copertura glaciale lombarda descritta nelle note seguenti viene inoltre rapportata con la lettura dei dati meteorologici raccolti in una stazione dotata di una serie sufficientemente lunga da coprire il periodo in esame.

Breve cronistoria della deglaciazione dal termine della PEG in Lombardia

Gli storici del clima e i glaciologi sono abbastanza concordi nel datare attorno alla metà del XIX Secolo la fine della PEG. All'interno del successivo periodo di declino, gli eventi meteorologici non sono però tutti univocamente improntanti a uno stesso segno dinamico: così, infatti, è probabile una forte deglaciazione negli Anni Sessanta e Settanta dell'Ottocento, mentre le prime fotografie dei ghiacciai alpini degli Anni Ottanta e Novanta del secolo mostrano sovente fronti glaciali imponenti, a testimoniare di possibili pulsazioni al progresso. Poco dopo, all'inizio del XX secolo, è possibile descrivere una sostanziale stazionarietà, anche se non mancano gli esempi di forte ritiro (Feegletscher, Vallese).

Gli anni Dieci portano a un sicuro raffreddamento, i cui effetti sono ben documentati in Lombardia (fig. 3): nelle Alpi Centrali si annotano un agosto 1912 e un luglio 1913 "glaciali", che producono estesi e potenti innevamenti residui.

Il massiccio "utilizzo" dell'alta montagna italiana e austriaca durante la Prima Guerra Mondiale produce una gran messe di notizie in merito alle condizioni e al divenire delle Alpi in quegli anni. La cosa assume grande rilevanza per quanto si riferisce all'anno idrologico 1916-1917, quando, soprattutto nel settore centro-orientale della catena, si ebbero un inverno eccezionalmente nevoso e una primavera altrettanto umida. Questa "stagione della neve", assieme alla fredda estate 1919, sarà una dei principali protagonisti della avanzata glaciale verificatasi in Lombardia tra il 1920 e il 1925.

phological and dynamic differences within different systems produce mass variations and, later, movements of the lower limit of the ice that are out of phase in relation with the peculiar meteo-climatic dynamics we want to explain (1). Our historical reconstruction, covering the past centuries, considers the amount of the residual snow at the end of the summer ablation as the best indicator of the "health-state" of glaciers, telling us if the year was a favourable or unfavourable one for the mass balance. The study of this process can be carried out, with good results, through the analysis of photographs taken in the XIX century and in the early XX century (fig. 1). Such media are the primary source of data, because quantitative data for the Lombard Alps are available only from the end of the XIX century (2).

The evolution of the glacial cover in Lombardy analysed in this article is also compared against the data collected by a meteo-station whose series of meteorological records cover the whole period being considered.

Brief chronicle of the deglaciation following the end of the LIA in Lombardy

Climate historians and glaciologists generally agree to place the end of the LIA around the second half of XIX century. During the following period of decline, not all the meteorological events are characterized by the same dynamics: therefore, while a strong deglaciation is believed to have occurred in the 1860s and 1870s, the first photographs of the Alpine glaciers in the 1880s and 1890s often show impressive glacial fronts, evidences for a possible positive pulsation. Shortly afterwards, at the beginning of the XX century, the overall situation can be described as substantially stable, although several examples of strong retreat are reported (Feegletscher, Valais).

The 1910s are characterized by cold temperatures; the effects of that cooling are well documented in Lombardy (fig. 3): in the Central Alps, August 1912 and July 1913 were "glacial" months, with extended and deep residual snow covers.

The massive "use" of Italian and Austrian mountain groups during the First World War provides a great deal of information about the conditions and the changes that occurred in the period. This fact is particularly relevant because the hydrological year 1916-1917, especially in the Central and Eastern sectors of the Alps, was characterized by an exceptionally snowy winter and a very wet spring. That "snowy season", together with the cold 1919 summer, will be one of the main factors of the glacial advance reported in Lombardy between 1920 and 1925.

Tabella 1 - Gli eventi, in sintesi, del ritiro glaciale successivo alla fine della PEG (1850), in Lombardia.

Table 1 - In brief, the events of the glacial retreat in Lombardy since the end of the LIA (1850)

PERIODI E FASI CLIMATICHE BREVI **PERIODS AND BRIEF CLIMATIC INTERVALS**	
A - 1850 circa: termine della PEG	**A** - around 1850: end of the LIA
B - anni Sessanta e Settanta del XIX Secolo: possibile forte regresso	**B** - 1860s and 1870s: possible strong retreat
C - anni Ottanta e Novanta del XIX secolo: incremento o fasi alterne	**C** - 1880s and 1890s: advance or alternate phases
D - 1902-1906: fase incerta	**D** - 1902-1906: uncertain phase
E - 1907-1925: breve ma rapida fase di avanzata	**E** - 1907-1925: short but quick advance
F - Quarantennio 1925-1964: regresso glaciale complessivo	**F** - 1925-1964: general glacial recession
G - Il raffreddamento 1965-1985: importante incremento di massa ma solo lieve avanzata delle fronti	**G** - 1965-1985 cooling: significant mass balance increase but minimal advances of glacial tongues
H - 1983-1987: inizia la fase odierna di regresso glaciale generalizzato	**H** - 1983-1987: beginning of the current, widespread glacial recession phase
I - 1994-1996: lieve rallentamento del ritmo di regresso	**I** - 1994-1996: slight slowdown of withdrawal rates
L - Dal 1997 al 2007: un nuovo e violento ritiro	**L** - 1997 to 2007: a new, strong recession phase

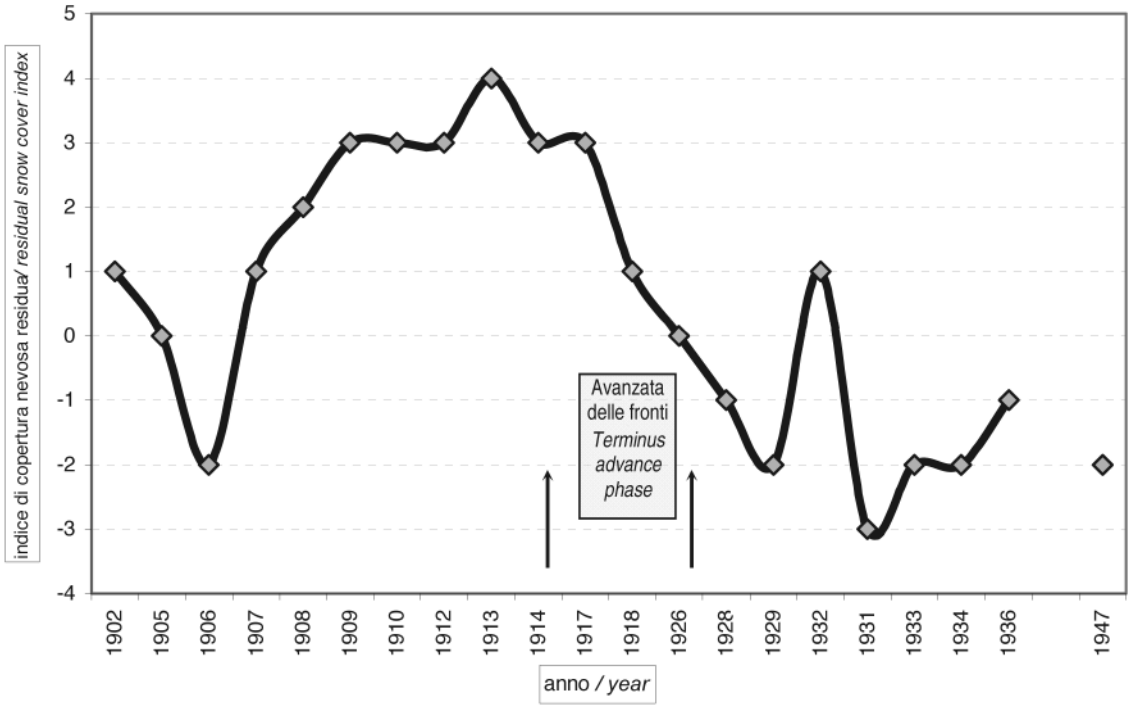


Figura 3 - Variazioni qualitative dell'innevamento residuo sui ghiacciai lombardi (indice di copertura nevosa residua: da - 4 a + 4) desunte dall'analisi dell'iconografia fotografica nel periodo 1902-1936. Il valore 0 (riga grigia spessa) indica l'ipotetica situazione di equilibrio, con la snow-line stagionale coincidente con l'ELA teorica dell'epoca della ripresa. Si notino il periodo favorevole al glacialismo negli anni Dieci e la successiva fase di avanzata frontale.

Figure 3 - Qualitative variations of the residual snow cover on the Lombard glaciers (Residual snow-cover index: from - 4 to + 4) derived from photographics analyses of the 1902-1936 period. The 0 value (thick grey line) marks the hypotethical Equilibrium state, where the snow line altitude matches with the theoretical ELA for the period. It is important to note the favourable period of the 1910s and the successive phase of frontal advances.

Il quarantennio che segue, attraversando il Secondo Dopoguerra e sino alla metà degli anni Sessanta del XX secolo, vede la ripresa a pieno ritmo della fase di deglaciazione, nonostante alcune invernate assai umide

During the following forty years, including the post World War II period up to the mid-1960s, the deglaciation phase resumes at full rate, despite some very wet winters (1951). The 1930s and the 1950s

(1951). Appaiono particolarmente penalizzanti gli anni Trenta e Cinquanta, mentre gli anni Quaranta procedono a fasi alterne.

A partire dal 1965, limitatamente alle Alpi Occidentali, inizia una timida variazione di tendenza, che si propagherà con effetti diversificati anche altrove nelle Alpi, complice la forte nevosità e il freddo dell'anno idrologico 1959-1960.

Siamo alle soglie di una breve quanto significativa avanzata glaciale, che si concretizzerà nell'intero Arco Alpino tra il 1974 e il 1985, grazie soprattutto ad alcune estati fresche consecutive e con il contributo di un incremento delle precipitazioni nevose, specie primaverili. I massimi climatici positivi per il glacialismo in Lombardia si raggiungono nel biennio 1977-78, mentre il 1982 è l'ultimo anno favorevole (nonostante un'anomalia positiva di 1,2 °C e precipitazioni in calo). Anche il 1983 porta un forte innevamento stagionale, che viene però dissolto in pochi giorni, nel mese di luglio, da temperature elevatissime: è l'esordio dei ben più devastanti profili termici estivi che sono alle porte nel ventennio successivo. Attorno al 1985 questo periodo di progresso può dunque dirsi concluso, ma alcuni ghiacciai di grandi dimensioni conoscono in questi anni i loro "massimi", che si protraggono in alcuni casi sin dentro i primi anni Novanta [3].

Una nuova, decisiva svolta si ha con le alluvioni verificatesi nei mesi di luglio e di agosto del 1987, che infliggono gravi perdite alla copertura di neve, firn e ghiaccio, annullando annate intere di accumuli.

Gli anni Novanta comportano una più decisa ripresa del riscaldamento atmosferico in Lombardia: solo il triennio 1994-1996 concede una tregua parziale (forse non estranea alla eruzione del Vulcano Pinatupo, nelle Filippine), poi demolita dall'autunno del 1997, quando *El Niño* produce alle latitudini europee una seconda, caldissima estate settembrina, mentre il 1998 e il 1999 pongono gli studiosi, forse per la prima volta dopo gli anni Venti [4], di fronte alla impossibilità di delineare sui monti una sicura snow-line, di fatto inesistente su gran parte dell'Arco Alpino, con l'eccezione costituita dai "quattromila".

È l'inizio della attuale, inusitata fase di regresso glaciale, che trova la sua maggiore espressione proprio ai giorni nostri: in Lombardia, gli anni idrologici 2002-2003, 2003-2004, 2004-2005 e 2005-2006 sono i peggiori mai documentati per la conservazione della copertura nivo-glaciale. Solo il 2000-2001 è in controtendenza, ma resta un caso isolato, anche se assai significativo. E l'anno idrologico in corso (2006-2007) pare allinearsi ai precedenti [5].

Ambientando le fluttuazioni glaciali lombarde nel più vasto contesto alpino italiano, va detto che la riduzione del glacialismo regionale è stata più sensibile, almeno fino ai primi Anni Novanta, rispetto a quella misurata nelle Alpi Occidentali. Sovente, inoltre, la variazione di

seem particularly negative, while the 1940s are marked by variable phases.

From 1965 onwards, though initially limited to the Western Alps, a slightly positive period begins; this trend will extend to the other Alpine sectors, with different effects, thanks to the strong snowfalls and the cold temperatures of the 1959-1960 hydrological year.

We are at the beginning of a short but important glacial advance, which will affect the entire Alpine chain between 1974 and 1985, prompted by several consecutive cool summers and by abundant snow precipitation, mostly in spring. The positive climatic maximum for the Lombard glaciers is reached around 1977-78, while 1982 is the last favourable year (despite a positive anomaly of 1.2 °C and decreasing precipitation). In 1983 a thick seasonal snowcover is quickly melted in few days of very high temperatures in July: it is the onset of the devastating summers that will occur in the next 20 years. The time of glacial progress seems to be over by 1985, though some large glaciers experience their maximum advances in the following years; some of them will continue their forward push till the beginning of the 1990s [3].

A new, crucial turn takes place during the 1987 July and August floods, which cause the severe melting of snow, firn and ice covers, destroying several years of accumulation.

In the 1990s a marked atmospheric warming takes place in Lombardy; only during the period 1994-1997 the situation, to some extent, seems to be more favourable for the glaciers (perhaps in connection with the volcanic eruption of the Pinatubo in the Philippines), but a drastic turnaround occurs in the 1997 autumn at European latitudes, when *El Niño* produces a second summer in September; in the following two years (1998 and 1999), perhaps for the first time since the 1920s [4], the glaciologists cannot report the quota of the snow-line, as none exists on most Alpine glaciers, apart from the few ones reaching above 4000 m.

The unusual phase of glacial recession initiated in those years is particularly evident nowadays; in the Lombard Alps, the hydrological years 2002-2003, 2003-2004, 2004-2005 and 2005-2006 are the worst ever recorded for the conservation of the snow and ice cover. Only the year 2000-2001 seems to go against the current trend; although very remarkable, it remained nevertheless an isolated example. The current hydrological year (2006-2007) seems to follow the trend of the previous years [5].

Setting the glacial fluctuations in the broader context of the Italian Alps, we can say that the reduction of Lombardy's regional glacialism was more pronounced, at least until the beginning of the 1990s, than the reduction recorded in the Western Alps. Often, phase

fase è iniziata prima in Piemonte e Val d'Aosta e solo successivamente si è propagata alle Alpi Centrali. Ciò si deve principalmente alla differente altimetria del rilievo montuoso, maggiore a Ovest, ma anche a difformità climatiche, che chiamano in causa ben più complessi meccanismi atmosferici a livello continentale.

L'andamento meteo-climatico nelle Alpi centrali tra il 1864 e il 2006

Sils/Maria (Cantone dei Grigioni, CH) possiede una stazione meteorologica preziosa per la longevità e per la qualità dei dati: dal gennaio 1864 a oggi non è andato perduto un solo mese (1725 consecutivi) (figg. 4 e 5). Inoltre presenta grandi affinità climatiche con la vicina Valtellina, come si desume dalla quasi perfetta corrispondenza con le precipitazioni registrate nella stazione di Sondrio, e con gran parte dell'ambito alpino lombardo (con la parziale esclusione delle Alpi Orobie). Il regime delle precipitazioni a Sils è quello tipico intra-alpino, con un unico massimo in agosto (119,8 mm) e un unico minimo in febbraio (42 mm). La media annua si attesta sui 981 mm. Per quanto riguarda il regime termico, il minimo è in gennaio (-7,4 °C) mentre il massimo si verifica in luglio (+10,5 °C), con un media annua, assai bassa, di +1,4 °C.

variations first begin in Piedmont and Aosta Valley, then spread throughout the Central Alps. This is mainly due to the different altitude of the mountain ranges (higher in the Western sector), but also to climatic differences related to far more complex atmospheric dynamics at the continental level.

Meteo-climatic trends in the Central Alps between 1864 and 2006

Sils/Maria (Grison Canton, CH) hosts a meteo-station renown for its long-term series of qualiy data, having registered 1725 uninterrupted months of climatic data (since 1864) (figg. 4 and 5). Furthermore, climatic conditions of the Engadin Valley are similar to those of the nearby Valtellina, producing an almost identical match when compared with the precipitations recorded by the Sondrio station (and with most of Central Alps stations with the partial exception of the Orobic Alps). Precipitation in Sils follow the typical *intra-alpine* pattern, with a single maximun in August (119.8 mm) and a single minimum in February (42 mm). The mean annual value is 981 mm. The thermal regime shows the average minimum temperature in January (-7.4 °C) and the maximum one in July (+10.5 °C), with a mean annual temperature of +1.4 °C.

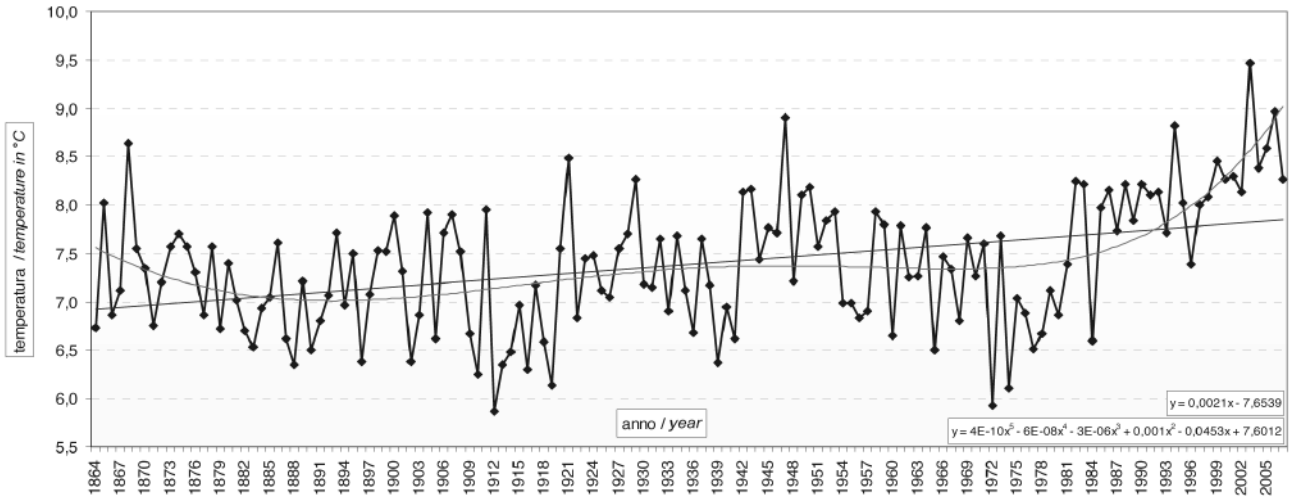


Figura 4 - Temperatura media nel semestre estivo maggio-ottobre presso Sils, 1798 m s.l.m., (Alta Engadina, Canton Grigioni, CH) dal 1864 al 2006.

Figure 4 - Mean May-October temperature at Sils, 1798 m a.s.l. (Upper Engadin Valley, Grison Canton, CH) from 1864 to 2006.

Temperatura media mensile e sommatoria delle precipitazioni mensili sono i due parametri oggetto delle analisi qui riportate. Le temperature si riferiscono al periodo maggio-ottobre, il più significativo dal punto di vista glaciologico (fig. 4). Il trend sul lungo termine appare chiaro: si annota in particolare l'impennata termica iniziata nei primi Anni Ottanta del Novecento:

Monthly mean temperature and the cumulated monthly precipitation are the two parameters analysed by this study. Only the May-October temperature data are used for our purposes as this is the most significant period from the glaciological point of view (fig. 4). The long term trend is quite evident, with the steady increase of the temperature since the early

l'incremento di questo periodo è così consistente che nelle ultime 25 stagioni di ablazione soltanto una (1984) chiude sotto la media. Le estati più calde sono quelle del 2003 (+9,5 °C), del 2006 (+9,0 °C) e del 1947 (+8,9 °C) mentre le più rigide sono rintracciabili all'interno delle fasi fresche del primo ventennio e degli Anni Settanta del '900: 1972 e 1912 le più rigide (+5,9 °C), seguite dal 1974 e dal 1919 (+6,1 °C). Per le precipitazioni (fig. 5), l'intervallo scelto per la stagione di accumulo è ottobre-giugno. Il trend complessivo è di fatto stazionario, con una lievissima tendenza all'incremento, che sembra voglia essere presto azzerata dalle ultime asciuttissime stagioni. Si riconosce un periodo secco nell'ultimo ventennio dell'Ottocento, seguito da quasi trent'anni di precipitazioni abbondanti. Annate umide si sono poi ripetute fra gli Anni Settanta e Ottanta del Novecento. Gli estremi sono interessanti: la stagione di accumulo di gran lunga più abbondante è quella 2000-2001 (1375,3 mm), con un valore quasi doppio rispetto alla media. Altre invernate particolarmente piovose sono quelle del 1976-77 (1059,8 mm) e del 1926-27 (993,7 mm), mentre la più deficitaria è la 1941-42, con soli 327,7 mm accumulati in 8 mesi, seguita dalla 1975-76 (346,6 mm) e dalla 1943-44 (358,5 mm) (fig. 5).

1980s very well outlined: the warming trend for the period is so pronounced that only one (1984) out of the last 25 ablation seasons is reported below the average. The warmest periods are those of 2003 (+9.5 °C), 2006 (+9.0 °C) and 1947 (+8.9°C) while the coolest ones are found within the cold phases of the 1920s and 1970s: 1972 and 1912 (+5.9 °C), 1974 and 1919 (+6.1 °C). Precipitation data are those registered from October to June (fig. 5). The overall trend can be assumed as steady, with a very slightly increasing tendency, though such trend seems to be countered by the last dry seasons. The 20-year dry period at the end of the XIX century is followed by almost 30 years of sustained precipitations. Wet years also occur in the 1970s and 1980s. The extreme figures are interesting: the most abundant accumulation season is the 2000-2001 one (1375.3 mm, almost twice the average value). Other wet accumulation seasons are the 1976-77 (1059.8 mm) and 1926-27 (933.7 mm) while the driest is the 1941-42 season with only 327.7 mm for the 8 months; other negative seasons are the 1975-76 (346.6 mm) and the 1943-44 (358.5 mm) ones (fig. 5).

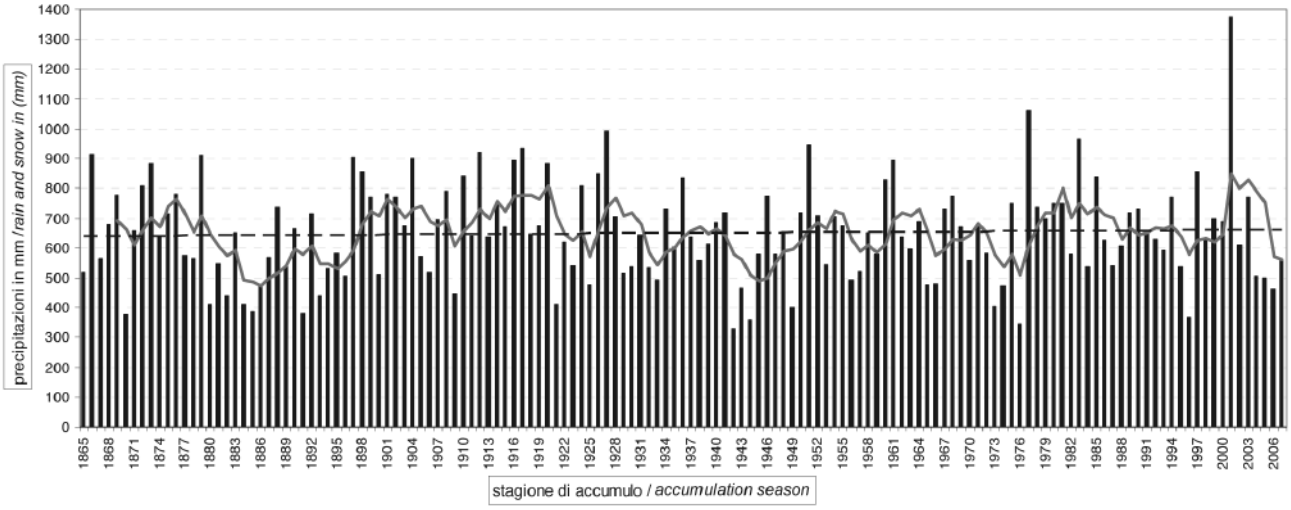


Figura 5 - Sommatoria delle precipitazioni nella stagione di accumulo (periodo ottobre-giugno) presso Sils nel periodo 1864/65 - 2006/07. La curva in grigio rappresenta la media mobile su 5 stagioni.

Figure 5 - Total precipitation for the accumulation season (October to June) at Sils from 1964/65 to 2006/07. The gray line is the 5-year running average.

Per il confronto tra precipitazioni e temperature è stato calcolato l'indice SAI [6]. Sovrapponendo le anomalie delle precipitazioni della stagione di accumulo e le temperature della seguente stagione di ablazione, è possibile leggere con notevole chiarezza le tendenze climatiche in relazione al glacialismo (fig. 6). Una analisi superficiale porterebbe a riconoscere una stagione positiva allorquando la curva di anomalia delle precipitazioni rimanga al di sopra di quella delle temperature:

The SAI index was used for comparing precipitation and temperature [6]. Combining precipitation anomalies in the accumulation season with temperature of the follow-on ablation season, it is possible to understand the climatic trend in relation to the glacialism (fig. 6). A superficial analysis would assume that positive years for glaciers occur when the rainfall anomaly line stays above that of the temperature; based upon mass balance results and comparative analyses

nell'ottica del bilancio di massa glaciale, e sulla base dell'analisi comparata fra dati climatici e andamento dei ghiacciai, va riconosciuto però un peso maggiore alle anomalie termiche rispetto a quelle pluviometriche.

between climatic data and glaciers' variations, we have to acknowledge that temperature anomalies are more important than rainfall anomalies.

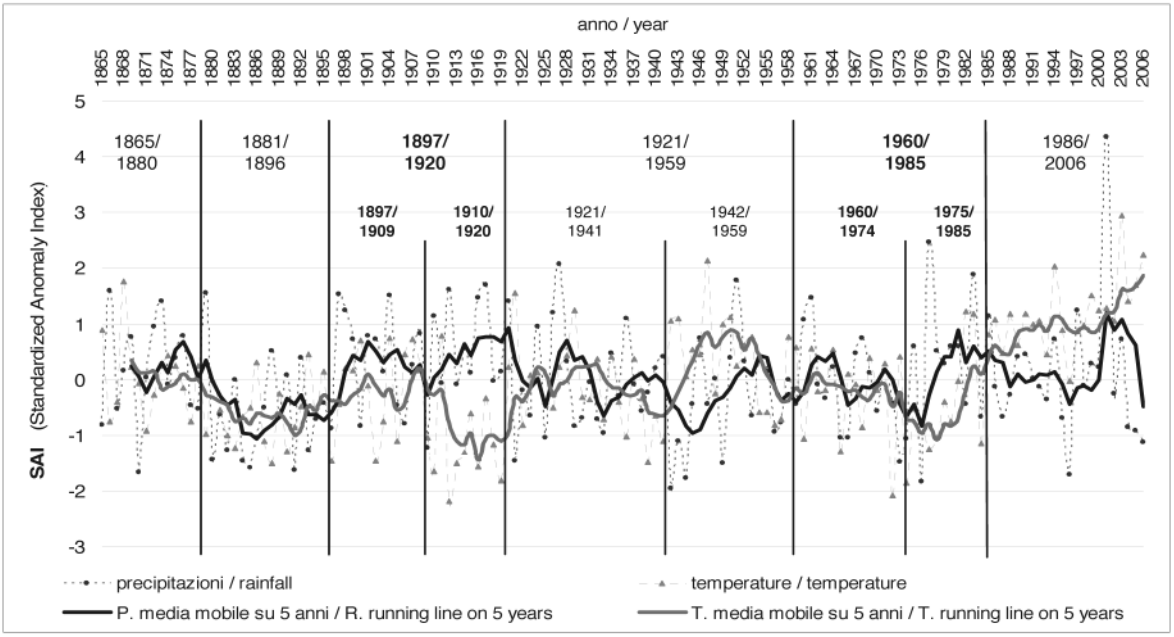


Figura 6 - Indice di anomalia SAI per temperatura media (maggio-ottobre) e sommatoria di precipitazioni (ottobre-giugno) presso Sils. I vari periodi e sottoperiodi sono stati determinati in base al loro probabile effetto, positivo, negativo o neutro, sul glacialismo (intervallo 1864/65-2005/06).

Figure 6 - Standardized Anomaly Index (SAI) for the mean temperature T (May-October) and cumulated rainfall R (October June) in Sils. Periods and sub-periods are defined on the basis of their likely effect (+ve, -ve, neutral) on glaciers (time interval 1864/65-2005/06).

L'analisi dei due parametri permette di riconoscere 6 periodi climatici omogenei (fig. 6). Il primo va dall'inizio della serie storica al 1880 (15 anni): in questa fase si hanno stagioni altalenanti sia dal punto di vista pluviometrico sia termico, che comunque non sono in grado di mantenere in equilibrio lingue glaciali che pochi decenni prima avevano raggiunto l'apice della loro espansione durante la PEG. Dal 1881 fino al 1896 le temperature si abbassano di circa 0,5 °C, mentre le precipitazioni risultano le più scarse dell'intera serie (-17 %). Si tratta di una fase interlocutoria o lievemente positiva per il bilancio glaciale.

Dal 1897 le precipitazioni tornano a farsi abbondanti ma anche le temperature aumentano. Fino al 1909 si alternano stagioni positive (1902) e disastrose (1906), impedendo conclusioni sicure riguardo gli effetti sul glacialismo. Problema che non si pone per i successivi 11 anni: dal 1910 le precipitazioni crescono nettamente (+18,4 %) e contemporaneamente le temperature crollano (-0,7 °C). Il 1912 e il 1913 sono fra le annate più positive in assoluto per il glacialismo lombardo dalla fine della PEG a oggi.

Dopo le grandi nevicate del 1916-17, tale fase posi-

Analyses of both parameters (fig. 6) point out 6 homogeneous climatic periods. The first one runs from the beginning of the series to 1880 (15 years): this phase shows alternate trends for both variables (rainfall and temperature) unable to maintain in a steady state glacial tongues that had reached their maximum extent a few years before, during the LIA. From 1881 until 1896 temperatures drop by about ½ °C, while rainfalls are the scantiest of the whole series (-17%). This phase is neutral or even slightly positive for the Lombard glaciers.

From 1897 onward, both rainfalls and temperatures are increasing. Until 1909, positive (1902) and negative (1906) seasons make the assessment of their effect on glaciers rather difficult to define.

Such problem does not arise for the following 11-year period: after 1910 precipitations strongly increase (+18.4 %) while, at the same time, temperatures show a significant reduction (-0.7 °C).

1912 and 1913 are the most positive years for the Lombard glaciers since the end of the LIA. After the exceptional snowfall of 1916-17, this positive pulsation ends in 1921, which turns out to be the dryest

tiva si spegne bruscamente nel 1921, in concomitanza con l'anno solare più siccitoso della serie (510,4 mm). Le temperature si riportano successivamente su valori vicini alla media così come le precipitazioni. Una media che, ancora una volta, non è in grado di mantenere in equilibrio i ghiacciai del tempo, che vanno incontro a un deciso arretramento nonostante qualche altro anno favorevole (1927 e 1936 su tutti). Dal 1942 la situazione muta di nuovo: le stagioni di ablazione si fanno improvvisamente molto calde e la neve in inverno latita. Si contano alcuni anni tra i peggiori del secolo, come il 1942, il caldissimo 1947 e il 1949.

Negli anni Cinquanta le anomalie si riducono con gradualità, senza riuscire però a invertire il brusco ritiro glaciale in atto. Di questo periodo occorre ricordare il 1951, anno tanto positivo per i ghiacciai quanto tragico per le popolazioni alpine [7]. Il 1960, secondo anno più piovoso della serie storica, segna un nuovo cambiamento, che si concretizza con due stagioni di accumulo abbondanti unite a estati fresche: si nota una ricostituzione dei campi di neve residua, comunque modesta fino al positivo 1972. Il 1973, molto negativo, vanifica la conservazione degli accumuli. Dal 1974, si instaura una fase decisamente favorevole, contrassegnata da un notevole calo termico e da un incremento delle precipitazioni.

Vanno ricordate alcune stagioni eccezionali, come il 1977 (SAI: precipitazioni +2,5 e temperature -1,3) e il 1980. Il periodo positivo 1960-1985, che porta a una avanzata delle fronti glaciali in tutte le Alpi, è stato innescato da un abbassamento delle temperature di circa 0,3 °C rispetto al periodo negativo precedente (1921-1959) e da un incremento delle precipitazioni del 9,2 %. Dopo il 1977 le estati diventano gradualmente più calde fino alle alluvioni del 1987, che mettono un pietra tombale su questa più recente fase favorevole per il glacialismo lombardo.

Gli ultimi trent'anni mostrano un incremento termico senza precedenti. Le temperature estive durante gli anni Novanta superano costantemente il punto di anomalia, con un unico piccolo calo nel biennio 1996-97. Il XXI secolo sembra voler indicare un nuovo cambio di regime grazie alle eccezionali precipitazioni dell'anno idrologico 2000-2001, che produce una anomalia pluviometrica di ben 4,4 punti [8], vanificata parzialmente da una estate piuttosto calda. Purtroppo si tratta di un episodio isolato, visto che le temperature continuano ad aumentare e le precipitazioni non riescono a compensare l'eccezionale anomalia. Questo incremento termico culmina con la tremenda stagione di ablazione 2003 (3 punti di anomalia positiva) [9]. Ad aggravare ulteriormente la situazione sta il vero e proprio crollo delle precipitazioni intervenuto dopo il 2003, accompagnato da temperature estive sempre altissime. Impressiona, nella parte destra della fig. 6, la divergenza sempre più marcata fra le curve delle

year on record for the period (510,4 mm).

For the following years, both temperatures and precipitations resume values close to the average. Once more, such average is not enough to maintain glacialism in steady state; glaciers experience pronounced recessions despite the presence of a few favourable years (1927-1936).

From 1942 onward, there is a sudden change: ablation seasons turn out unusually warm while winter snowfalls become scarce. This period sees some of the worst years of the whole XX century for the glaciers (1942, the torrid 1947 and 1949).

In the 1950s the anomalies gradually recede, though not enough to stop the ongoing withdrawal of glaciers. Out of this period, it may be useful to highlight 1951 as a positive year for the glacier but a tragic one for the Alpine population [7].

1960, the second wettest year of our historical sequence, marks the beginning of a new period: two positive accumulation seasons coupled with cool summers: residual snow-fields are somewhat reconstituted during this period, though resulting rather modest until 1972, a positive year for glaciers. 1973 however turns out to be quite negative, removing all the accumulated snow. From 1974 a new positive phase starts, accompanied by decreasing temperatures and more abundant precipitations.

Two exceptional seasons should be mentioned: 1977 (SAI: precipitation +2.5; temperature -1.3) and 1980. The positive 1960-1985 period, when glaciers advanced over the whole Alpine arc, was triggered by a temperature decrease of about 0.3 °C (compared to the previous negative 1921-1959 period) and by an increase of rainfalls (9.2 %). After 1977 summers become gradually warmer until the floods of 1987 which ended this series of positive years for the Lombard glaciers.

The last 30 years show an unprecedented thermal increase. Summer temperatures during the '90s constantly exceed the anomaly point, apart from a small drop in 1996 and 1997. The XXI century seems to introduce another change, thanks to the strong snowfalls of the hydrologic year 2000-2001 (Rainfall anomaly: 4.4 points) [8] partly offset by a warm summer. Unfortunately this remains a single episode, as the temperature continues to increase while the winter precipitation cannot compensate such negative anomaly. The thermal increase peaks with the torrid 2003 season (3 points of positive anomaly) [9].

This situation if further worsened by the unexpected decrease of precipitations experienced after 2003 coupled with exceptionally high summer temperature. Worth mentioning is the ever greater divergence between the 5-year running averages of temperature and precipitation (right side of fig. 6)

After 1987, the positive anomaly is +0,8 °C above

medie mobili sui 5 anni di precipitazioni e temperature. In definitiva, dopo il 1987 l'anomalia positiva è stata di ben +0,8 °C rispetto alla media e di +1,0 °C rispetto al periodo positivo antecedente. Le precipitazioni hanno mostrato segni di cedimento soltanto negli ultimi 4 anni, rimanendo complessivamente nella media ultracentennale.

Variazioni morfologiche dei ghiacciai lombardi

La progressiva riduzione delle masse glaciali lombarde ha modificato l'aspetto della montagna soprattutto alla media quota alpina (1800-3200 m), ambito altimetrico in cui si potevano osservare, ancora negli anni Trenta del XX Secolo, le lingue terminali della PEG. Le colate vallive di molti ghiacciai oggi sono o scomparse del tutto o ridotte a relitti o in fortissimo ritiro (figg. 7 e 8). Alle stesse altitudini si sono dissolti numerosi piccoli apparati. Minori invece le variazioni all'alta quota alpina (oltre i 3200 m), almeno fino alla fine degli anni Novanta, complici anche i due periodi di progresso del XX Secolo. L'odierna fase di rapidissimo decremento (XXI Secolo) ha altresì raggiunto le porzioni sommitali, intaccando anche quelle che erano ritenute zone esclusivamente glaciali, al punto che oggi sono solo due i siti che in tal modo possono essere considerati: il bacino superiore del Ghiacciaio di Fellaria e parte del ramo orientale di quello dei Forni.

Tra gli aspetti morfo-dinamici che caratterizzano questo periodo di deglaciazione in Lombardia, citiamo il distacco di porzioni e l'estinzione delle masse di minori dimensioni. Numerosissimi gli esempi possibili: tra questi, per la vastità delle superfici in gioco (circa 460 ha), merita menzione la progressiva individuazione delle componenti che costituivano il corpo centrale unitario del Ghiacciaio di Fellaria Ovest. Ma anche il gemello Fellaria Est ha lasciato in balia della calura estiva (2005), ormai priva dell'alimentazione da trasfluenza da monte, la propria porzione distale, una lingua valliva di oltre 1 km di lunghezza.

L'esempio più importante di estinzione è quello del Ghiacciaio di Pizzo Varuna (figg. 14 e 15). I suoi residui testimoniano della risalita del limite altimetrico della snow line: la gran parte del rilievo montuoso regionale rimane oggi ben al di sotto di questa soglia e i corpi glaciali che ancora vi albergano sono relitti di precedenti e concluse condizioni climatiche. Notevole rilevanza assume anche la scomparsa dei tanti glacionevati frutto della fase di riglaciazione degli anni '70-'80, mentre una sessantina sono le estinzioni recenti dei ghiacciai storici, quelli di cui erano note bibliografia e iconografia. Curiosi i fenomeni epiglaciali sulle colate ancora attive in regresso. L'aspetto più rappresentato è però il progressivo ricoprimento morenico, di origine sia extraglaciale (crolli rocciosi) sia endoglaciale, con affioramento di *till* interno: di fatto l'estremo tentativo della massa del "living ice" di pro-

the overall average and +1,0 °C above the previous positive period. Rainfalls are showing a decreasing trend only for the last 4 years, while still remaining within the average for the whole series.

Morphological variations of Lombard glaciers

The overall sight of Lombard Mountains has been changed by the progressive reduction of ice masses, especially at mid-altitude (1,800-3,200 m). Until the 1930s, within this zone, it was still possible to observe the tongues of the Little Ice Age glaciers. Valley tongues are almost gone nowadays or, where they have survived, all that remains are relict termini or quickly receding tongues (figg. 7 and 8). In this zone, several small glaciers have become extinct. The high altitude zone (above 3,200 m) has witnessed less severe changes, at least until the end of 1990s, due to the two positive phases of the XX century.

The present trend of increasing deglaciation (XXI century) is eating into the highest reaches of our mountains, into sites that were considered as accumulation areas only. At this moment, only two sites in Lombardy can be classified as "glacial areas": the upper basin of Fellaria Glacier and eastern basin of Forni Glacier.

Fragmentations of ice masses and extinction of small glaciers are but two of the most significant morphological features of this on-going deglaciation. Several examples can be quoted: one of the most important, for the large size of the ice mass involved (about 460 ha), is the progressive split from the central ice mass of the ice-flows of the West Fellaria Glacier. Also the nearby East Fellaria Glacier has been segmented into two parts; the valley tongue (length: 1 km) is now detached from the upper body of the glacier and fully exposed to the summer sun.

The most important example of extinction is that of the Pizzo Varuna Glacier (figg. 14 and 15). Its remains testify the current rise of the snow line. Most of the massif is now below the present level of the snow line and the surviving patches of ice are the remainders of past climatic conditions. The disappearance of several glacerets, beefed up during the 1970s and 1980s re-glaciation phase, is worth mentioning, as well as that of approx. 60 historical glaciers, well known through photographs or descriptions. Worth mentioning are also the curious epiglacial processes developing on the retreating togues. The most significant phenomenon is the ever increasing debris cover both by extra-glacial sources (landslides) and endoglacial sources (internal till being exposed); this may be viewed as a "self-defence" process with the purpose of shielding the ice mass under a thick layer of debris.

teggersi dalla fusione.

Di grande impatto sono anche le conseguenze ambientali locali di questa fase di rapida deglaciazione, che interessano gli ambiti proglaciale e periglaciale e il *permafrost*. In particolare, le frane dovute alla fusione del *permafrost di versante*: su tutte l'evento catastrofico che ha interessato nel 2004 la parete orientale della Punta Thurwieser, in Val Zebrù. In ogni modo, i fenomeni sono quasi tutti dovuti al cambiamento di stato e alla conseguente maggior disponibilità di acqua di fusione in origine dalle colate ancora attive: sono oltre 150 i *laghi pro-glaciali* ed *epiglaciali di neoformazione*, mentre è imprecisabile il numero delle *tasche d'acqua endoglaciali* ospitate all'interno delle lingue vallive. Si registra inoltre l'incremento dei *debris* e *mudd flows* di media quota, che si devono alla fusione parziale dei banchi di ghiaccio morto contenuti all'interno delle morene di neoformazione degli anni '70-'80 e delle falde detritiche di testata dei circhi più umbratili. Nel contempo, mostrano i primi affievolimenti di portata le aste torrentizie che nascono dalle decine di apparati ridotti a residui. Fatti salvi alcuni ambiti situati oltre i 3300-3400 m, il panorama delle "terre alte" delle Alpi lombarde è così del tutto mutato.

Il recente ritiro dei ghiacciai lombardi in cifre

Ai fini di quantificare il ritiro secolare dei ghiacciai lombardi è opportuno far riferimento alle opere catastali, le cui date di pubblicazione sono in verità un poco tardive rispetto ad altri ambiti alpini. Tralasciando l'elenco di C. Porro (1925), lavoro di rilievo per l'epoca in cui fu redatto, ma incompleto e quindi poco confrontabile, e il successivo aggiornamento del 1927 [(10)], il primo catasto moderno dei ghiacciai lombardi viene prodotto nel 1961 (Comitato Glaciologico Italiano-Consiglio Nazionale Ricerche). A esso seguono il catasto del World Glacier Inventory (WGI) (1982-1985) e i due redatti dal Servizio Glaciologico Lombardo (SGL): il libro "Ghiacciai in Lombardia" (1992) e l'Atlante cartografico commentato (2002) prodotto per la Regione Lombardia [(11)].

Quattro opere, dunque, che coprono l'ultimo quarantennio e che consentono una analisi significativa degli eventi recenti del glacialismo lombardo, soprattutto tenendo conto del fatto che comprendono anche la fase di avanzata degli anni Settanta e Ottanta del XX Secolo. A questi si aggiunge l'ultimo elenco tipologico redatto dal SGL nel 2006, in fase di approfondimento mediante la redazione di una cartografia aggiornata. La comparazione tra detti catasti non è operazione agevole; a ridurne la significatività sono sia i diversi criteri classificativi applicati sia gli intervalli di tempo utilizzati per la raccolta dei dati: soprattutto ardua è l'interpretazione del catasto del 1961, i cui rilievi coprono un trentennio (1927-32/1957) e che contiene inoltre alcuni errori di grande rilevanza [(12)].

Very visible are also the consequences of such a rapid deglaciation phase over the environment, involving periglacial and proglacial areas and the permafrost strata. Among the landslides caused by the melt-out of the permafrost, the most significant one is the 2004 dramatic event that caused the detachment of a large portion of the East wall of Punta Thurwieser in the Zebrù Valley. These events are driven by temperature changes, turning ice into water and increasing melt water from the existing ice bodies: today there are more than 150 pro-glacial and epi-glacial lakes of recent development, while the number of water pockets stored within the glaciers cannot be assessed. Increasing debris and mud flows at mid-altitude are reputed to be a consequence of the partial melting of the ice trapped within the moraines of the 1970s and 1980s and in the talus of the upper cirques. At the same time, many streams originating from the now reduced glacial areas are beginning to show lesser flows. Thus, save the few sites located above 3,300-3,400 m a.s.l., the landscape of the Lombard Alps is now showing a very different look.

The recent recession of the Lombard glaciers

In order to quantify the withdrawal of Lombard glaciers over the past decades, we have to refer to the various cadastres, whose publication followed by many years similar works covering other sectors of the Alps. Leaving aside the important but incomplete list by C. Porro (1925) and its 1927 revision [(10)], the first modern cadastre of the Lombard glaciers was published in 1961 (CGI-CNR, Comitato Glaciologico Italiano - Consiglio Nazionale delle Ricerche), followed by the World Glacier Inventory (W.G.I. 1982-1985) and two works by the Servizio Glaciologico Lombardo (SGL): the book *Ghiacciai in Lombardi*a (1992) and the 2002 cartographic atlas produced for the Lombard Region [(11)].

Four different cadastres thus cover the last 40 years and allow a detailed analysis of the recent events of glacialism in Lombardy, including the 1970s-1980s advance. In addition to such data, in 2006 SGL produced a futher update, which is still under improvement in its cartographic attachments. A direct comparison between the various cadastres is not easy; different classifications and different time intervals used to assemble the data make the work quite complex. The most difficult task is the interpretation of the 1961 inventory, as the surveys cover a 30-year time span (1927-32/1957) besides showing a few, very important errors [(12)].

Figure 7, 8, 9 - Evoluzione recente del Ghiacciaio del Disgrazia, esempio della fase di deglaciazione degli Anni Quaranta e Sessanta del XX secolo. Nel 1940 (Fanoni) la lingua valliva raggiunge ancora il fondo della Val Sissone. Nel 1960 (autore ignoto) il ghiacciaio si presenta assai ridotto in superficie e spessore. Nel 1981 (G. Catasta) la fronte si produce in una poderosa colata in avanzata.

Figures 7, 8, 9 - Recent evolution of the Disgrazia Glacier, showing the effect of the 1940s-1960s deglaciation phase. 1940 (Fanoni): the tongue was still reaching into the Sissone Valley; 1960 (author unknown): the glacier has reduced both its thickness and size; 1991 (G. Catasta): a very powerful tongue is once again into the Sissone Valley.

Tabella 2 - Le variazioni della superficie glaciale della Lombardia nei 5 catasti disponibili.

Table 2 - Fluctuations of the Lombard glacial areas, from the 5 cadastres available.

catasto / cadastre	**1961** (DATI 1930-57)	**1985** (DATI 1981-82)	**1992** (DATI 1988-91)	**2002** (DATI 1998-01)	**2006** (DATI 2006)
superficie glacializzata lombarda (ha) / glacial area in Lombardy (hectares)	**11.679,5**	**11.300,0**	**11.941,6**	**11.005,7**	in fase di calcolo / still being assessed

Per questi motivi il confronto tra le aree complessive della copertura glaciale alle diverse date non è esauriente. Non di meno, si può evidenziare una ripresa del glacialismo alla data del WGI (ulteriore decremento fino agli anni Settanta e successiva ripresa, con valori 1961 e 1985 poco dissimili), un apparente incremento sino ai primi anni Novanta (dovuto alla maggior precisione nella ricerca delle masse nivo-glaciali, in particolare dei *ghiacciai neri*) e la forte perdita di massa successiva.

For such reasons, the direct comparison between the areas covered by ice is not always meaningful. Nevertheless, it is possible to outline: a positive period for glacialism from the WGI data (further reduction until the 1970s followed by a new advance, with 1985 numbers rather similar to the 1961 ones); a further recovery until the early 1990s (the result of a more detailed and accurate field work, especially for the debris-covered glaciers); the considerable loss of mass of the last years of the XX century.

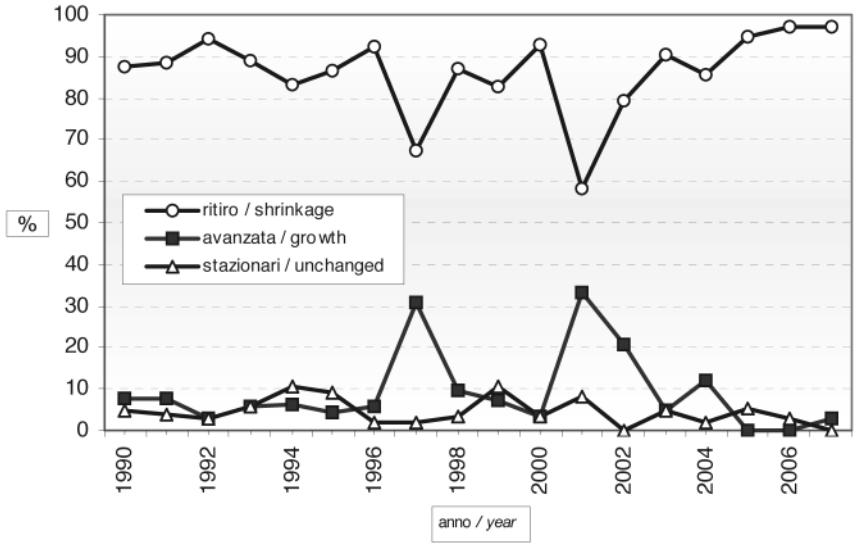


Figura 10 - Riepilogo delle variazioni lineari delle fronti dei ghiacciai lombardi a partire dal 1990 (campione: 50-80 unità/anno). Si rammenta che il metodo delle misure frontali, a causa del tempo di risposta delle colate, è assai meno efficace rispetto agli studi morfo-dinamici nel definire l'andamento annuale del glacialismo. L'evidente rallentamento del regresso nelle estati del 1997 e 2001 si deve soprattutto alle pulsazioni degli apparati di piccole dimensioni, assai sensibili alle condizioni locali di innevamento, ottimo in questi due casi (Terra glaciālis, 10, 2006).

Figure 10 - Summary of the terminus fluctuations of Lombard glaciers from 1990. (Sample: 50-80 glaciers/year). The measurements of frontal variations, influenced by the response time of the glaciers, is far less efficient, when compared against morpho-dynamic analyses, in outlining the annual glacial trend. The marked slow-down of the negative trend in 1997 and 2001 is due to the faster reaction of the small glaciers to the improved accumulation conditions of those years. (Terra glaciālis, 10, 2006).

Un aspetto curioso è quello del numero dei ghiacciai accatastati (tab. 3), la cui crescita fino alla fine del XX secolo si spiega con la maggior accuratezza delle ricerche moderne e con l'avvenuta frammentazione di un gran numero di apparati. Negli ultimi anni si conta un rilevante numero di estinzioni.

A curious aspect is pointed out in table 3; the increasing number of reported glaciers (until 2002) can be explained with more accurate investigations and with the fragmentation of formerly single glaciers. The number drops dramatically in 2006, accounting for the many extinctions.

Tabella 3 - Il numero degli individui glaciali lombardi negli elenchi redatti negli ultimi 45 anni.

Table 3 - The number of Lombard glaciers reported in the various cadastres.

Catasto/cadastre	**1961**	**1985**	**1992**	**2002**	**2006**
Numero delle unità glaciali/ Nr. of glacial units	266	305	335	396	276

Limitatamente all'area glaciale lombarda del Parco Nazionale dello Stelvio, sono disponibili anche i dati di volume calcolati mediante la "Formula di Somigliana" [13] (tab. 4): se ne deduce una riduzione di superficie dell'8 % tra il 1961 e il 2001 e una di volume dell'11 %. In questo periodo è però compresa la fase di riglaciazione degli Anni Settanta e Ottanta: all'apice di tale fase si pone il catasto del WGI (dati 1981-82). Ecco che la riduzione percentuale del glacialismo negli ultimi 25 anni assurge così al 14 % per la superficie e al 17 % il per volume. L'esempio costituisce un buon banco di prova per un calcolo/stima reale delle recenti fluttuazioni glaciali in Lombardia.

Volumetric data for the glacial areas of the Lombard portion of the Stelvio National Park were calculated by using the *Somigliana Formula* [13] (tab. 4); between 1961 and 2001, an 8 % surface reduction was accompanied by an 11 % volume reduction. This period include the re-glaciation phase of the 1970s and 1980s documented by the WGI inventory (1981-1982). Over the last 25 years the reduction should read: 14 % for the surface and 17 % for the volume. This example is a good test for the overall estimation of the recent glacial fluctuations in Lombardy.

Tabella 4 - I ghiacciai lombardi del Parco Nazionale dello Stelvio: variazioni d'area e volume nel periodo 1961-2001. (da: L. Bonardi e A. Galluccio, 2003).

Table 4 - Stelvio National Park's glaciers: area and volume variations between 1961 and 2001. (L. Bonardi, A. Galluccio, 2003).

Periodo /period	**N. unità catastate /nr. of units reported**	**AREA ha**	**VOLUME TOT. /total volume m³**
1961	54	3.880	1.551.116.341
1981	55	4.175	1.653.211.530
1991	65	3.882	1.509.600.345
2001	78	3.600	1.383.391.707

Dall'analisi delle poche serie storiche secolari di misurazioni frontali disponibili, di cui qui ripresentiamo le sei più celebri (fig. 11), si può osservare che i ghiacciai di dimensioni ragguardevoli: a) a volte non esprimono alla fronte le variazioni climatiche in atto di breve/medio periodo, in quanto le variazioni di fase nel bacino di accumulo possono non fare in tempo a raggiungere la fronte prima che ivi si sia espresso un nuovo e magari opposto scenario meteorologico [(14)]; b) mostrano una vistosa inversione di tendenza negli anni Settanta; c) subiscono notevolmente la recente, forte fase di dimagrimento.

Dato che l'avanzata degli anni Venti con tutta probabilità si deve a un incremento delle precipitazioni nevose negli anni Dieci (segnatamente nell'anno idrologico 1916-17) e si è verificata quando il periodo climatico non era più favorevole allo sviluppo glaciale, mentre quella degli anni Settanta e Ottanta è stata innescata molto più dall'avvento di una serie di estati fresche quando non fredde che non da un incremento su vasta scala delle precipitazioni solide (davvero importante solo nel biennio 1977-1978), pare di poter arguire che le fluttuazioni glaciali degli apparati più estesi risentano maggiormente delle temperature estive piuttosto che delle nevicate nella stagione di accumulo. Probabilmente assai diverso il discorso per i ghiacciai di piccole dimensioni e per i glacionevati.

Infine, è possibile che sia stata sottostimata (anche da chi scrive) l'entità dell'incremento glaciale negli anni Settanta, che non ha forse potuto esprimersi appieno, mediante incrementi lineari più significativi, solo per il riproporsi alle fronti di condizioni meteorologiche nuovamente penalizzanti. Ciò può essere dedotto, per esempio, dal progresso della fronte del Ghiacciaio dei Forni (dal 1976-1977), che si è avuto con una latenza di soli 5-7 anni rispetto all'incremento di volume nei bacini di accumulo, assai più rapidamente di quanto era dato prevedere dal presumibile tempo di risposta (almeno 10-15 anni).

From the analysis of the few historical series of frontal measurements (the 6 most important ones are shown in fig 11) it is possible to conclude that large glaciers: a) sometimes do not respond to short-medium term climatic variations with corresponding fluctuations of their front because phase variations in the accumulation basin may not reach the terminus before new or opposite meteorological conditions set in [(14)]; b) show an important phase variation in the 1970s: c) exibit strong losses in the recent period.

The forward push of the 1920s can be linked most probably to the increase in snowfall during the 1910s (especially in the hydrological year 1916-17) though it happened in a climatic phase potentially unsuitable for a glacial expansion; the advance of the 1970s and 1980s was caused by a series of cold summers rather than by an increase of snowfall (precipitations were significant only in 1977 and 1978). It is therefore likely that the fluctuations of large glaciers are more influenced by the summer temperature than by the snowfall stored during the accumulation period. Such considerations probably do not apply to small glaciers and glacerets.

Finally, it is possible that the glaciers' advance of the 1970s was underestimated. This advance is not fully reflected by more positive frontal variations due to a period of renewed, adverse meteorological conditions. This can be inferred from the advance of the Forni Glacier (1976-1977) only 5-7 years after the volume increase in the accumulation basins, much faster than any prediction based upon the assumed *response time* of the glacier (estimated to be 10-15 years at least)

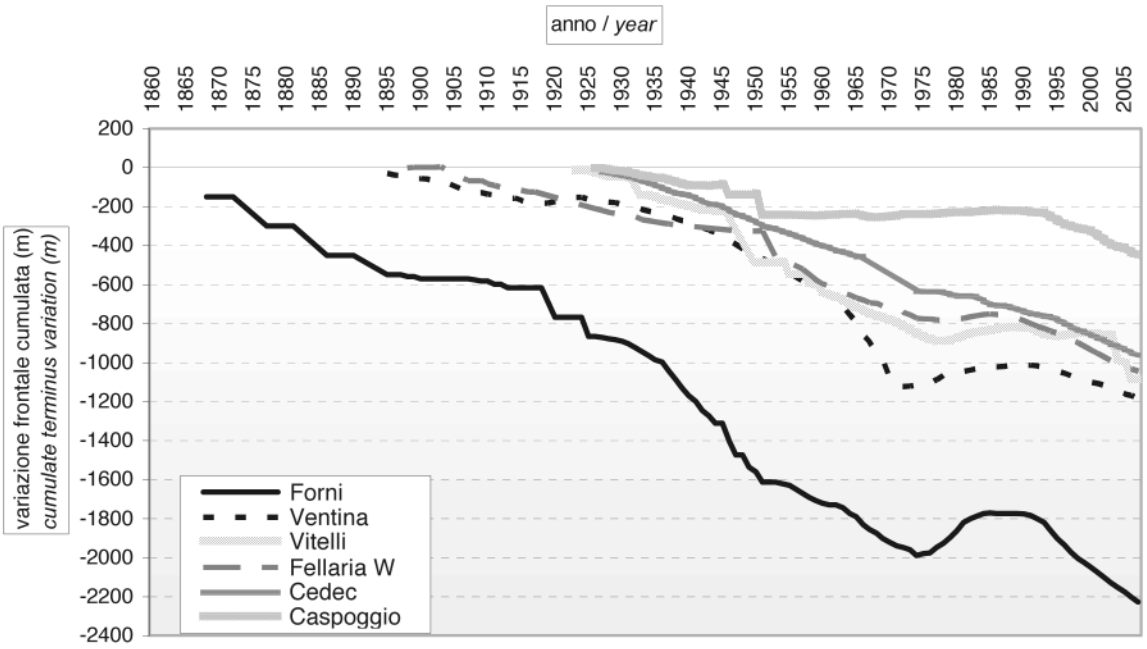


Figura 11 - Variazioni lineari cumulate delle fronti di sei ghiacciai lombardi a partire dalla fine della PEG. La curva si riferisce alle medie mobili di ordine 5.

Figure 11 - Cumulative frontal variations of six Lombard glaciers from the end of the LIA. Lines reflect the 5-year running average.

Figure 12, 13 - Il Ghiacciaio di Pizzo Ferrè (Settore Spluga) mostra tutti i segni della forte deglaciazione in atto. La sua lingua valliva, ancora ben visibile nel 1991 (a sinistra, 1 settembre), è oggi scomparsa (27 agosto 2006, a destra). (E. Congiu).

Figures 12, 13 - Pizzo Ferrè Glacier (Spluga Sector) is an example of the present phase of strong deglaciation. Its valley tongue, (left, 1 September 1991) has now disappeared (27 August 2006, right). (E.Congiu)

Le cause della deglaciazione, ciò che rimane, le prospettive

L'incremento termico successivo al termine della PEG è senza dubbio la causa principale della deglaciazione delle Alpi e delle principali catene montuose terrestri extrapolari. Il vero effetto del "global warming", l'elemento-cardine, pare essere la temperatura estiva (media e degli episodi di caldo "africano"): dopo il 2002, anche se forse era già accaduto negli anni Venti, Trenta e Cinquanta, i parossismi termici estivi sono

The causes of the deglaciation; what is left; future perspectives.

The increasingly warmer temperature since the end of the LIA is the main cause of deglaciation in the Alps and in the world's mountains chains outside the polar areas. To this effect, the key factor seems to be the summer temperature (both the mean summer temperature and the "African" climatic episodes); after 2002, though this may have happened in the 1920s, 1930s and 1950s already, the climate warming seems to

stati in grado di eccedere il livello di sopportazione del sistema-ghiacciaio, sfaldandolo in modo quasi indipendente dall'entità degli accumuli.

In Lombardia, una sicura concausa del fortissimo ritiro degli ultimi anni è da ascriversi alla relativa modestia altimetrica dei rilievi montuosi, che solo con la spalla meridionale del Piz Bernina tocca i 4000 m, mentre nelle Alpi Occidentali italiane sono alcune decine le vette di quota simile o superiore.

exceed the toleration level of the glaciers in a way almost independent by the amount of winter accumulations.

As far as Lombard glaciers are concerned, one additional, important cause of the strong and quick retreat of the last years is certainly the modest altitude of the mountains, which tops 4000 m a.s.l. only with the southern shoulder of Piz Bernina, while the Western Italian Alps hold many peaks that reach or exceed this altitude.

Figure 14, 15 - Il Ghiacciaio di Pizzo Varuna (Bernina) ripreso in una rara immagine degli anni Dieci del Novecento (a sinistra, indicato dalla freccia, autore ignoto). Fino al 1928 confluiva nel Ghiacciaio di Fellaria Est (in primo piano). La sua superficie era ragguardevole (130 ha). A destra lo stesso apparato il 31 luglio 2004 (R. Scotti), ormai ridotto a residui. Si tratta del più importante esempio di estinzione glaciale in Lombardia dalla fine della PEG.

Figures 14, 15 – The Pizzo Varuna Glacier (Bernina Massif) viewed in the 1910s (left, shown by the arrow; author unknown) until 1928 was flowing into the East Fellaria Glacier (foreground). Its surface was significant (130 ha). The same glacier on 31 July 2004 (right; R. Scotti) was reduced to scraps. This is the most important extinction of a Lombard glacier since the end of the LIA.

L'attualità vede in Lombardia 276 apparati glaciali (ghiacciai e glacionevati), cui possono aggiungersi 135 "forme glaciali minori" (o "siti glaciogeni", che comprendono le masse di dimensioni minime o imprecisabili e i ghiacciai estinti). A una valutazione morfo-dinamica complessiva (che comprende lo studio qualitativo del bilancio di massa annuale mediante l'osservazione del ghiacciaio in toto), il 100 % dei ghiacciai lombardi è oggi in fase di decremento moderato/forte: ciò che più conta è che il fenomeno si è verificato per due anni consecutivi (2005 e 2006), cosa mai accaduta da quando sono disponibili dati di variazione (1895). L'evento, una volta tanto, è confermato anche dalle variazioni lineari (figg. 10 e 11).

Un'ottimistica previsione suggerisce un dimezzamento del numero degli apparati glaciali lombardi nei prossimi 5-10 anni, a seconda dell'esprimersi futuro dell'andamento climatico sfavorevole, soprattutto a causa della scomparsa assai prossima di molte unità di media quota e/o di piccole dimensioni. La situazione è così grave che, in molti casi, sarà possibile stabilire l'anno, o il breve periodo pluriennale, nel quale l'evento si produrrà.

Conclusioni

Il regresso dei ghiacciai alpini e lombardi successivo al termine della PEG si è prodotto per 160 anni in modo continuativo, anche se si annotano 40-60 anni di stasi e di progressi, suddivisibili in episodi locali, anche rilevanti, nel XIX secolo e in due maggiori generali nel XX secolo. Dei primi valgono alcune informazioni deducibili dalla iconografia e dalla letteratura e il tentativo di ricostruzione dell'andamento meteo-climatico presso le rare stazioni dotate di serie secolari di dati, mentre per i secondi si è in possesso di un'ottima documentazione scientifica. I periodi di maggior contrazione possono essere identificati negli anni Sessanta e Settanta del XIX Secolo e negli anni Trenta, Cinquanta e primi Sessanta del XX. Dopo il 1997 la deglaciazione ha mostrato una fortissima accelerazione, probabilmente incomparabile con il passato. Questa ricostruzione è in buon accordo con i dati meteorologici, ma solo di medio periodo.

At the moment, 276 glaciers (glaciers+glacerets) exist in Lombardy; to this number one should add 135 minor glacial formations (or glacial sites, including undefined sites, small ice masses and extinct glaciers). Morpho-dynamic evaluations (including a qualitative assessment of the yearly mass balance through a complete analysis of the glaciers) suggest that 100% of the Lombard glaciers are presently in a moderate/strong recession: the process has been ongoing for two consecutive years (2005 and 2006) and this is an event never recorded before (variation data became available in 1895). The event is confirmed also by the linear variations (figg. 10 and 11).

Optimistic forecasts suggest a halving of the number of Lombard glaciers in the next 5-10 years (depending on the rate of future climate changes) especially to the detriment of small and/or mid-altitude glaciers. The situation so severe that the disappearance of several glaciers can be predicted to the year or to a short span of time.

Conclusions

Lombard glaciers, on the whole, have been retreating for the 160 years following the end of the LIA though it is possible to identify 40-60 years of steady state and/or positive variations. Such periods can be classified as local (but important) events in the XIX century and as two major phases in XX century. For the first group, the information was derived from iconographic and literature sources plus a tentative reconstruction of the meteo-climatic trend based on the long series of climatic data recorded by a handful of weather stations, while the two XX century phases are supported by strong scientific evidences. Sustained withdrawals are observed in the 1860s, 1870s, 1930s, 1950s and early 1960s. After 1997 the deglaciation has strongly accelerated, probably at a rate never before experienced. This reconstruction is in agreement with meteorological data, but only for the medium-term.

Note

(1) è il *tempo di risposta dei ghiacciai*, parametro assai variabile tra ghiacciaio e ghiacciaio e diverso, per lo stesso apparato, a seconda del momento storico.

(2) i primi rilievi tecnici sui ghiacciai lombardi iniziano solo nel 1886, mentre alcune descrizioni sono rinvenibili in letteratura a partire dal 1865 (J. Payer).

(3) l'ultima pulsazione positiva del Ghiacciaio dei Forni (Ortles-Cevedale) si verifica proprio nel 1990.

(4) sino all'evento citato, esordito nella prima decade di settembre e protrattosi alla seconda di ottobre, l'anno idrolo-

Notes

(1) we refer to the response time of the glaciers, which varies widely among the various glaciers and, within the same glacier, varies from period to period.

(2) the first surveys of Lombard glaciers started only in 1886, while some descriptions can be traced in literature beginning with 1865 (J. Payer).

(3) the last positive pulsation of the Forni Glacier (Ortles-Cevedale) occurred exactly in 1990.

(4) until the mentioned event, from the first decade of September until mid-October, the hydrological year 1996-1997

gico 1996-1997 si era presentato come il più favorevole alla conservazione glaciale dopo il 1982.

(5) in questo periodo i ghiacciai alpini meridionali conobbero una fase di repentina avanzata. L'iconografia relativa al biennio 1921-22 mostra però il contrastante riscontro di lingue glaciali rigonfie e di bacini di accumulo privi di neve vecchia.

(6) *SAI (standardized anomaly index)* = $\boxed{(Xa - Xm)/ Dev. St.}$, dove Xa è il valore medio o totale del parametro considerato, Xm e Dev. St sono rispettivamente la media e la deviazione standard del campione di dati nel periodo di riferimento.

(7) un inverno caratterizzato da numerose tempeste atlantiche provoca una serie impressionante di valanghe che mette a dura prova le comunità alpine. In Austria si contano 135 vittime (AA.VV., 1966), in Svizzera 99 e in Italia 46 (A. Roch, 1980).

(8) l'anomalia in assoluto più marcata oltre che la stagione di accumulo più abbondante dell'intera serie ribattezzata *l'anno della grande neve*.

(9) l'anomalia è notevolmente più marcata (SAI a + 4,8) considerando esclusivamente il trimestre estivo, di gran lunga il più caldo dell'intera serie.

(10) C. Porro, P. Labus, *Atlante dei Ghiacciai Italiani*.

(11) *Masse glaciali e nivo-glaciali lombarde: situazione 1988-2001* (a cura di A. Galluccio, 2002, non pubblicato).

(12) il catasto del C.G.I.-C.N.R. evidenzia forti lacune descrittive, non identificando all'incirca una quarantina di apparati e considerando estinti numerosi corpi glaciali invece ben presenti all'atto della compilazione. La sovrastima della superficie del Ghiacciaio dei Forni (2000 ha, contro una evidenza di terreno che pone i massimi delle PEG a 1770 e un valore agli Anni Sessanta di circa 1400) e la suddivisione del Ghiacciaio dell'Adamello in colate distinte, staccate dal proprio bacino di accumulo comune (viene tralasciata del tutto l'Effluenza Mandrone, di circa 1000 ha) sono le due manchevolezze più rilevanti.

(13) rivista da Häberli e coll. (1994) e da A. Galluccio e L. Bonardi (2003).

(14) è il caso dell'avanzata degli Anni Venti: i ghiacciai dei Forni e di Fellaria (ai tempi unitario) non mostrano alcun progresso frontale evidente. Negli stessi anni, il Ghiacciaio della Ventina, più piccolo e reattivo, avanza.

was apparently the most favourable one for the glaciers' conservation since 1982.

(5) in that period, Southern Alpine glaciers quickly advanced. However, 1921-1922 pictures show the contrast between extended glacial tongues and accumulation basins lacking old snow.

(6) *SAI (standardized anomaly index)* = $\boxed{(Xa - Xm)/ Std Dev.}$ where Xa is the mean or total value of the considerated parameter. Xm and Std Dev. represent the mean and the standard deviation for the reference period.

(7) a winter with several Atlantic storms is causing an impressive series of avalanches which brought the Alpine populations to their knees. 135 deaths in Austria (AA.VV., 1966); 99 in Switzerland and 46 in Italy (A.Roch, 1980)).

(8) besides being the most remarkable anomaly and the most positive accumulation season of the entire sequence, this winter was also called *the year of the big snowfall*.

(9) considering the three summer months, the anomaly is quite significant (SAI +4,8): the warmest year of the whole series.

(10) C. Porro, P. Labus, *Atlante dei Ghiacciai Italiani*.

(11) *Masse glaciali e nivo-glaciali lombarde: situazione 1988-2001* (by A. Galluccio, 2002, unpublished).

(12) the C.G.I.-C.N.R. cadastre has many mistakes: approx. 40 glaciers were not identified and several glaciers were considered as extinct while still present.
The worst errors were:

a) the surface of the Forni Glacier was overestimated (2000 ha against a LIA maximum of 1770 ha and a 1960s value of 1400 ha);
b) the Adamello Glacier is split into several flows separated from the common accumulation basins (the Mandrone Glacier, 1000 ha, was completely forgotten)

(13) reviewed by Häberli et al. (1994) and by Galluccio and Bonardi (2003).

(14) such is the case of the advance of the 1920s: the Forni and Fellaria (at that time still united) Glaciers do not show any frontal progress while the Ventina Glacier, smaller and more reactive, has moved forward.

English translation by Alessio Gusmeroli, Flavio Cambieri, Nicoletta Brazzelli

Corresponding author address:
Antonio Galluccio, Servizio Glaciologico Lombardo, Via Giambellino, 102, 20147 Milano (Italia)
E.mail: antonio.galluccio@fastwebnet.it

Bibliografia / References

AA.VV. (1966) - *Lavinenhandbuch*. Tyrolia-Vertag, p. 12.

Ajassa R., Biancotti A., Biasini A., Brancucci G., Carton A., Salvatore M.C. (1997) - *Changes in the number and area of italian alpine glaciers between 1958 and 1989*. GFDQ, 20, pp. 293-297.

Belloni S. (1992) - *Oscillazione dei ghiacciai italiani e clima: un sessantennio di ricerche*. GFDQ, 15, pp. 43-57.

Begert M., Schlegel T., Kirchhofer W. (2005) - *Homogeneus Temperature and Precipitation Series of Switzerland from 1864 to 2000*. International Journal of Climatology, 25, pp. 65-80.

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. Conseguenze e prospettive ambientali ed economiche*. Agenda 21 del Parco Nazionale dello Stelvio, *Capitolo 7*, Milano, Luglio 2003.

CAI, Sez. Valtellinese, Credito Valtellinese (2002) - *Una montagna di fotografie - Archivio Alfredo Corti (1902-1947)*. a cura di Antonio Boscacci.

Casartelli G., Pelfini M., Smiraglia C. (1995) - *L'utilizzo dell'iconografia storica come contributo all'indagine glaciologica in Lombardia*. GFDQ, 18, pp. 239-244.

Maisch M. (2000) - *The long term signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of LIA and future ice decay scenarios*. GFDQ, 23, pp. 139-151.

Mercalli L., Cat Berro L. (2005) - *Climi, Acque e Ghiacciai tra Gran Paradiso e Canavese*. SMS, p. 152.

Monterin U. (1932) - *Le variazioni secolari del Clima del Gran S. Bernardo: 1818-1931 e le oscillazioni del Ghiacciaio del Lys al Monte Rosa: 1789-1931*. Boll. Comitato Glaciologico It., ser. 1, 12, pp. 59-188.

Orombelli G., Pelfini M. (1985) - *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene Superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali*. Riv. Soc. Geol. It., 8, pp. 17-20.

Pelfini M. (1994) - *Equilibrium Line Altitude (ELA variations recorded by Ortles-Cevedale glaciers (Lombardy, Italy) from Little Ice Age to present*. GFDQ, 17, pp. 197-206.

Roch A. (1980) - *Neve e Valanghe*, CAI.

Santilli M., Orombelli G., Pelfini M. (2002) - *Variations of italian glaciers between 1980 and 1999 inferred by the data supplied by the Italian Glaciological Committee*. GFDQ, 25, pp. 61-76.

Servizio Glaciologico Lombardo, a cura di A. Galluccio e G. Catasta (1992) - *Ghiacciai in Lombardia* (nuovo catasto dei ghiacciai lombardi). Bolis Ed., Bergamo.

Smiraglia C. (1986) - *Il Ghiacciaio della Ventina: un contributo alla conoscenza del "tempo di risposta"*. GFDQ, 9, pp. 49-55.

Vanuzzo C. (2001) - *The glacier retreat in Valle d'Aosta (western italian Alps) from Little Ice Age to second half of 20th century: linear, areal, volumetric and Equilibrium Line Altitude changes*. GFDQ, 24, pp. 93-113.

Pierre RENÉ (*)

I ghiacciai dei Pirenei Francesi: descrizione e variazioni recenti

Glaciers of the French Pyrenees: description and recent variations

Riassunto

I Pirenei francesi ospitano 18 ghiacciai che nel complesso coprono una superficie di 160 ettari. Dopo il 1850, nove ghiacciai oggetto di studio hanno perduto più della metà della loro superficie. Una valutazione più complessiva, che considera anche i ghiacciai oggi estinti, restituisce una perdita areale di circa il 90 % in 150 anni. Considerando la latitudine, l'altitudine massima ed il clima regionale, le condizioni sono attualmente al limite per la conservazione del glacialismo pirenaico. I ghiacciai presenti sono di limitate dimensioni e diversi sono quelli già scomparsi (Massiccio del Néouvielle e del Pic Long). Un importante geotopo è minacciato di estinzione.

Abstract

The French Pyrenees host 18 ice bodies, covering a total surface of 160 hectares. After 1850, nine glaciers under study have lost more than half of their previous extension. Considering the present glaciers and some other extinct by now, the surface have reached nearly 90 % in 150 years. Taking into account the latitude, the maximum altitude and the regional climate, the present conditions are critical for the survival of local glaciers. The remaining ice bodies are rather small and many have disappeared already (Néouvielle and Pic Long Massifs). An important geotope threatening to go extinct.

Introduzione

Il ghiacciaio è il simbolo più rappresentativo della montagna e la catena pirenaica può vantare di possederne ancora alcuni esemplari. Ma, tenendo conto della tendenza climatica degli ultimi vent'anni, per quanto tempo ancora? In effetti, considerando latitudine, altitudine massima e clima regionale, le condizioni sono attualmente al limite per la conservazione del glacialismo pirenaico. I ghiacciai presenti sono di limitate dimensioni e diversi sono quelli già scomparsi (Massiccio del Néouvielle e del Pic Long). Stiamo quindi parlando di un importante geotopo minacciato di estinzione.

La definizione scientifica ci dice che un ghiacciaio (o "neve eterna") è una riserva di acqua allo stato solido permanente alla scala umana. Ciò significa che esso persiste, estate e inverno, per almeno un secolo. Un ghiacciaio si rigenera attraverso un'alternanza ciclica di inverni nevosi ed estati ablative. Un ciclo glaciale inizia convenzionalmente il 1 ottobre e termina il 30 settembre dell'anno seguente.

Introduction

Glaciers are the most impressive feature of any mountain and the Pyrenees can still boast a few of them. However, considering the feral climatic trend of the last two decades, the question is: how long will they last? In fact, should the present situation continue, the latitude, the maximum altitude and the regional climate all represent critical conditions for the survival of local glaciers. The remaining ice bodies are rather small and many have disappeared already (Néouvielle and Pic Long Massifs). We are therefore dealing with an important geotope threatening to go extinct.

The scientific definition of glacier, or "eternal snow", is: a mass of permanent solid water at the human scale. This implies that it must have been present year-round since at least one century. Moreover, a glacier is regenerated by cyclical alternations of winter snows and summer ablations. A glacial cycle starts conventionally October 1st and closes September the 30th of the following year.

(*) Association Moraine - Association Pyrénéenne de Glaciologie, France.

Tenendo conto delle masse glaciali di superficie superiore a 2 ettari, i Pirenei francesi ospitano 18 ghiacciai (nell'insieme della catena se ne contano una trentina) che nel complesso coprono una superficie di 160 ettari. Da Ovest a Est, sono suddivisi tra sei settori: Balaïtous (ghiacciaio Las Néous), Vignemale (ghiacciai Oulettes de Gaube, Petit Vignemale e Ossoue), Gavarnie (ghiacciai Gabiétous, Taillon, Casque, Pailla Ouest, Pailla Est e Astazou), Troumouse (ghiacciai Munia e Barroude), Luchonnais (ghiacciai Gourgs Blancs, Seil della Baque Ouest, Seil de la Baque Est, Portillon e Boum) et Mont Valier (ghiacciaio Mont Valier).
Il ghiacciaio più esteso è quello d'Ossoue con una cinquantina di ettari. Solo quattro apparati superano i 10 ha e la superficie media dei 18 ghiacciai è di 9 ha. L'esposizione prevalente è quella settentrionale (70 % dei ghiacciai) mentre il restante 30 % è orientato a Est. Quest'ultima situazione è spiegabile con il fatto che il riscaldamento solare è meno intenso al mattino e che tale esposizione permette accumuli maggiori in virtù dei venti dominanti.

Taking into consideration all glacial masses exceeding 2 hectares, the French Pyrenees host 18 ice bodies (about 30 for the whole chain), covering a total surface of 160 hectares. From West to East, they are subdivided into six sectors: Balaïtous (Las Néous Glacier), Vignemale (Oulettes de Gaube, Petit Vignemale and Ossoue Glaciers), Gavarnie (Gabiétous, Taillon, Casque, Pailla Ouest, Pailla Est and Astazou Glaciers), Troumouse (Munia and Barroude Glaciers), Luchonnais (Gourgs Blancs, Seil della Baque Ouest, Seil de la Baque Est, Portillon and Boum Glaciers) and Mont Valier (Mont Valier Glacier).
The Ossoue Glacier is the largest one, covering some 50 hectares. Only four apparatuses exceed 10 ha and the average size for the 18 glaciers is 9 ha. Obviously, the northward aspect is the prevailing one (70 % of the glaciers), while the remaining 30 % are facing East. This last situation could be explained both by the fact that the solar radiation is less intense in the morning and because such position allows greater snow accumulations, thanks to the prevailing winds.

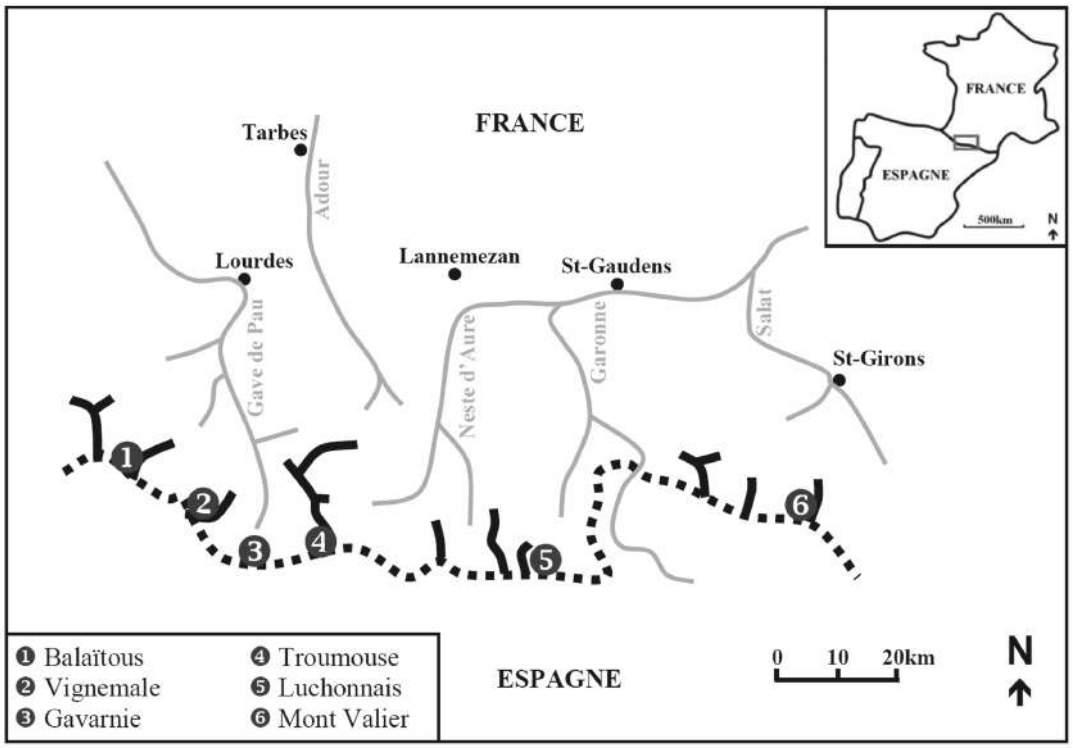


Figura 1 - I settori montuosi glacializzati dei Pirenei francesi.

Figure 1 - Position of the mountain sectors of French Pyrenees covered by ice.

Osservazioni glaciologiche

Contesto e metodi

Le osservazioni dei ghiacciai pirenaici sono cominciate nel corso della seconda metà del XIX secolo. Organizzazioni e metodi di misura diversi si sono succeduti in questa attività, non senza intervalli lacunosi. Più recentemente, nel 2000, è stato intrapreso un inventa-

The survey of the glaciers

Context and methods

Observations of Pyrenean Glaciers started in the second half of the XIX century. Different surveys and measurements procedures were adopted, sometimes to the expense of continuity. More recently, in the 2000, a project aimed at inventorying and updating

rio e l'aggiornamento delle caratteristiche di tutti i ghiacciai dei Pirenei francesi. Un anno dopo, è stata costituita l'*Association Moraine*, con lo scopo di studiare e divulgare le conoscenze sui ghiacciai pirenaici. In questo modo nove ghiacciai, dalla morfologia e dalle caratteristiche significative, sono stati oggetto di regolari misure, ripetute nella stessa stagione e in numero variabile a seconda dei ghiacciai. La quantificazione della variazione volumetrica (bilancio di massa) costituisce la misura più significativa, che però richiede adeguate risorse umane e materiali. Per questa ragione, tale indagine è condotta solo sul Ghiacciaio d'Ossoue. Nel corso dell'estate 2006, su questo ghiacciaio è stata realizzata un'operazione inedita, col supporto tecnico delle Università di Bordeaux 3 e Paris 6 e il sostegno finanziario del *Parc National des Pyrénées*. Il lavoro è consistito nella cartografatura del letto roccioso subglaciale, con misura dello spessore del ghiaccio, utilizzando apparecchiature radar. I dati raccolti sono in corso di elaborazione.

the main features of the French Pyrenean Glaciers was launched. The following year, the *Association Moraine* was founded; among its goals were the study and the popularization of the knowledge accumulated on the Pyrenean Glaciers. Consequently, nine glaciers with significant features and morphologies, were selected; since then, they have been surveyed regularly, with measurements repeated several times each season depending upon glaciers' typology. The quantification of volume variations (mass balance) is the most significant measurement, though it requires adequate human resources and equipment. For such reason, this survey is carried out on the Ossoue Glacier only. During the 2006 summer, a new project started up on this glacier, thanks to the technical support of the Bordeaux 3 and Paris 6 Universities and the financial support of the *Parc National des Pyrénées*. The work resulted in the mapping of the bedrock underlying the glacier, by measuring the ice thickness through radar soundings. The data collected are still being processed.

Figura 2 - Le aree di accumulo e di ablazione del Ghiacciaio Gabiétous (Gavarnie). (J. Navarro, 2000).

Figure 2 - The accumulation and the ablation areas of Gabiétous Glacier (Gavarnie). (J. Navarro, 2000).

Figura 3 - Posizionamento delle paline di ablazione con la sonda a vapore. (P. René, agosto 2005).

Figure 3 - Positioning the ablation rods with a steam drill. (P. René, August 2005).

La variazioni dopo la fine della PEG

Variazioni lineari

Dopo la fine della Piccola Età Glaciale, periodo che va dal 1550 al 1850 e durante il quale il clima è risultato favorevole all'accrescimento dei ghiacciai, la tendenza generale si è orientata verso il decremento. Tuttavia, vi sono state fasi di interruzione del ritiro e di ripresa degli apparati. Queste ultime soprattutto attorno al 1890, 1920, 1945 e negli anni '70. Tali fluttuazioni sono state messe in evidenza dal lavoro di ricostruzione su tre ghiacciai (Oulettes, Ossoue e Taillon). Dal 1850 a oggi, il Ghiacciaio d'Ossoue (Vignemale) ha subito un ritiro totale di 930 m, con una perdita del 38 % della sua lunghezza (quella attuale è di 1520 m). Tuttavia, un importante progresso si è prodotto tra il 1965 ed il 1985, con un'avanzata di 150 m.

Presso il Ghiacciaio Oulettes de Gaube (Vignemale) le diverse pulsazioni sono ben segnalate dalle morene deposte. L'importante morena della Piccola Età Glaciale si trova a 480 m dalla fronte. Nelle vicinanze, le quattro morene post-PEG si succedono con altezze medie di circa un metro (fig. 4). Il ghiacciaio misura attualmente 550 m di lunghezza, corrispondenti a circa la metà della sua estensione nel 1850.

Per quanto riguarda il Ghiacciaio del Taillon (Gavarnie), esso ha oggi una lunghezza di circa 500 m rispetto ai 1200 m del 1850, con una perdita di estensione lineare del 58 %. Si ritrovano anche qui, a valle della fronte, lembi di morene post-PEG che testimoniano periodi di ripresa glaciale.

Variazioni areali

Gli archivi forniscono numerosi dati riguardanti le superfici dei ghiacciai pirenaici. Fra questi, però, alcuni sono errati e la selezione dei valori corretti appare delicata. La figura 5 visualizza le variazioni di superficie di alcuni ghiacciai e l'evoluzione della superficie glaciale complessiva presente nei Pirenei. Dopo il 1850, i nove ghiacciai considerati hanno perduto più della metà della loro superficie. La curva "Totale Pirenei" presenta una forte diminuzione perché essa comprende anche ghiacciai oggi estinti: la perdita della superficie è di circa il 90 % in 150 anni.

The variations after the end of the LIA

Linear variations

After the Little Ice Age, which lasted approx. from 1550 to 1850 and was a very favourable period for glacialism, the general trend turned to a retreating phase. Nevertheless, there have been years when the retreat stopped and glaciers resumed their growth. That happened especially in the years around the 1890's, the 1920's, 1945 and, finally, in the 1970's. Such fluctuations were reconstructed through the studies undertaken on three glaciers, the Oulettes, the Ossoue and the Taillon. Since 1850, the Ossoue Glacier (Vignemale) has witnessed a total withdrawal of 930 m, loosing 38 % of its original length and scaling down to its present length of 1,520 m. This despite an important advance, which took place between 1965 and 1985, with a progress of 150 m.

Around the Oulettes de Gaube Glacier (Vignemale), the numerous advances are well marked by moraine deposits. The impressive moraine of the Little Ice Age is now positioned 480 m ahead of the front. In the vicinities, the four successive moraines deposited after the LIA have an average height of 1 m (fig. 4). At present, the glacier reaches a length of approx. 550 m, which is about half its original 1850 extension.

The Taillon Glacier (Gavarnie), whose 1850 length was 1,200 m, is now reduced to 500 m, having lost 58 % of its linear length. This glacier too has well visible residual moraines deposited after the LIA, standing testimonies of periods of glacial advances.

Surface variations

Archives can provide several data about the glacialized surfaces of the Pyrenees. Among these, nevertheless, some are wrong and the selection of reliable values is a difficult matter. Fig. 5 visualizes both the surface variations of some glaciers and the evolution of the overall ice-covered surface of the Pyrenees. After 1850, the nine glaciers under study have lost more than half their previous extension. The "Total Pyrenees" curve shows a strong decrease because it includes also some glaciers now extinct: the surface loss have reached nearly 90 % in 150 years.

Tabella 1 - Sunto dei rilevamenti svolti sui ghiacciai dei Pirenei francesi.

Table 1 - Scheme of the surveys done on French Pyrenees' Glaciers.

Oggetto / Survey typology	**Metodo / Method**	**Ghiacciai / Glaciers**
Modificazioni morfologiche / Morphological changes	Osservazioni e fotografie / Observations and pictures	Las Néous, Oulettes de Gaube, Petit Vignemale, Ossoue, Gabiétous, Taillon, Seil de la Baque Est, Portillon, Boum
Misure della superficie / Surface measurements	GPS	(vedi sopra) / (see above)
Misura della superficie d'accumulo / Measurements of the accumulation area	GPS	(vedi sopra) / (see above)
Misura della variazione della lunghezza (o variazione alla fronte) / Measurements of frontal variations	Distanza tra punti fissi e fronte / Distance between reference marks and glacier's front	Las Néous, Oulettes de Gaube, Ossoue, Gabiétous, Taillon
Misura della variazione di volume (bilancio di massa) / Measurements of volume variation (mass balance)	Neve accumulata (carotaggi) e neve e ghiaccio fusi (paline infisse nel ghiaccio) / Snow accumulation (snow coring) and snow and ice ablation (rods set into the ice)	Ossoue
Misure della velocità glaciale / Measurements of ice velocity	Posizionamento di paline infisse nel corpo glaciale / Rods set into the ice body	Ossoue

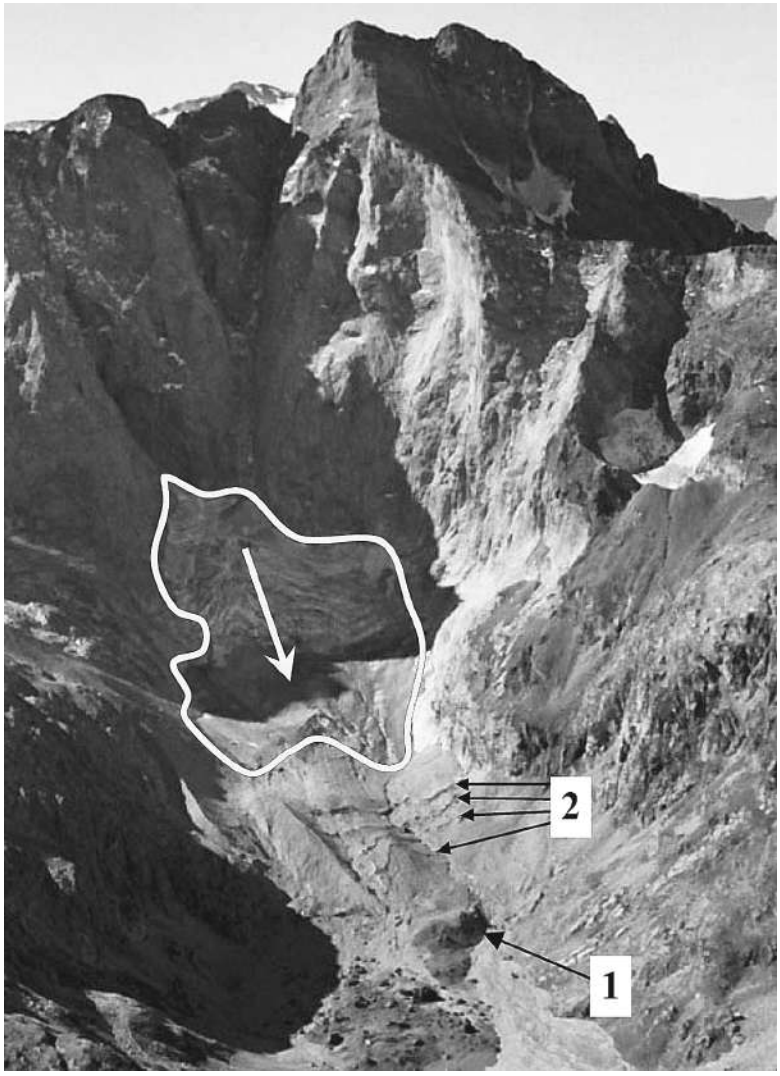


Figura 4 - La morena della PEG (1) e le quattro post-PEG (2) del Ghiacciaio Oulettes de Gaube (Vignemale). (J. Navarro, 2000).

Figure 4 - Oulettes de Gaube Glacier (Vignemale): the LIA moraine (1) and the four after-LIA ones (2). (J. Navarro, 2000).

Tabella 2 - Comparazione delle quote frontali di alcuni ghiacciai dei Pirenei francesi nella PEG e nel 2006.

Table 2 - Elevation front of some french pyrenean glaciers: comparison between LIA and 2006.

Ghiacciai / Glaciers	**Quota della fronte (m) / Elevation front (meters)**	
	1850 (PEG / LIA)	***2006***
Las Néous	2330	2700
Ossoue	2420	2750
Oulettes	2190	2270
Taillon	2250	2545
Pailla Ouest	2300	2350
Barroude	2370	2400
Gourgs Blancs	2690	2850
Seil de la Baque	2550	2810
Boum	2550	2700

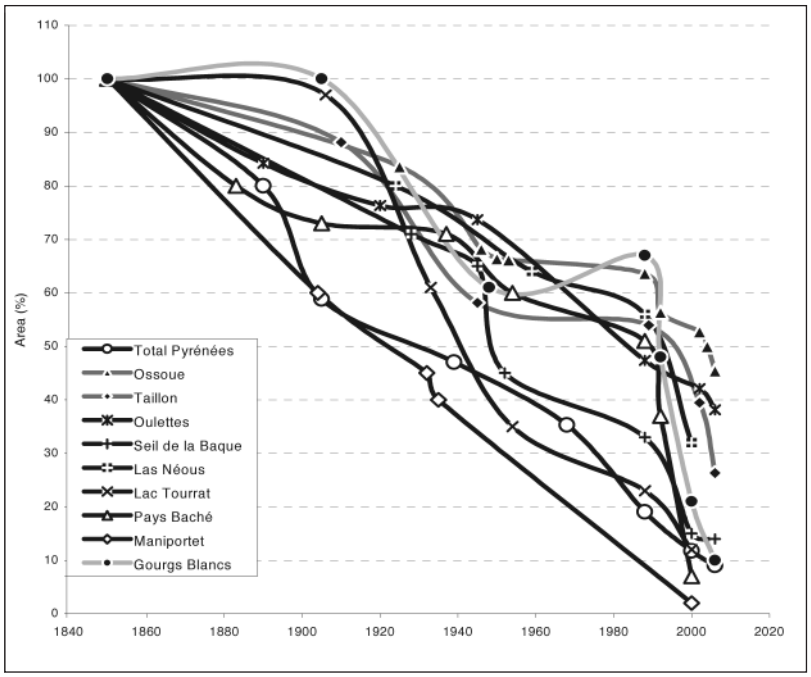


Figura 5 - Evoluzione delle superfici dei ghiacciai pirenaici dopo il 1850.

Figure 5 - Evolution of Pyrenees glaciers' surface after 1850.

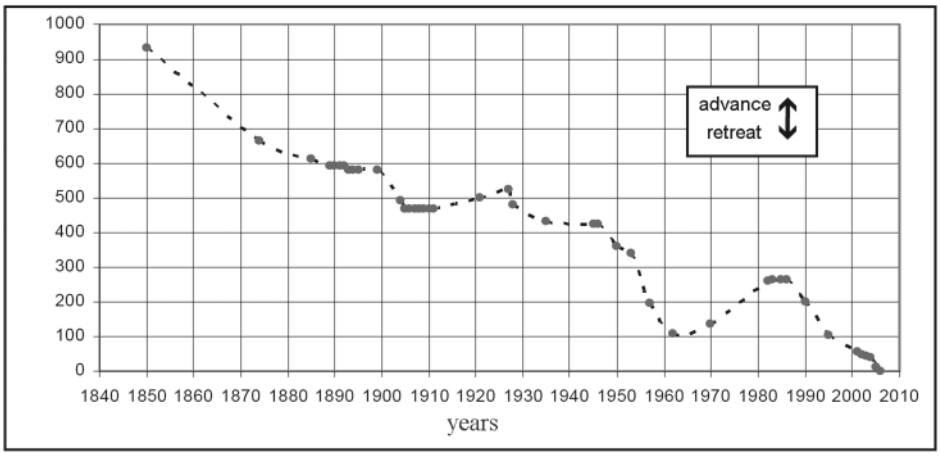


Figura 6 - Variazioni lineari del Ghiacciaio d'Ossoue (Vignemale) dopo il 1850.

Figure 6 - Frontal variation of Ossoue Glacier (Vignemale) after 1850.

Figure 7, 8 - Ghiacciaio Seil de la Baque (Luchonnais) presso il lago del Portillon. Nel 1890 ca. (E. Belloc, sopra) e nel 2006 (P. René, sotto).

Figures 7, 8 - Seil de la Baque Glacier (Luchonnais) by the Portillon Lake. In c.1890 (E. Belloc, above) and in 2006 (P. René, below).

Tabella 3 - Variazione media delle fronti di 5 ghiacciai (Las Néous, Oulettes de Gaube, Ossoue, Gabiétous, Taillon).

Table 3 - Mean variation of the snouts of 5 glaciers (Las Néous, Oulettes de Gaube, Ossoue, Gabiétous, Taillon).

Periodo / Period	Variazione frontale / Frontal variation
2001 - 2002	- 5.30 m
2002 - 2003	- 4.50 m
2003 - 2004	- 0.50 m
2004 - 2005	- 17.50 m
2005 - 2006	- 22.10 m

Le variazioni dal 2001

Il complesso dei valori ottenuti in cinque anni di osservazioni è unanimemente orientato verso un regresso dei ghiacciai. Inoltre, tale tendenza sembra amplificarsi nel 2005 e nel 2006.

Esaminando i differenti parametri misurati (vedi tabella 1), ecco i risultati ottenuti:

- modificazioni morfologiche: si osserva la diminuzione della profondità dei crepacci (36 m nel 2001 e 25 m nel 2006 sul Ghiacciaio Oulettes), in relazione con la dinamica di scivolamento e di contrazione della massa glaciale. L'informazione indica ovviamente una perdita di volume.
- dimensioni areali: osserviamo che alcuni ghiacciai hanno perso parecchi, ulteriori ettari dopo il 2001. Queste rapide contrazioni sono talvolta la conseguenza di distacchi di sezioni del ghiacciaio.
- area di accumulo: dopo il 2001, i rilievi mostrano come in nessuno dei 9 ghiacciai osservati la neve residua abbia permesso bilanci di massa in equilibrio.
- variazioni frontali: sono influenzate dalla dinamica e dalla forma dei ghiacciai. Il valore medio, per i 5 ghiacciai misurati, oscilla fra 0,50 m e 22,10 m. Gli anni 2005 e 2006 sono stati particolarmente sfavorevoli, con ritiro delle fronti fino a 10 volte più importanti delle estati precedenti (il Ghiacciaio del Taillon è arretrato di 20 m nel 2005 rispetto ad una media annuale di qualche metro negli anni precedenti).
- bilancio di massa: quello del Ghiacciaio d'Ossoue è di anno in anno sempre più negativo. Gli accumuli nevosi sono stati particolarmente elevati nel periodo 2002/03 e 2003/04, ma insufficienti a bilanciare le perdite estive. L'ablazione è sempre più intensa. Durante l'estate 2006 la fusione ha consumato, in media sull'intera superficie glaciale, 3,8 m di copertura nevosa e 3 m di ghiaccio sottostante. Dal 2001, a seconda delle posizioni, questo ghiacciaio ha perduto fra 2 e 13,5 m di ghiaccio, con un valore medio ponderato sull'intera superficie di 8,6 m.
- velocità di spostamento (dinamica di flusso) del ghiaccio: è funzione del peso del ghiacciaio. Per il Ghiacciaio d'Ossoue, essa è passata da 2,4 m/n (2002-03) a 1,7 m/n (2004-05), in ragione della perdita di massa.

Variations after 2001

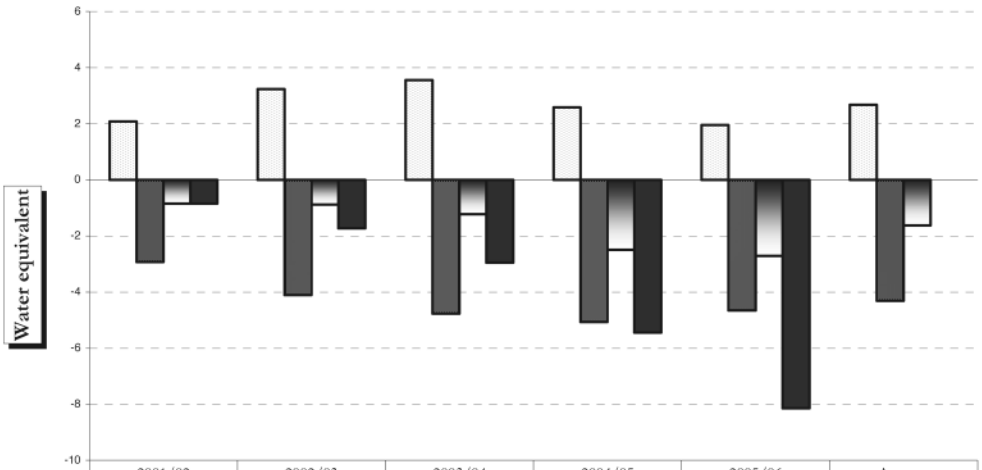
The set of data accumulated in the five-year observations period is steadily oriented toward a retreat of the glaciers. Furthermore, this trend seems to accelerate in the years 2005 and 2006.

Examining the different parameters (see Table 1), the results can be summarized as follows:

- morphologic alterations: a reduction of crevasses' depth is observed (Oulettes Glacier: 36 m in 2001, 25 m in 2006), connected to the dynamics of sliding and contraction of the ice mass. This datum obviously points to a loss of volume.
- surface size: some glaciers have further decreased their area after the 2001 year, loosing many hectares. Such rapid shrinkage is the consequence of detachments of glacial sections.
- accumulation areas: after 2001, the measurements show that none of the 9 glaciers had sufficient residual snow to allow an even mass balance.
- frontal variations: are influenced by dynamics and shapes of the glaciers. The mean value, for each of the 5 measured glaciers, varies between 0.50 and 22.10 m. 2005 and 2006 have proved particularly unfavorable, showing front withdrawal up to 10 times the averages of previous summers (the Taillon Glacier has lost 20 m in 2005; its mean value for the preceding years was in the order of a few meters).
- mass balance: data for the Ossoue Glacier are increasingly negative. Though snow accumulations were above average in the winters 2002/03 and 2003/04, they proved insufficient to counterbalance summer losses. Ablation is becoming more and more intense. During the 2006 summer, averaged over the entire glacial surface, the fusion melted a total of 3.8 m of snow and 3 m of underlying ice. Since 2001, this glacier has lost between 2 and 13.50 m of ice, depending upon the location of the measurements, with a mean weighted value of 8.6 m for the entire surface.
- ice velocity , or *dynamic flow*: is a function of the glacier's weight. The Ossoue Glacier shows that flow–speed slowed down from 2.4 m/year (2002-2003) to 1.7 m/year (2004-2005); the reduction being caused by its loss of mass.

Figure 9, 10 - La fronte del Ghiacciaio d'Ossoue (Vignemale) nel 1999 e nel 2006. (P. René).

Figures 9, 10 - The front of Ossoue Glacier (Vignemale) in 1999 and in 2006. (P. René).



	2001/02	2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	Average
Snow accumulation	2,08	3,23	3,55	2,58	1,95	2,68
Snow and ice ablation	-2,93	-4,11	-4,77	-5,07	-4,66	-4,31
Balance	-0,85	-0,88	-1,22	-2,49	-2,71	-1,63
Cumulated balance	-0,85	-1,73	-2,95	-5,44	-8,15	

Figura 11 - Bilancio di massa del Ghiacciaio d'Ossoue (Vignemale) dal 2001.

Figure 11 - Mass balance of Ossoue Glacier (Vignemale) since 2001.

Conclusioni e prospettive

Dalla fine della Piccola Età Glaciale la tendenza generale si orienta verso un regresso glaciale con quattro brevi periodi di arresto (o di leggero progresso). In 150 anni, la perdita media di superficie (dell'ordine del 90 %) evidenzia la grande vulnerabilità dei ghiacciai pirenaici. Se dovesse proseguire la tendenza degli ultimi anni, questi ghiacciai potrebbero sparire già nei prossimi decenni. Attualmente, la perdita media di spessore del Ghiacciaio d'Ossoue, il più grande dei Pirenei Francesi, è dell'ordine di 1,8 m/n. Tenendo conto di questo dato e sapendo che il ghiacciaio non supera probabilmente i 40 m di spessore, esso dovrebbe scomparire in una ventina d'anni. Tuttavia, altri ghiacciai della catena, di dimensioni inferiori, sembrano conoscere un regresso meno pronunciato: diversificazione degli accumuli nevosi, esposizione, presenza di copertura detritica ecc. modificano la risposta dei ghiacciai alle variazioni climatiche.

Conclusions and perspectives

Since the end of the Little Ice Age, the general trend is pointing toward a withdrawal of the Pyrenean Glaciers, with four short intervals of pause or even limited increments. In 150 years, on average, these glaciers have lost about 90 % of their surface, thus emphasizing their great vulnerability. Should the present negative trend continue, the remaining glaciers could disappear in the next decades. At present, the Ossoue Glacier, the largest glacier in the French Pyrenees, is loosing around 1.8 m/year of ice; considering this figure and knowing that the ice thickness is probably less than 40 m, the glacier is bound to disappear in about 20 years. Nevertheless, other smaller glaciers of the Pyrenees seem to show less-pronounced retreats: their aspect, the presence of a debris cover, diversification of snow accumulations, etc. can influence the way these glaciers respond to climatic changes.

Italian translation: Guido Catasta
English translation: Maria Emilia Peroschi e Flavio Cambieri

Corresponding author address:
Pierre René, Association Moraine - Association Pyrénéenne de Glaciologie. www.moraine.fr.st.
E.mail: asso.moraine@wanadoo.fr

Bibliografia / References

Association Moraine (2003) - *Reconstitution des variations frontales de trois glaciers pyrénéens depuis la fin du Petit Age Glaciaire (1850)*. Programme ECLIPSE.

Association Moraine (2006) - *Les glaciers des Pyrénées françaises - Rapports d'études*.

Bonaparte R. (1892) - *Les variations périodiques des glaciers français*. Annuaire du Club Alpin Français, pp. 506-519.

Bonaparte R. (1896) - *Note sur les variations de longueur des glaciers de la région française*. Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle, t. 2, pp. 214-218.

Cazenave-Piarrot F., Egels Y., Tihay J-P. (1989) - *Evolutions récentes du glacier d'Ossoue (Pyrénées Centrales)*.

Eaux Et Forets (1937) - *Massif du Vignemale - Glacier d'Aussoue*. 22éme Conservation, carte au 1/2000ème.

Eaux Et Forets (1945) - *Etudes glaciologiques*. 6ème circonscription de reboisement.

Eaux Et Forets (1946) - *Massif du Vignemale - Glacier d'Ossoue*. 6ème circonscription, carte au 1/2000ème.

Eaux Et Forets (1950) - *Massif du Vignemale - Glaciers des Oulettes et du Petit Vignemale*. carte au 1/1250ème.

Eaux Et Forets, (1952) - *Glacier d'Ossoue - coupe en travers schématique à hauteur de la grotte Russell*. 33ème conservation, Coupe au 1/100ème.

Eaux Et Forets (1953) - *Massif du Vignemale - Front du glacier des Oulettes*. 33ème conservation, carte au 1/2500ème.

Eaux Et Forets (1954) - *Glaciers des Hautes et Basses Pyrénées*. 33ème conservation.

Eaux Et Forets (1961) - *Front du glacier du Taillon*. carte au 1/1000ème.

Eaux Et Forets (1962) - *Front du glacier d'Ossoue*. 34ème conservation, carte au 1/2000ème.

Eaux Et Forets (1964) - *Front du glacier du Taillon en 1945, 1951 et 1964*. 34ème conservation, carte au 1/1000ème.

Etat Major (1862) - *Luz S.O.*. carte au 1/80000ème.

Gaurier L. (1905) - *Observations glaciaires faites au Vignemale*. Annales de la Direction de l'Hydraulique et des Améliorations Agricoles, Ministère de l'Agriculture, 33, pp. 212-233.

Gaurier L. (1912) - *Etudes Glaciologiques Savoie – Pyrénées*. t.III, Ministère de l'Agriculture, Direction Générale des Eaux et Forêts, pp. 115-166.

Gaurier L. (1921) - *Etudes glaciaires dans les Pyrénées françaises et espagnoles de 1900 à 1909*. Imprimerie Garet-Haristoy, Pau.

Gaurier L. (1934) - *Etudes glaciologiques*. t.VII, Ministère de l'Agriculture, Direction des Eaux et du Génie Rural, pp. 93-296.

Grove J-M., Gellatly A-F. (1989) - *Glacier du Taillon*. carte au 1/2000ème.

Grove J-M., Gellatly A-F. (1992) - *Reconstruction of the past mediterranéan climate in the historic period*. vol. 1, Glacial History.

Lourde-Rocheblave S-L. (1891) - *Météorologie et Glaciers*. Annuaire du Club Alpin Français, pp. 520-535.

Meillon A. (1987) - *Excursions autour du Vignemale dans les hautes vallées de Cauterets, de Gavarnie et du Rio Ara en Aragon*. réédition.

Ministere de l'Environnement (1999) - *Glaciers à risques - Alpes françaises*.

Ramond De Carbonnieres L. (1789) - *Observations faites dans les Pyrénées pour servir de suite à des observations sur les Alpes*.

Rene P. (2001) - *Les glaciers des Pyrénées françaises : campagne d'observations de septembre 2000*. SHF.

Ritter J. (2001) - *Le pyrénéisme avec Henry Russell et Bertrand de Lassus*.

Russell H. (1908) - *Souvenirs d'un Montagnard*. seconde édition, Imprimerie Vignancour, Pau.

Saule-Sorbe H. (1998) - *Pyrénées - Voyages photographiques*. Editions du Pin à Crochets.

Schrader F. (1874) - *Le massif du Mont Perdu (Pyrénées françaises et espagnoles)*. Annuaire du Club Alpin Français, pp. 101-128.

Schrader F. (1877) - *Région du Mont-Perdu*. Annuaire du Club Alpin Français, carte au 1/100000éme.

Schrader F. (1894) - *Sur l'étendue des glaciers des Pyrénées*. Annuaire du Club Alpin Français, pp. 403-423.

Schrader F. (1914) - *Massif de Gavarnie et du Mont Perdu*. carte au 1/20000ème.

Schrader F. (1988) - *Note sur la carte au 20 000 ème de Gavarnie et du Mont Perdu*. Les Grandes Heures du Club Alpin Français - Pyrénées 1905-1925, t. IV, pp. 409-428.

Serrat D., Ventura J. (1993) - *Glaciers of the Pyrenees, Spain and France*. Satellite image atlas of glaciers of the world, United States Geological Survey Professional Paper, pp. E49-E61.

Vallot J. (1887) - *Oscillations des glaciers des Pyrénées*. Etudes Pyrénéennes, pp. 5-16.

Javier CHUECA (*), **Asunción JULIÁN** (*), **Ignacio LÓPEZ-MORENO** (**)

Il ritiro dei ghiacciai pirenaici (Spagna) dalla Piccola Età Glaciale: consistenza e differenze spaziali

The retreat of the Pyrenean Glaciers (Spain) from the Little Ice Age: data consistency and spatial differences

Riassunto

In questo lavoro si analizza l'arretramento dei ghiacciai localizzati nel versante sud dei Pirenei avvenuto a partire dalla Piccola Età Glaciale (PEG). Un'analisi comparativa dei resti morenici corrispondenti alla PEG con l'estensione attualmente coperta di ghiaccio rivela una perdita del 74 % della superficie glaciale. Tale ritiro mostra una grande variabilità nel tempo, che si manifesta nell'alternanza tra periodi di elevata degradazione della superficie glacializzata con altri caratterizzati da una certa stabilità. Allo stesso modo, i diversi apparati glaciali hanno mostrato un'evoluzione e un'ampiezza di cambiamento differenziate: diversità che sono da imputare principalmente al contesto topografico in cui si collocano. Le proiezioni del cambiamento climatico per il secolo XXI sembrano far presagire la sostanziale sparizione dell'attività glaciale nei Pirenei nei prossimi decenni, soprattutto se si tiene conto della relazione tra clima ed evoluzione glaciale post-PEG e della tendenza osservata per i ghiacciai negli ultimi decenni.

Abstract

In this work we analyze the retreat of the glaciers on the southern slopes of the Pyrenees starting from the Little Ice Age (LIA). A comparison between the LIA moraines with the present extension of the glacierized area indicates a decrease of about 74 % of the ice covered area. This retreat was quite variable during the years, alternating period of high degradation of the glacier surface and period characterized by certain stability. At the same time, the glaciers evolved differently and with different amplitude. This site-specific behavior can be mainly explained by the topographic characteristics of each single glacier. The climate change scenarios for the XXI century suggest an almost complete disappearance of the glacier activity in the Pyrenees during the next decades, particularly if the correlation between climate and glacier evolution after the LIA and the trend during the last years is considered.

Introduzione

Il versante Sud dei Pirenei alberga gli apparati glaciali più meridionali d'Europa (40º latitudine Nord). Durante le fasi fredde del Pleistocene, i ghiacciai pirenaici raggiunsero una notevole espansione, sviluppando lingue di ghiaccio di decine di chilometri di lunghezza (ad esempio, 44 km per il ghiacciaio della Valle del Gállego) e centinaia di metri di spessore (800 m il ghiacciaio della Valle dell'Ésera) (García-Ruiz e Martí-Bono, 1994). Durante l'Olocene, i ghiacciai si sono ritirati nei circhi più elevati, ove le caratteristiche topografiche sono più favorevoli alla loro pemanenza. Come nelle altre montagne alpine, durante gli ultimi 10.000 anni i Pirenei sono stati interessati da alcuni periodi climatici favorevoli per il bilancio di massa gla-

Introduction

On the south exposed slope of the Pyrenees the more southern glaciers of Europe (40° North latitude) can be found. During the cold periods of Pleistocene the Pyrenean glaciers greatly expanded and they developed ice tongues several kilometers long (e.g. the 44 km long tongue of the Gallego Valley Glacier) and hundred of meters thick (e.g. 800 m ice thickness of the Ésera Valley Glacier) (García-Ruiz and Martí-Bono, 1994). During the Holocene the glacier retreated in the most elevated circles, where the topographic characteristics allowed their persistence. As in the whole Alps, during the last 10,000 years in the Pyrenees favorable climatic periods for the glacier balance were observed, with a generalized increase of the

(*) Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, España.
(**) Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, España; Climatic Change and Climate Impacts Group, University of Geneve, Switzerland.

ciale che ha permesso un incremento generalizzato degli apparati. L'ultimo di questi periodi è noto come Piccola Età Glaciale (PEG, secc. XIV-XIX). La notevole avanzata dei ghiacciai pirenaici durante questo periodo e il loro successivo ritiro possono essere valutati con precisione grazie allo studio delle morene, ben conservate, e a numerose fonti documentarie, pittoriche e fotografiche, disponibili a partire dalla fine del secolo XIX.

Dalla PEG a oggi il clima dei Pirenei ha visto un incremento termico di circa 1 ºC (Bucher e Dessens, 1991; Chueca et al., 1998; López-Moreno, 2000). Tale aumento si è tradotto in un notevole ritiro dei ghiacciai pirenaici, particolarmente rapido nelle fasi di scarse precipitazioni che si sono periodicamente verificate in questa regione (Chueca et al., 2005).

Oltre all'ovvio interesse per lo studio delle fluttuazioni glaciali, l'analisi della deglaciazione dalla fine della PEG rivela un interesse aggiuntivo, coincidendo con un periodo di intenso sviluppo urbano e industriale che, alterando la dinamica atmosferica, ha dato luogo a un cambiamento climatico di origine antropica (IPCC, 2001).

Così, i ghiacciai costituiscono un proxy-climatico di prim'ordine ai fini di validare le tendenze indicate dai dati strumentali di lungo periodo, penalizzati da numerose incertezze, e per dare conto dell'evoluzione del clima in settori montani dotati di osservazioni meteo-rologiche molto limitate o inesistenti. L'utilità delle fluttuazioni glaciali come indicatori del cambiamento climatico si basa sulla sensibilità dei ghiacciai, specie di quelli di minori dimensioni, alle anomalie di precipitazioni e temperatura (Kaser et al., 2004; Mark et al., 2005). Tuttavia, va tenuto conto della non linearità della risposta dei ghiacciai alle condizioni ambientali e dell'importanza della topografia nel determinarla (Benn e Lehmkul, 2000; Evans, 2006). Per trarre conclusioni adeguate sono quindi necessarie analisi delle risposte delle masse glaciali alle condizioni ambientali alla scala locale. In questo lavoro si quantifica la perdita di superficie glaciale verificatasi nel versante Sud dei Pirenei dalla fine della PEG (1820-1830) ai giorni nostri (2000). Inoltre, tramite casi di studio, si presenta l'alta variabilità spazio-temporale della contrazione degli apparati glaciali. I risultati ottenuti permettono alcune considerazioni sul ruolo della topografia nella determinazione dei bilanci di massa di ogni apparato, e sulle prospettive future del glacialismo pirenaico in un contesto di cambiamento climatico.

Area di studio

I Pirenei si collocano a NE della Penisola Iberica, tra Spagna e Francia. La fig. 1 mostra la localizzazione dei 10 massicci in cui sussiste attività glaciale; nella maggioranza dei casi (ad eccezione dei gruppi del Pic

ice-covered area. The last of these periods is the well known Little Ice Age (LIA, XIV-XIX centuries). The remarkable advance of the Pyrenean glaciers during this periods and their retreat afterwards can be quite exactly assessed by means of the well detectable moraines and by studying several historical sources, such as documents, pictures and also photographs, starting from the end of the XIX century.

From the LIA up to now the climate in the Pyrenees where characterized by a temperature increase of about 1 °C (Bucher and Dessens, 1991; Chueca et al., 1998; López-Moreno, 2000), which caused a well pronounced glacier retreat in the Pyrenees. The retreat was particularly rapid during periods of scarce precipitation, which periodically happened in this region (Chueca et al., 2005).

Beside the direct application to the study of glacier fluctuation, the analysis of the glacier retreat from the LIA is particularly interesting due to the contemporaneous intense urban and industrial development, which altered the dynamic of the atmosphere and produced a well known anthropogenic climate change (IPCC, 2001).

In this sense glaciers represent a very important climatic proxy in order to validate the long-period measurements time series, which are sometimes affected from many uncertainties. Furthermore, glacier measurements describe the past climate evolution in mountainous regions were meteorological observation are sparse or even not available. The sensitivity of the glacier, mainly the smallest ones, to precipitation and temperature anomalies allow their use as climate change indicators (Kaser et al., 2004; Mark et al., 2005). Nevertheless, the non-linear response of the glaciers to external environmental forcing and the key role of topography must be considered in order to explain the evolution of a single glacier, given similar climatic conditions at regional scale (Benn and Lehmkul, 2000; Evans, 2006). Therefore, detailed analyses of glacier response at local scale are required to draw sound conclusions. In this work the loss of the glacier surface on the southern slope of the Pyrenees starting from the Little Ice Age (1820-30) up to now (2000) is quantified. Furthermore, based on case studies, the high spatial and temporal variability of glacier retreat is analyzed. Based on these results the key role of topography determining mass balance of a single glacier is discussed and some future perspectives on glaciers evolution in the Pyrenees under climate change are briefly presented.

Study area

The Pyrenees are located in the North-Eastern part of the Iberian Peninsula, along the border between Spain and France. In Figure 1 the location of the 10 still glacierized sectors is presented. In most of the

Long e del Mont Valier) sono presenti ghiacciai anche lungo il versante spagnolo. L'altitudine dei Pirenei aumenta progressivamente nel tratto centrale. Le altitudini più importanti si incontrano alle sorgenti dei fiumi Gállego, Cinca, Ésera e Noguera Ribagorzana con numerose vette che superano i 3000 m e con la cima più elevata del Picco Aneto (3404 m s.l.m., Massiccio della Maladeta).

Temperatura e precipitazioni mostrano un gradiente Nord-Sud e Ovest-Est, a seconda della diversa esposizione agli influssi atlantici e mediterranei. Un maggiore ruolo dell'Atlantico si osserva nei settori occidentali, sostituito verso Est da condizioni mediterranee o continentali. L'elevata eterogeneità topografica spiega parzialmente la variabilità spaziale delle precipitazioni annue. I settori sopra i 2000 metri s.l.m. ricevono più di 2000 mm di pioggia all'anno e 2500 mm negli spartiacque più elevati (García-Ruiz et al., 2001; Rijckborst, 1967). I maggiori contributi si registrano in autunno e in primavera (García-Ruiz et al., 2001). L'estate è relativamente secca (con occasionali tempeste convettive), così come l'inverno, quando le precipitazioni nevose si alternano a prolungati periodi anticiclonici. Nella parte più occidentale l'inverno è più umido, continuamente influenzato dal passaggio di fronti oceanici.

La temperatura è fondamentalmente determinata dal gradiente altitudinale. Sopra i 1000 m s.l.m. la temperatura media annua è inferiore ai 10 ºC. A 2000 m s.l.m. la temperatura media è di circa 5 ºC, mentre l'isoterma 0 ºC annua si stima intorno ai 3000-3100 m s.l.m. (Chueca et al., 2005). Tra novembre e aprile l'isoterma degli 0 ºC si colloca intorno ai 1600 m s.l.m. (García-Ruiz et al., 1986), con la naturale persistenza quindi del manto nevoso al di sopra di questa quota.

cases (except the Pic Long and the Mont Valier Group) glaciers are present also on the Spanish Slope. The altitude of the Pyrenees progressively increases in the Central sector. The highest altitudes are near the source area of the Gállego, Cinca, Ésera e Noguera Ribagorzana Rivers, where several peaks over 3,000 m a.s.l. and the highest peak (3,404 m a.s.l., Maladeta Massif) are located.

Temperature and precipitation increase from North to South and from West to East, depending on the Atlantic and Mediterranean influence. A major influence of the Atlantic Ocean is observed in the Western Sectors; on the opposite in the Eastern part Mediterranean or Continental influences are prevalent. The very high spatial variability of the annual precipitation can be partially explained by the topographic heterogeneity. Areas over 2,000 m a.s.l. receive more than 2,000 mm/year, up to 2,500 mm/year by the highest water divides. (García-Ruiz et al., 2001; Rijckborst, 1967). The most part of the precipitation is concentrated during fall and spring. The summer season is relatively dry (with occasionally convective thunderstorm) and also the winter, in which snowfall events alternate with very long and stable anticyclonic conditions. In the Western sector the winter is more humid, thanks to the positive influence of humid Atlantic fronts.

Temperature variation is mainly explained by the altitude. Over 1,000 m a.s.l. the mean annual temperature is lower than 10 °C. At 2,000 m a.s.l. the mean temperature is around 5 °C, and the mean annual 0 °C isotherm altitude is about 3,000-3,100 m a.s.l. (Chueca et al., 2005). Between November and April the 0 °C isotherm lies about 1,600 m a.s.l. (García-Ruiz et al., 1986), with a persistent snow covered area over this altitude.

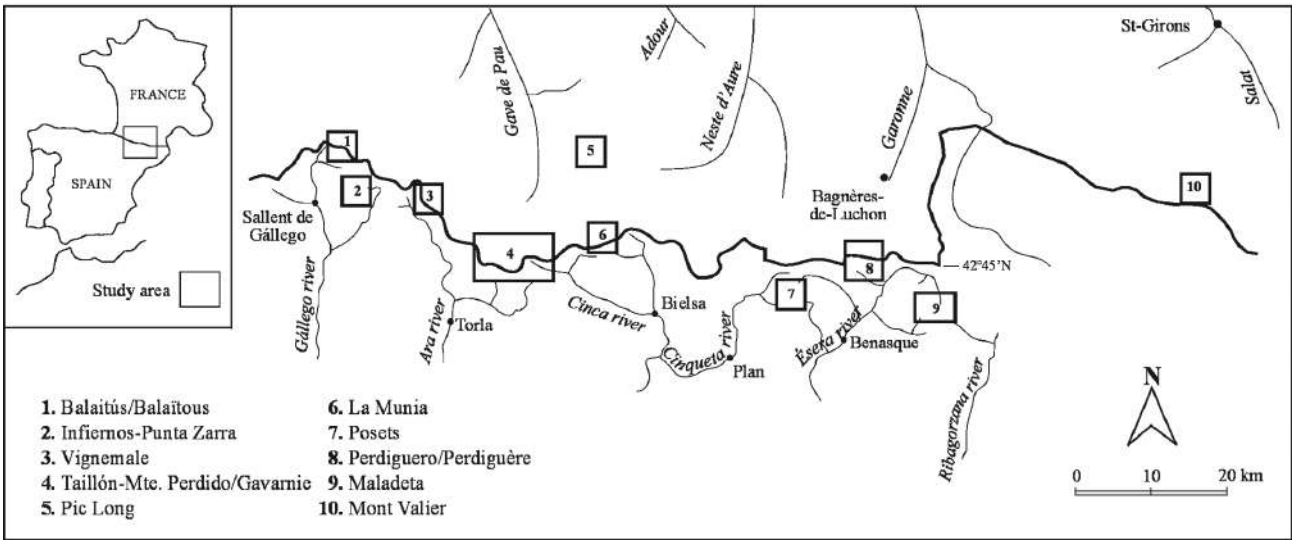


Figura 1 - Zona di studio con la localizzazione dei massicci pirenaici glacializzati ai giorni nostri.

Figure 1 - Study area and geographic location of the present Pyrenean glacierized areas.

Dati e metodi

La ricostruzione dei valori di estensione delle superfici glacializzate è stata realizzata nel modo seguente: 1) la massima estensione dei ghiacciai durante la PEG è stata stimata mediante uno studio della disposizione spaziale degli archi morenici corrispondenti a tale periodo a partire da fotografie aeree (*Gobierno de Aragón* volo del 1998-2000, 1:20.000, a colori); 2) per il periodo 1998-2000 sono state utilizzate le stesse fotografie aeree (1998-2000) e sono state attualizzate e descritte caratteristiche concrete dello stato di conservazione dei ghiacciai a partire dai dati raccolti nelle campagne glaciologiche (Chueca et al., 2000; Julián et al., 2001). Per caratterizzare la varabilità spazio-temporale del ritiro, si mostrerà anche l'evoluzione degli apparati glaciali del massiccio della Maladeta in quattro momenti distinti (PEG, 1957, 1981, 2004) grazie alla disponibilità di foto aeree per gli ultimi periodi.
Un maggior dettaglio dell'evoluzione sarà fornito per i ghiacciai di Coronas e Maladeta (Massiccio della Maladeta) per i quali sono state ricostruite rispettivamente 6 e 9 fasi. L'estensione dei ghiacciai è stata ricostruita tramite fonti iconografiche, topografiche, fotografiche terrestri e grazie alle citate fotografie aeree (Chueca et al., 2003; 2005).

L'influenza della topografía sullo sviluppo glaciale nel massiccio della Maladeta si rivela dai risultati ottenuti tramite modelli di regressione non lineare, nei quali si stima la potenzialità di sviluppo glaciale a partire dalla relazione tra diverse caratteristiche del terreno (altitudine, curvatura, pendenza ed esposizione all'irraggiamento solare) e la presenza o assenza di ghiaccio. Un'informazione dettagliata sui criteri di ottenimento di questi indici di potenzialità si può trovare in López-Moreno et al. (2006a; 2006b).

Data and methods

The reconstruction of the extension of ice-covered areas was obtained as follow: 1) the maximal glacier extension during the LIA was assessed by analyzing the spatial location of the corresponding morenic arcs, based on aerial photographs (source: *Gobierno de Aragón* flight 1998-2000, scale 1:20.000, colors); 2) for the period 1998-2000 the same aerial photographs were used (1998-2000); furthermore detailed characteristics of the glaciers state were described and actualized, based on a field campaign dataset (Chueca et al., 2000; Julián et al., 2001). In order to characterized the spatial and temporal variability of the glaciers retreat, the historical evolution of the Maladeta Massif glaciers during for different periods has been described (LIA, 1957, 1981 and 2004), by using recent aerial photographs of the region. A more detailed temporal evolution was obtained for the Coronas and Maladeta Glaciers (Maladeta Massif), for which respectively 6 and 9 evolution phases were reconstructed. The glaciers extension during these periods was obtained by using different information sources: pictures, topographic maps, terrestrial photographs and the already mentioned aerial photographs (Chueca et al., 2003; 2005).

The influence of the topography on the glacial evolution in the Maladeta Massif is clearly confirmed by the results obtained from non-linear regression models, which estimate the potentiality of glacier evolution based on statistical relationship between several terrain characteristics (altitude, curvature, slope, aspect, solar radiation) and presence or absence of ice. A more detailed description of these potentiality indexes can be found in López-Moreno et al. (2006a; 2006b).

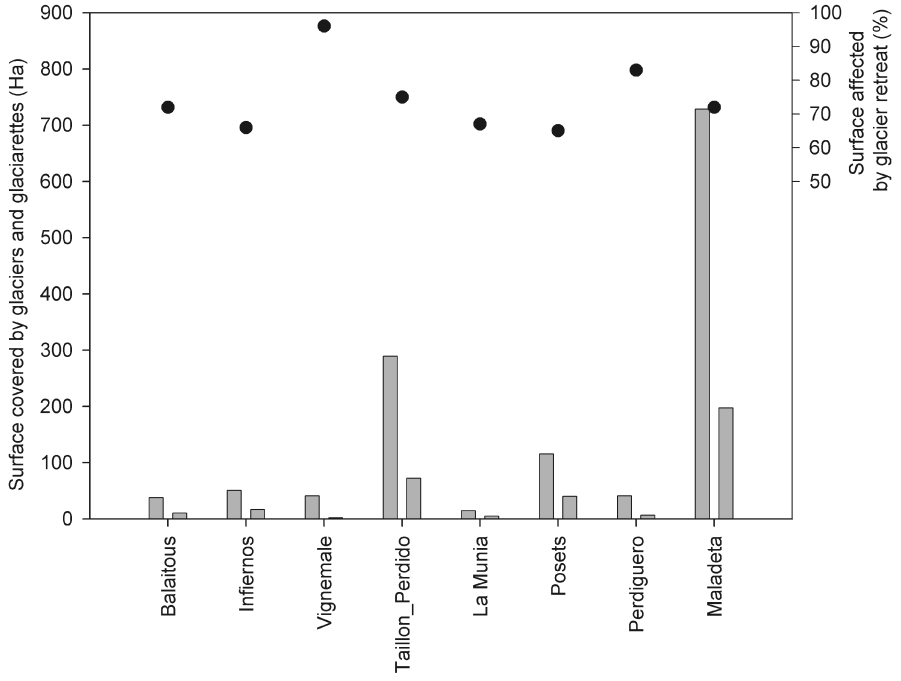


Figura 2 - Estensione dei ghiacciai nei massicci del versante Sud dei Pirenei al massimo della PEG (1820-1830) e oggi (2000).

Figure 2 - Glacier extension in the different Massifs on the Southern Slope of the Pyrenees during the LIA maximum (1820-1830) and nowadays (2000).

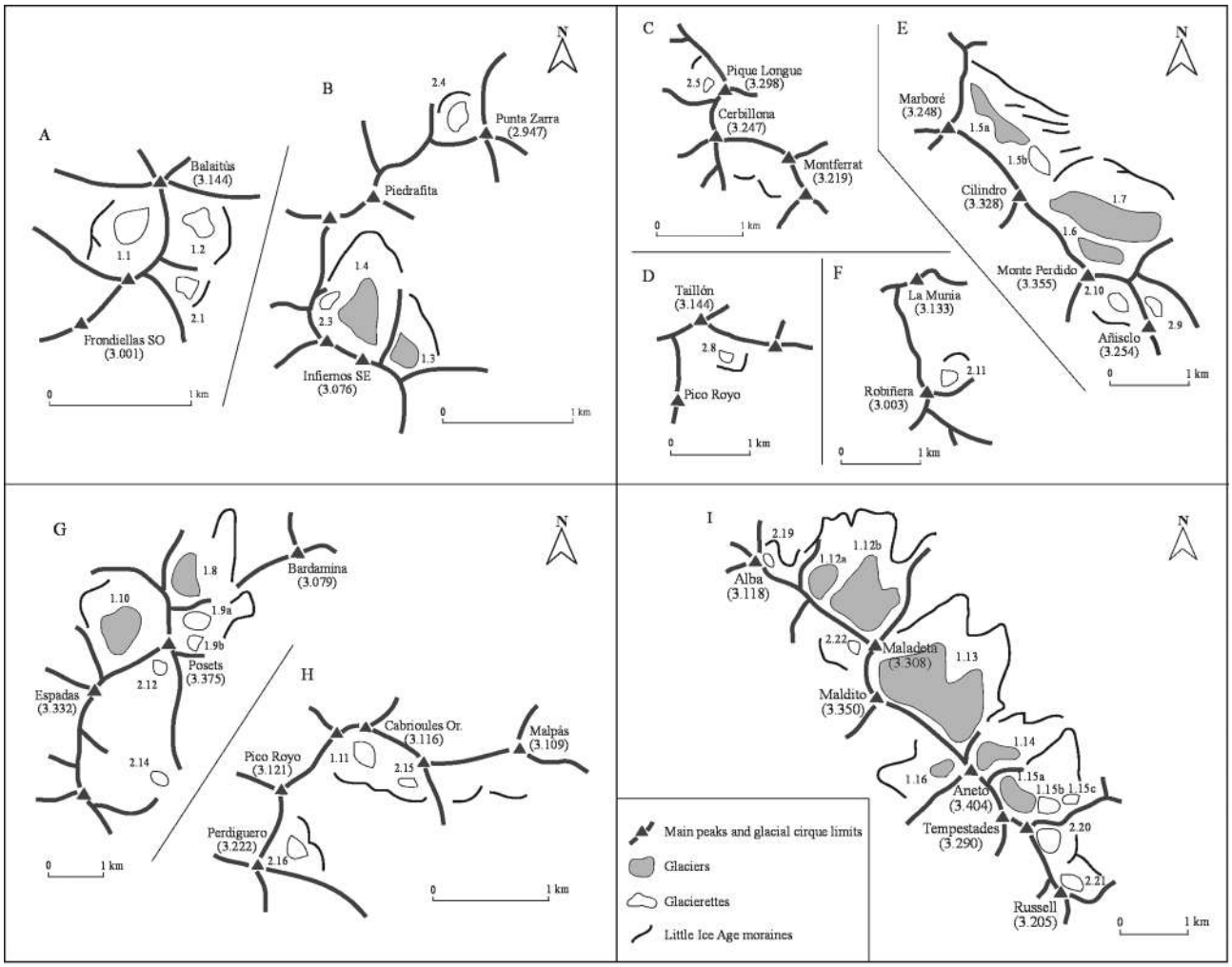


Figura 3 - Cartografía della regressione negli apparati glaciali del versante Sud dei Pirenei dalla PEG. A: Balaitús; B: Infiernos-Punta Zarra; C: Vignemale; D: Taillón; E: Monte Perdido; F: La Munia; G: Posets, H: Perdiguero; I: Maladeta.

Figure 3 - Map of the glacier retreat from the LIA on the Southern Pyrenean Slope. A: Balaitús; B: Infiernos-Punta Zarra; C: Vignemale; D: Taillón; E: Monte Perdido; F: La Munia; G: Posets, H: Perdiguero; I: Maladeta.

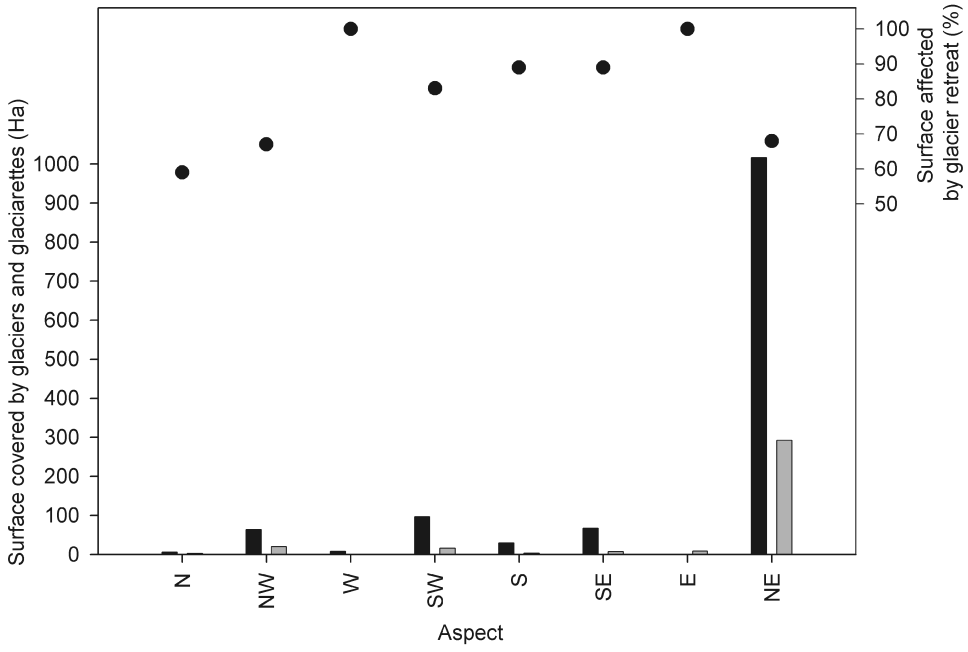


Figura 4 - Estensione della superficie glacializzata durante la PEG (1820-1830) e ai giorni nostri secondo l'esposizione.

Figure 4 - Extension of the ice-covered area during the LIA (1820-1830) and nowadays, classified by different aspect.

Risultati

Confronto della superficie glaciale tra la PEG e i giorni nostri

Le figure 2 e 3 mostrano l'importante perdita di superficie glacializzata avvenuta a partire dalla PEG. Oggi, non resta che il 26 % (350 ha) dei 1320 ha glacializzati presenti nel 1820-30. La maggior parte dei massicci ha perso tra il 65 e il 75 % della superficie glacializzata, ma in quelli che presentavano uno consistenza minore durante la PEG le perdite sono state anche superiori. È quanto accaduto nei settori Perdiguero e Vignemale, dove sono rispettivamente scomparsi l'83 e il 96 % delle superfici glacializzate.

La figura 3 indica come il ritiro abbia interessato in maniera generalizzata tutti i ghiacciai, con notevole riduzione areale, la trasformazione, in molti casi, a glacionevati e alcuni esempi di estinzione.

Così, dei 39 ghiacciai esistenti nel versante meridionale dei Pirenei durante la PEG, oggi solo 12 possono essere ancora considerati tali mentre quattro sono scomparsi. La figura 4 mostra l'intenso regresso avvenuto ad ogni esposizione, solo un po' inferiore (<70 %) per i ghiacciai situati sui versanti più protetti, orientati a Nord, NE e NO; si tratta anche delle unità di maggior sviluppo durante la PEG. Quando l'orientamento è a Sud, Sud-Est, Est e Ovest le perdite di superficie superano l'80 e anche il 90 %.

La deglaciazione nei Pirenei: variabilità temporale e spaziale

La figura 5 mette in evidenza i mutamenti dell'estensione dei ghiacciai della Maladeta in quattro periodi. L'evoluzione palesa da un lato la grande variabilità temporale, con periodi molto differenziati in quanto ad ammontare delle perdite, dall'altro l'evoluzione contrastata dei diversi apparati glaciali.

Così, tra la PEG e il 1957 la superficie di ghiaccio è diminuita del 61 %, con un trend di perdita annua di 3,51 ha. Diversamente, il periodo 1957-1981 vede un rallentamento, con una diminuzione della superficie ghiacciata del 14 % pari a 0,17 ha annui. Il periodo 1981-2004 coincide con una nuova accelerazione e un decremento della superficie ghiacciata del 28 % in soli 23 anni, a un ritmo di 3,1 ha all'anno.

La figura 6 mostra, a partire dall'evoluzione dettagliata dei ghiacciai di Coronas e Maladeta, il ritmo irregolare di perdita di ghiaccio, confermando l'alternarsi di brevi ma intensi periodi di deglaciazione e fasi di relativa stabilità. Allo stesso modo, dall'osservazione dell'andamento del Ghiacciaio di Coronas, si desumono importanti contrazioni di superficie durante i periodi 1830-1928 e 1928-1957, fasi di stabilità tra il 1957 e il 1981 e perdite importanti negli ultimi anni. Un maggior dettaglio temporale nella ricostruzione del ghiacciaio della Maladeta evidenzia come le più importanti perdite areali si siano prodotte tra 1901 e 1920 e negli ultimi due decenni.

Results

Comparison of the glacierized area during the LIA and nowadays

Figures 2 and 3 show the significant decrease of ice-covered area in the Pyrenees from the LIA. Nowadays, 26 % (350 ha) of the 1320 ha measured during the 1820-30 period are still present. Most of the massifs loose between 65 and 75 % of his ice-covered area. In the smallest ones during the LIA, the decrease is even bigger, for example in the Perdiguero and Vignemale sectors, were respectively 83 % and 96 % of the ice-covered area disappeared.

In figure 3 is evident that the retreat is a general trend, with a significant surface reduction; in most of the cases glaciers evolved to firn glaciers and sometimes completely disappeared.

Starting from 39 glaciers on the southern Pyrenean slopes during the LIA, only 12 can nowadays classified as glacier and 4 disappeared. Figure 4 shows the intense and generalized retreat observed on almost all the aspects; only the most protected glaciers (North, North-East and North-West exposed) experienced a minor retreat (<70 %). These were actually already the most extended glaciers during the LIA. The surface decrease on South, South-East and South-West exposed glaciers is more significant, over 80 % and in some case over 90 % of the initial area.

Temporal and spatial variability of the deglaciation in the Pyrenees

In figure 5 the changes of the ice extension of the Maladeta glaciers during four selected periods are depicted. The glacier retreat is high inhomogeneously distributed during the time, with different temporal behavior and, at the same time, different glaciers show quite different response to climate variability.

For example, between the end of the LIA and 1957, the ice-covered area reduced about 61 % (approximately 3.51 ha/year). On the contrary, during the period 1957-1981, the retreat slowed down (14 % ice surface decrease, about 0.17 ha/year). Finally, between 1981 and 2004 we observe an acceleration of the retreat, with a decrease of 28 % of the ice-covered area during only 23 years (3.1 ha/year).

In figure 6 the irregular frequency of ice disappearance is showed, based on the detailed evolution of the Coronas and Maladeta Glaciers; short but intense deglaciation periods alternate with relative stable glacier phases. In the same way, ice decrease observation in the Coronas Glaciers suggest an abrupt retreat of ice-covered area during the periods 1830-1928 and 1928-1957, stable phases between 1957 and 1981 and important losses during the last years. A more detailed reconstruction of the temporal fluctuations of the Maladeta Glaciers indicates that the most important decreases of ice surface were observed between 1901 and 1920 and during the last due decades.

Le figure 5 e 6 mostrano anche differenze molto significative nell'evoluzione delle singole unità. Dalla 5 si evince come negli ultimi 23 anni alcuni ghiacciai siano rimasti stabili, altri si siano notevolmente contratti o addirittura siano scomparsi. La fig. 6 permette di giungere alla medesima conclusione con un maggior dettaglio. Il Ghiacciaio di Coronas mostra un regresso importante nel periodo 1928-57, mentre il Maladeta presenta una grande stabilità. Negli ultimi anni si rivela un comportamento differenziato dei due apparati, con perdite molto superiori per il primo.

In figure 5 and 6 very significant differences in the glaciers evolution are presented. In figure 5 we can observe, that during the last 23 years some glaciers were practically stable and others marcably decreased or even disappeared. From figure 6 we can draw the same conclusion, but with more details. The Coronas Glacier retreated very strong during the period 1928-1957, on the opposite the Maladeta Glacier was quite stable during the same period. In the last years a different behavior is also observed on the two glaciers, with a greater area decrease on the first one.

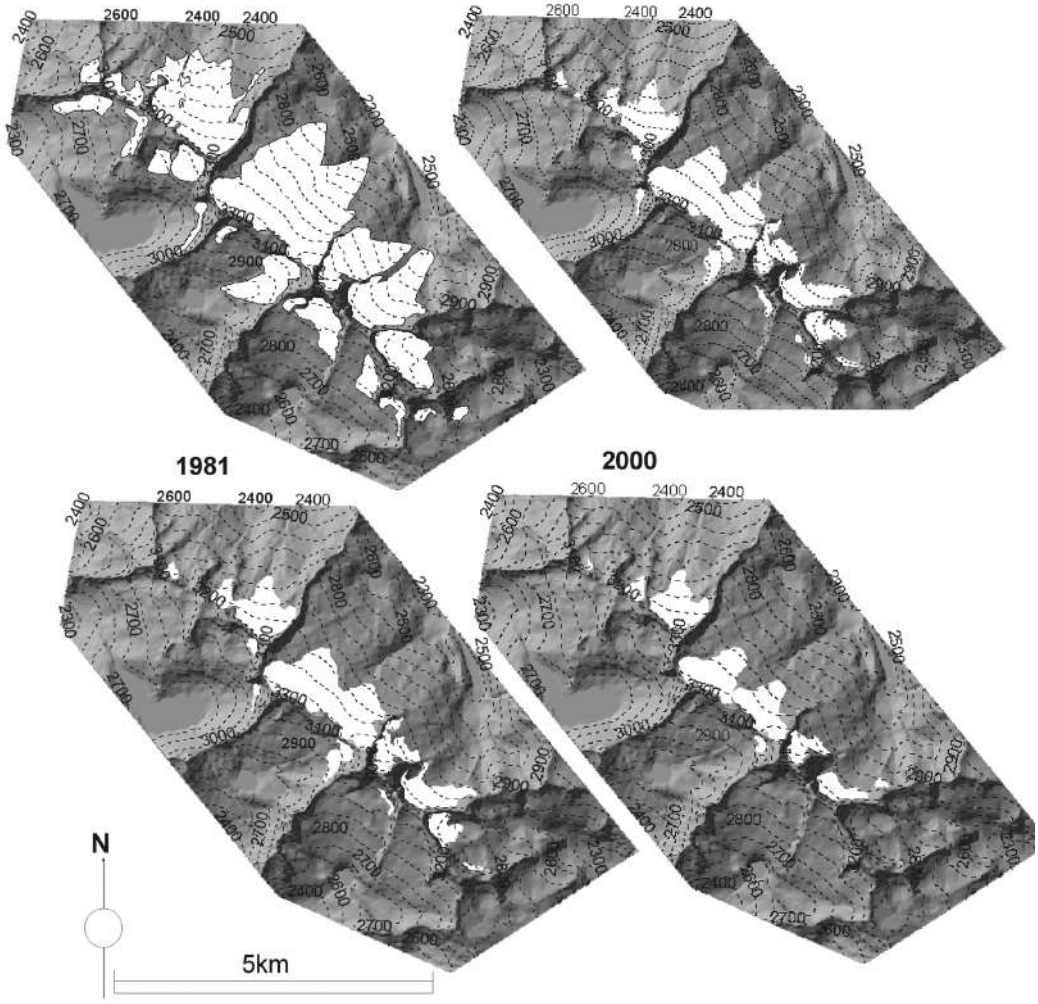


Figura 5 - Evoluzione dei ghiacciai nel massiccio della Maladeta in quattro momenti: PEG (PEH) , 1957, 1981 e 2004.

Figure 5 - Glacier evolution in the Maladeta Massif at 4 different phases: LIA (PEH), 1957, 1981 and 2004.

La figura 4 suggerisce il ruolo dell'esposizione nel determinare il diverso comportamento dei ghiacciai, con una regressione più moderata di quelli meglio protetti dall'irraggiamento solare. La fig. 7 mostra la potenzialità del terreno relativamente allo sviluppo glaciale (in una scala da 0 a 1) stimata a partire dalle relazioni tra presenza-assenza di ghiaccio nella PEG e oggi, con le variabili topografiche (quota, pendenza,

On figure 4 the role of the aspect is depicted, in the sense that a minor retreat is evident on glaciers less exposed to sun radiation. Finally, on figure 7 the glacier potentiality of the terrain is assessed (on a 0-1 range), based on statistical relations obtained by the presence-absence of ice between LIA and today and topographical characteristics, which affect the development of a glacier (altitude, slope, curvature, aspect):

curvatura, esposizione) che condizionano lo sviluppo glaciale. Così, in entrambi i periodi i ghiacciai si sviluppano nei settori per i quali il modello prefigura probabilità più elevate (di norma, probabilità >0,5).

Sebbene il decremento delle probabilità tra la PEG e i giorni nostri sia generalizzato a tutti i Pirenei, esso diviene più evidente a Sud dello spartiacque, dove la probabilità di sviluppo glaciale è scomparsa. In tal modo si spiegano le perdite dei ghiacciai orientati a Sud, dove a stento permangono due glacionevati in precarie condizioni di conservazione.

both during the LIA and today glaciers persist where the model produced the highest probabilities (usually probability >0.5).

Although a probability decrease from the LIA up to now is widely registered on almost the whole massif, this effect is more evident south of the main water divide, where the probability of glacier presence is practically zero. In such a way we can explain the large ice losses on the South-exposed glaciers, where only two firn glacier persist, although under very compromised conditions.

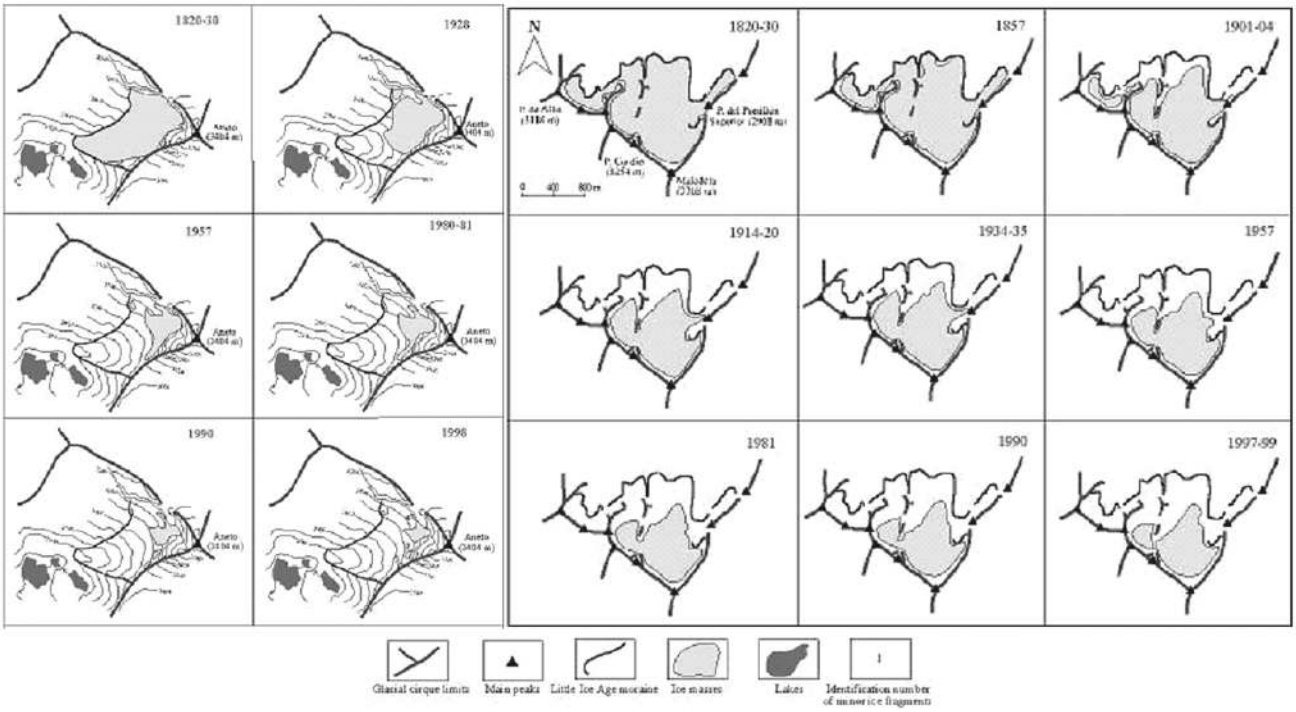


Figura 6 - Evoluzione dei ghiacciai di Coronas e Maladeta (Massiccio della Maladeta) dalla PEG.

Figure 6 - Coronas and Maladeta Glacier evolution (Maladeta Massif) starting from the LIA.

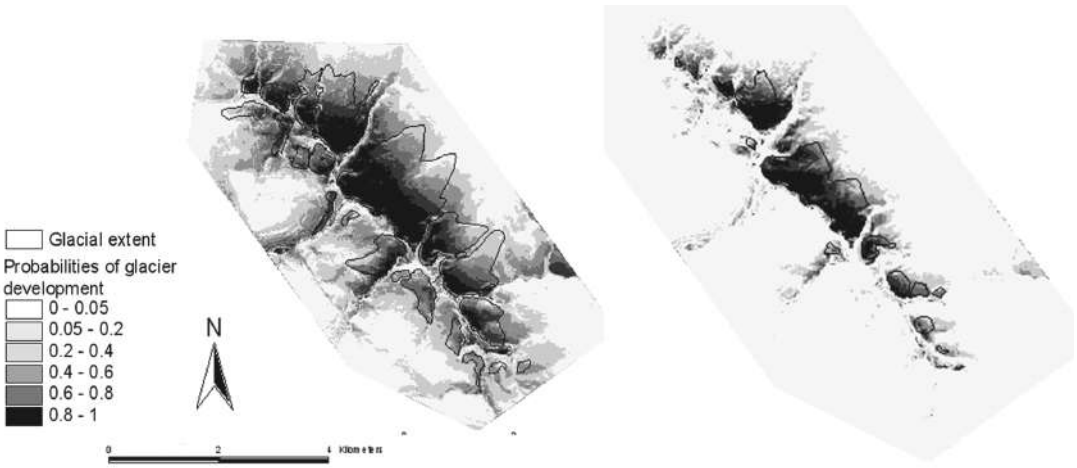


Figura 7 - Potenzialità per lo sviluppo di ghiacciai a partire dalla relazione tra presenza/assenza di superficie glaciale e dalle caratteristiche del terreno (altitudine, esposizione, pendenza e curvatura) durante la PEG e ai giorni nostri.

Figure 7 - Glacier evolution potentiality, based on relationship between ice presence or absence and several terrain characteristics (altitude, aspect, solar radiation, slope, curvature), during the LIA and nowadays.

Figura 8 - L'evoluzione del Ghiacciaio di Coronas: 1928 (1), 1998 (2), 2003 (3).

Figure 8 - Coronas Glacier evolution: 1928 (1), 1998 (2), 2003 (3).

Figura 9 - L'evoluzione del Ghiacciaio dell'Aneto: 1857 (4), 1998 (5), 2003 (6).

Figure 9 - Aneto Glacier evolution: 1857 (4), 1998 (5), 2003 (6).

Discussione e conclusioni

In questo lavoro è stata analizzata la perdita di superficie glaciale nei Pirenei dalla PEG a oggi. In questo periodo, l'incremento termico medio stimato, per questa regione, è di 1 ºC (Bucher e Dessens, 1991, Chueca et al., 1998; López Moreno et al., 2000) e l'evoluzione delle precipitazioni si caratterizza per l'alternanza di periodi secchi e umidi, ma senza tendenze chiare di lungo periodo (Saz, 2003; Chueca et al., 2005). Considerando il periodo più recente (1950-2000), si osserva una tendenza all'accelerazione dell'aumento delle temperature e la comparsa di un significativo trend discendente nelle precipitazioni. Il maggior decremento si osserva nei mesi invernali e si traduce in minori accumuli nevosi (López-Moreno, 2005). La risposta dei ghiacciai a tale evoluzione è nella drastica perdita del 74 % delle superfici. Solo 12 dei 39 ghiacciai esistenti durante la PEG (1820-1830), mostrano un grado di conservazione e dinamismo sufficienti per essere considerati tali. I rimanenti sono passati nella categoria dei glacionevati che si conservano sul fondo di circhi glaciali: presentano di norma uno stato di degrado molto avanzato, carenza di dinamismo e copertura detritica della superficie parziale o totale. Negli ultimi decenni, si è potuta constatare la scomparsa di alcuni apparati.

Tale regresso si caratterizza per un'elevata variabilità spaziale, interessando in maniera differente i distinti massicci e con notevoli variazioni tra gli apparati. In alcuni contesti la perdita ha superato il 90 % mentre in altri non ha raggiunto il 70 %. Tale variabilità è correlata all'esposizione generale dei massicci e al contesto topografico in cui è ubicato ogni ghiacciaio.

Un precedente lavoro (López-Moreno et al., 2006a) ha mostrato come l'esistenza dei ghiacciai pirenaici sia oggi condizionata dall'altitudine dei circhi glaciali, dalla ridotta esposizione all'irraggiamento solare, da gradi di pendenza preferenziali compresi tra 10 e 35º e da una superficie concava o piana. Le condizioni topografiche necessarie per lo sviluppo glaciale si sono fatte sempre più restrittive, e sono riscontrabili solo in pochi circhi situati nei massicci più elevati.

Per una corretta interpretazione dei risultati bisogna tenere conto che l'arretramento dei ghiacciai implica anche perdite volumetriche. In tal senso, a seconda della morfologia del ghiacciaio, in una data fase la perdita può manifestarsi con maggiori o minori contrazioni, a seconda dei casi, del volume o della superficie. Ad esempio, sebbene negli ultimi anni il Maladeta mostri un ritiro areale moderato rispetto a quello di altri ghiacciai (ad esempio il Coronas; Chueca et al., in stampa) si stima per esso un importante perdita di volume, in alcuni punti superiore ai 20 m.

In questa sede si è evidenziata pure l'irregolarità del ritmo di regresso registrato dopo la Piccola Età Glaciale e si è notato come la maggior parte delle perdite

Discussion and conclusion

In this work we analyzed the decrease of the ice-covered area in the Pyrenees starting from the Little Ice Age up to now. During this period, the mean temperature increased in average 1 °C (Bucher e Dessens, 1991, Chueca et al., 1998; López Moreno et al., 2000), the precipitation regime was characterized by alternated dry and humid periods, without evident long-period trends. (Saz, 2003; Chueca et al., 2005). The trend analysis, by considering the most recent period (1950-2000) shows an acceleration of the temperature increase and a statistically significant precipitation decrease. The most important decrease is observed during the winter months, which means reduced snow accumulation (López-Moreno, 2005). The glaciers response to such evolution is a drastic surface decrease (74 %). Out of 39 during the LIA (1820-1830) existing glaciers, only 12 can be nowadays still classified as glaciers, based on their extension and dynamic. The remaining ones are now classified as firn glaciers, still present in very protected glacier circles. They are usually high compromised, without internal dynamic and partially or completely debris-covered. In some cases the ice masses completely disappeared during the last decades.

The glaciers retreat is high variable in space, both among different mountains sectors and among glaciers of the same massif. In some Group the area decrease was greater than 90 %, in other cases smaller than 70 %. This variability can be mainly explained by the different aspect of the massifs and by the local topographic context of a single glacier.

In a previous work, López-Moreno et al. (2006a) showed how the presence of the glaciers in the Pyrenees is nowadays specifically influenced by the altitude of the glacial circles, by a reduced solar radiation, by slopes preferentially in the range 10-35° and by flat or concave surfaces. The topographic conditions which allow the presence of glacier are ever more restrictive and still available only in a few circles at the highest altitudes of the massif.

In order to perform a sound interpretation of the results, we must also consider that the glacier retreat is also connected to a ice volume decrease, non only to a surface reduction. In this sense, depending on the glacier morphology, the ice loss during a certain period can be associated with a major or minor surface reduction. For example, although during the last years the surface reduction of the Maladeta Glacier was small, in comparison to other glaciers of the same massif (e.g. the Coronas Glacier; Chueca et al., in press) estimate a very significant ice volume decrease, up to 20 meter of ice thickness in some areas of the glacier.

In this study we also emphasized the irregular recorded retreat of the glaciers from the LIA and we observed that most of the surface losses can be meas-

può avvenire in brevi, ma intensi, periodi di regresso che interrompono fasi di stabilità. In generale, gli ultimi due decenni sono stati caratterizzati da una grave perdita della superficie glaciale dei Pirenei, con contrazioni areali del 28 % in soli 23 anni. Tale regresso si è prodotto su ghiacciai che già avevano perduto buona parte della loro massa e ubicati nei siti più propizi per lo sviluppo glaciale. L'importanza di questo regresso può dunque essere spiegata solo con il deterioramento delle condizioni climatiche degli ultimi anni, con l'accentuazione della tendenza positiva delle temperature e con la riduzione degli accumuli nevosi nelle zone più elevate. La continua ascesa dell'isoterma degli 0 ºC, fa si che praticamente tutti i ghiacciai pirenaici si trovino oggi al di sotto della linea di equilibrio, fatto questo che rende "assai difficile" la loro conservazione. Le proiezioni sul futuro cambiamento climatico disponibili per l'area pirenaica per la fine del XXI secolo indicano un incremento della temperatura media annuale tra i 3 e i 4 ºC e un decremento delle precipitazioni compreso tra il 10 e il 15 % (López-Moreno et al., in stampa). Nel caso tali scenari trovassero conferma, la scomparsa dei ghiacciai pirenaici potrebbe divenire realtà già nei prossimi decenni.

ured during short but very intensive retreat periods, after a longer phase with mostly constant ice-covered area. In general, the last two decades were characterized by a large loss of ice surface in the Pyrenees, with a loss of 28 % of the surface during only 23 years. We have also to consider that this retreat was observed on glaciers already affected by a large decrease of their mass, which are located in the most suitable locations for glacier development. Therefore, the significance of this retreat can be only explained with the climatic conditions during the last years, characterized by a significant temperature increase and a decrease of snow accumulation at the highest altitudes. Due to the continuous increase of the 0 °C isotherm altitude, almost all glaciers lie nowadays under the LIA, and their conservation is therefore "quite difficult". The climate change scenarios available for the Pyrenean Region for the XXI century suggest a increase of the mean annual temperature between 3 and 4 °C and a precipitation decrease between 10 e 15 % (López-Moreno et al., in press). Therefore, would the predicted climate scenarios effectively happen, the complete disappearance of the glacier in the Pyrenees in the next decades could be effectively observed.

Ringraziamenti

Questa ricerca è stata sostenuta dai progetti 'Estudio de la dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés' (H-9007CMA), finanziato dal Governo d'Aragona, PROBASE CGL2006-11619 "Hydrological and sedimentological processes and budgets at different spatial scales in Mediterranean environments: Effects of climate fluctuations and land use changes" e "Caracterización y modelización de procesos hidrológicos en cuencas aforadas para la predicción en cuencas no aforadas" (CANOA, CGL 2004-04919-C02-01), finanziato dal CICYT.

Acknowledgements

This research was conducted in the Projects 'Estudio de la dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés' (H-9007CMA), financed by the Gobierno de Aragón, PROBASE CGL2006-11619 "Hydrological and sedimentological processes and budgets at different spatial scales in Mediterranean environments: Effects of climate fluctuations and land use changes" and "Caracterización y modelización de procesos hidrológicos en cuencas aforadas para la predicción en cuencas no aforadas" (CANOA, CGL 2004-04919-C02-01), funded by the CICYT.

Italian translation: Federica Cavallo
English translation: Andrea Salvetti

Corresponding author address:
Javier Chueca, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, 22002 - Huesca, España. E-mail: jchueca@unizar.es

Bibliografia / References

Benn D.I. and Lehmkuhl F. (2000) - *Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high mountain environments*. Quat. Int., 65/66, pp. 15-29.

Bucher A. and Dessens J. (1991) - *Secular trends of surface temperatures at an elevated observatory in the Pyrenees*. J. Climate, 4, pp. 859-868.

Chueca J., Peña J.L., Lampre F. and Julián A. (1998) - *La Pequeña Edad del Hielo en el Pirineo Central y Meridional. Inferencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos*. In: Gómez Ortiz A. and Pérez Alberti A. (eds.), "Las huellas glaciares de las montañas españolas". Santiago de Compostela. Serv. Public. Universidade de Santiago, pp. 307-328.

Chueca J., Peña J.L., Julian A. and Blanchard E. (2000) - *Dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés: resultados de la campaña glaciológica del año 1998*. Boletín Glaciológico Aragonés, 1, pp. 13-41.

Chueca J., Julián A. and López-Moreno J.I. (2003) - *Variations of Glaciar Coronas, Pyrenees, Spain, during the 20th century*. Journal of Glaciology, 49(166), pp. 449-455.

Chueca J., Julián A., Saz M.A., Creus J. and López-Moreno J.I. (2005) - *Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees)*. Geomorphology, 68, pp. 167-182.

Chueca J., Julián A. and López-Moreno J.I. (under revision). *Recent evolution of the Maladeta glaciers (Pyrenees, Spain): extent and volume losses and their relation with climatic and topographic factors*. Journal of Glaciology.

Evans I.S. (2006) - *Local aspect asymmetry of mountain glaciation: a global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes*. Geomorphology, 73, pp. 166-184.

García-Ruiz J.M., Puigdefabregas J. and Creus J. (1986) - *La acumulación de la nieve en el Pirineo Central y su influencia hidrológica*. Pirineos, 127, pp. 27-72.

García-Ruiz J.M. and Martí-Bono C. (1994) - *Rasgos fundamentales del glaciarismo cuaternario en el Pirineo aragonés*. In: Martí Bono C. and García Ruiz J.M. (eds.), "El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones". Geoforma, Logroño, pp. 17-31.

García-Ruiz J.M, Beguería S., López-Moreno J.I., Lorente A. and Seeger M. (2001) - *Los recursos hídricos superficiales del Pirineo aragonés y su evolución reciente*. Geoforma, Logroño.

IPCC (2001) - *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernamental Panel on Climate Change*. Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K. and Johnson C.A. (eds). Cambridge University Press, Cambridge.

Julian A., Chueca J., Peña J.L., López-Moreno J.I and Lapeña A. (2001) - *Dinámica de los glaciares del Pirineo aragonés: resultados de la campaña glaciológica del año 1999*. Boletín Glaciológico Aragonés, 2, pp. 13-36.

Kaser G., Hardy D.R., Molg T., Bradley R. and Hyera T.M. (2004) - *Modern glacier retreat on Kilimanjaro as evidence of climate change: observations and facts*. Int. J. Climatol., 24, pp. 329-339.

López-Moreno J.I. (2000) - *Los glaciares del Alto Valle del Gállego (Pirineo aragonés) desde la Pequeña Edad del Hielo. Implicaciones en la evolución de las temperaturas*. Logroño, Geoforma, 2000.

López-Moreno J.I. (2005) - *Recent variations of snowpack depth in the central Spanish Pyrenees*. Artic, Ant. Alp. Research, 37(2), pp. 253-260.

López-Moreno J.I., Nogués-Bravo D., Chueca J. and Julián A., (2006a) - *Glacier development and topographical context*. Earth Surface Processes and Landforms, 31(12), pp. 1585-1594.

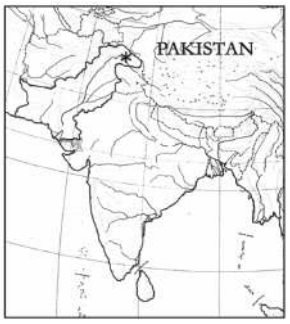
López-Moreno J.I., Nogués-Bravo D., Chueca J. and Julián A. (2006b) - *Change of topographic control on the extent of cirque glaciers since the Little Ice Age*. Geophysical Research Letters, 33, L24505.

López-Moreno J.I., Goyette S. and Beniston M. (in press) - *Climate change prediction over complex areas: spatial variability of uncertainties and expected changes over the Pyrenees from a set of regional climate models*. International Journal of Climatology.

Mark B.G. and Seltzer G.O. (2005) - *Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing*. Quat. Rev., 24(20-21), pp. 2265-2280.

Rijckborst H. (1967) - *Hydrology of the Upper Garonne basin (Valle de Arán, Spain)*. Leidse Geolog. Mededelingen, 40, pp. 1-74.

Saz M.A. (2003) - *Temperatura y precipitaciones en la mitad norte de España desde el siglo XV. Estudio dendroclimático*. Ed. Consejo de Protección de la Naturaleza, Zaragoza.



Claudio SMIRAGLIA [(*°)], Christoph MAYER [(**)], Claudia MIHALCEA [(*)], Guglielmina DIOLAIUTI [(*°)], Marco BELÒ [(^)] and Giorgio VASSENA [(^^ °°)]

I ghiacciai dell'Himalaya-Karakorum: risultati e problemi nello studio delle variazioni recenti dei più grandi ghiacciai non polari

Himalaya-Karakorum glaciers: results and problems in the study of recent variations of major non-polar glaciers

Riassunto

Le masse glaciali localizzate sulle grandi catene montuose asiatiche, specialmente in Himalaya e in Karakoram, costituiscono la maggiore concentrazione di ghiacciai non polari della Terra e rappresentano una risorsa idrica di enorme importanza per centinaia di milioni di abitanti dell'Asia Meridionale. Questi ghiacciai presentano caratteristiche morfologiche e tipologiche che li distinguono dagli apparati di altre regioni montuose, in particolare la copertura detritica delle lingue di ablazione (*debris-covered glacier*), che ha un notevole effetto sugli scambi energetici ghiaccio-atmosfera e quindi sul loro bilancio di massa. Come si sta verificando nelle altre catene montuose, anche i ghiacciai di quest'area sono in una generale fase di regresso a partire dalla conclusione della Piccola Età Glaciale, come è emerso anche da recenti indagini su immagini da satellite. Situazioni più problematiche sono offerte dai numerosi *surging glaciers* e da fasi di progresso registrate in numerosi ghiacciai del Karakorum. Recenti ricerche di studiosi italiani in Karakorum e Himalaya su ghiaccia campione hanno evidenziato lievi variazioni di lunghezza per ghiacciai di grandi dimensioni (per il Baltoro, uno dei maggiori debris-covered glacier, fra il 1913 e il 2004 la posizione della fronte è variata di poche decine di metri), accompagnate però da sensibili riduzioni di spessore. Per altri ghiacciai di minori dimensioni, come il Liligo, sempre in Karakorum, sono invece state osservate sensibili oscillazioni, con una recente espansione di 1.400 m fra il 1986 e il 1997, che vengono considerate indizi di un ghiacciaio tipo *surge*. Su ghiacciai privi di copertura detritica sono stati registrati costanti continui regressi; ad esempio per il Changri Nup in Himalaya ai piedi dell'Everest dal 1994 al 2005 la fronte è arretrata di 140 m. La fase di regresso è da attribuire non solo ad un incremento delle temperature, ma soprattutto a variazioni dell'intensità e della distribuzione delle precipitazioni monsoniche estive.

Abstract

The glacial masses located on the great Asian mountain chains, especially in Himalaya and in Karakorum, form the greatest concentration of non-polar glaciers of the Earth and represent an enormously important water resource for several hundred million South Asian people. These glaciers present morphological and typological characteristics which distinguish them from other mountain systems, in particular the detrital covering of the ablation tongue (*debris-covered glacier*), which has a remarkable effect on the ice-atmosphere energy exchange and therefore on their mass balance. As it is happening in other mountain chains, also the glaciers of this area have been generally retreating since the end of the Little Ice Age, as recent surveys based on satellite images show. More problematic situations are provided by the great number of *surging glaciers* and by advance phases registered in several Karakorum glaciers. Recent research by Italian scientists on sample glaciers in Karakorum and Himalaya has shown slight variations in the length of large-sized glaciers (the position of the front of Baltoro, one of the largest debris-covered glaciers, has varied a few dozen metres between 1913 and 2004), accompanied by remarkable reductions of thickness. For other smaller glaciers, such as Liligo, in Karakorum, remarkable variations have been observed, as well as a recent 1,400 m expansion between 1986 and 1997, which are considered characteristics of a *surge-type* glacier. Constant and continuous retreats have been registered in glaciers without a detrital covering; for example, the front of Changri Nup in Himalaya at the foot of Everest has retreated 140 m from 1994 to 2005. The retreat phase must be attributed not only to growing temperatures, but most of all to variations of the intensity and distribution of summer monsonic precipitation.

[*)] Università degli Studi di Milano - Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio"; [(**)] Bavarian Academy of Sciences and Humanities-Commission for Glaciology; [(°)] Comitato Glaciologico Italiano; [(°°)] Università degli Studi di Brescia, Facoltà di Ingegneria; [(^)] Trimble Italia; [(^^)] Comitato Scientifico Centrale del Club Alpino Italiano.

Introduzione

Il regresso dei ghiacciai non polari che si sta verificando in tutte le regioni del nostro pianeta dalla metà del XIX secolo è considerato il sintomo più evidente dei cambiamenti climatici in atto (IPCC, 2001; 2007; Haeberli et al., 2007). Recenti ricerche basate su remote sensing (immagini ASTER), realizzate nell'ambito del Progetto GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*) hanno evidenziato un significativo regresso nell'ultimo decennio dei ghiacciai situati sulle catene montuose di tutta la Terra, dalle Ande, all'Himalaya, alle Alpi (Wessels et al., 2001; Kargel et al., 2005). Anche i dati di terreno (bilanci di massa e variazioni frontali) confermano che vi è in atto una riduzione globale delle masse glaciali terrestri non polari (Dyurgerov e Meier, 1997; IUGG (CCS)-UNEP-NESCO, 2005).

L'accelerazione in atto di questo fenomeno dopo gli anni '80 del XX secolo e le previsioni di una quasi totale estinzione dei ghiacciai entro la fine del XXI secolo con le massicce conseguenze in campo ambientale ed economico, soprattutto dal punto di vista idrologico (Haeberli, 2005; Paul et al., 2004; Zemp et al., 2006) hanno reso opportuni approfondimenti su cause, effetti, evoluzione e interrelazioni fra le variazioni glaciali e le tendenze climatiche.

In questo quadro le masse glaciali localizzate sulle più alte catene montuose della Terra, in particolare quelle asiatiche, rivestono un interesse particolare, sia per le caratteristiche tipologiche, morfologiche e dinamiche di questi ghiacciai, sia per le previsioni di un loro rapido regresso. Secondo un rapporto del 1999 del Working Group on Himalayan Glaciology (WGHG) dell'International Commission for Snow and Ice (ICSI) "glaciers in the Himalayas are receding faster than in any other part of the world and, if the present rate continues, the livelihood of them disappearing by the year 2035 is very high".

È in particolare il grande nodo orografico dell'Altopiano del Tibet, i cui margini sono identificabili nelle più gigantesche fasce orogenetiche del pianeta, dove sono concentrate le più vaste masse glaciali al di fuori delle regioni polari, con una superficie totale di 104.850 km^2, di cui 40.000 km^2 in India e Pakistan e 49.900 km^2 in Cina. La catena himalayana con 34.660 km^2 ne raccoglie ben il 33 %.

È ben nota la loro estrema importanza sull'economia delle popolazioni locali. Specialmente durante le stagioni aride e calde le acque di fusione di questi ghiacciai danno un contributo essenziale al grande sistema idrografico dei fiumi Indo, Gange, Brahmaputra. In sintesi le acque provenienti dai ghiacciai asiatici, specialmente con l'incremento in atto della popolazione che richiede una sempre più intesa attività agricola, costituiscono una risorsa di importanza sempre crescente per centinaia di milioni di uomini (Hewitt et

Introduction

The regression of non-polar glaciers which has taken place in all the regions of the Earth since mid-XIX century is considered the most evident sign of current climatic changes (IPCC, 2001; 2007; Haeberli et al., 2007). Recent research based on remote sensing (ASTER images), carried out within the GLIMS Project (*Global Land Ice Measurements from Space*), has pointed out a remarkable regression, over the last decade, of the glaciers located on the mountain chains of the whole Earth, from the Andes, to Himalaya, to the Alps (Wessels et al., 2001; Kargel et al., 2005). Also the terrain data (mass balance and frontal variations) confirm a global reduction of non-polar terrestrial glacial masses (Dyurgerov and Meier, 1997; IUGG (CCS)-UNEP-UNESCO, 2005).

The acceleration of the phenomenon, taking place after the 1980s, and the expectation of an almost complete extinction of the glaciers by the end of the XXI century, together with the massive after-effects on the environment and on the economy, mainly in hydrological terms (Haeberli, 2005; Paul et al., 2004; Zemp et al., 2006) have required a closer examination of causes, effects, evolution and interrelations between glacial variations and climatic trends.

In this context, glacial masses located on the highest mountain ranges of the Earth, the Asian in particular, have a great importance, either for the typological, morphological and dynamic characteristics of these glaciers, or for the expectations of their fast regression. According to a 1999 report by the Working Group on Himalayan Glaciology (WGHG) of the International Commission for Snow and Ice (ICSI) "glaciers in the Himalayas are receding faster than in any other part of the world and, if the present rate continues, the livelihood of them disappearing by the year 2035 is very high".

In particular, on the great orographic knot of the Tibet highland, whose edges define the greatest orogenetic belts of the Earth, the widest glacial masses outside the polar regions are located; their total surface is 104,850 km^2, out of which 40,000 km^2 in India and Pakistan and 49,900 km^2 in China. The Himalaya chain with a surface of 34,660 km^2 represents a good 33 %.

Their great importance in the economy of local people is well known. Especially during the dry and warm seasons, the waters originated from the melting of these glaciers make an essential contribution to the great hydrographic system of the rivers Indus, Ganges, Brahmaputra. In short, the waters originated from Asian glaciers, especially because of the population growth, requiring a more and more intensive agricultural work, are resources of increasing importance for several hundred million people (Hewitt et al., 1989; Hagg and Braun, 2005; WWF, 2005). A reliable

al., 1989; Hagg e Braun, 2005; WWF, 2005). Una quantificazione attendibile dell'entità del glacialismo di queste regioni e soprattutto delle sue variazioni recenti richiede un utilizzo intenso di tecniche di *remote sensing* (Bishop et al., 2000; 2005; 2007; Shroder et al., 2007; Berthier et al., 2007), indispensabili sia per le dimensioni dei sistemi glaciali (in Karakorum il Siachen, il Biafo, l'Hispar e il Baltoro raggiungono lunghezze superiori ai 60 km), sia per la loro localizzazione in aree remote, dove rilievi di terreno di dettaglio sarebbero difficili e dispendiosi. Tuttavia rilievi diretti sul terreno su un campione di ghiacciai sono sempre opportuni per verificare i dati ricavati da remote sensing e per comprendere meglio i processi glaciali locali. Anche gli studiosi italiani hanno un'esperienza ormai secolare in questo settore di ricerca che ha visto nel Duca degli Abruzzi, in Dainelli e Marinelli e soprattutto in Ardito Desio i primi grandi protagonisti (Smiraglia, 1995).

Caratteristiche dei ghiacciai himalayani

I ghiacciai himalayani (il termine è qui usato in senso estensivo per indicare tutte le grandi catene montuose asiatiche che bordano l'Altopiano del Tibet) presentano caratteristiche che li distinguono dagli altri *mountain glacier*. L'elemento che più li distingue anche visivamente è di certo la copertura detritica di buona parte delle lingue di ablazione che li fa definire *debris-covered tipe glacier* (DCG) o *dirty-tipe glacier* (Moribayashi, 1974) e talora "ghiacciai neri". Il detrito, che copre con spessori via via crescenti (anche 2 m nel settore frontale) le lingue glaciali, può avere diverse origini (frane dai versanti rocciosi in aggiunta ai processi crioclastici non parossistici, crolli dalle morene laterali) ed essere trasportato sia in superficie sia all'interno sia al fondo. È chiaro che in questi due ultimi casi la messa in posto superficiale sarà dovuta all'ablazione che riduce lo spessore del ghiacciaio e favorisce la concentrazione dei clasti (Nakawo et al., 1986). La copertura detritica ha una notevole importanza sul bilancio del ghiacciaio in quanto, una volta superato il suo spessore critico, si riduce notevolmente l'ablazione (Benn e Evans, 1998). Sul Ghiacciaio Khumbu, ad esempio, ai piedi del versante nepalese dell'Everest, nel settore della lingua priva di detrito è stata registrata un'ablazione giornaliera di 2,5 cm rispetto a 0,4 cm del settore inferiore coperto di detrito (Inoue e Yoshida, 1980).

Altre caratteristiche di questi ghiacciai si possono così sintetizzare: 1) sensibile dislivello fra il loro limite superiore e la linea di equilibrio o del nevato; 2) mancanza di vasti bacini collettori di tipo alpino, sostituiti da piccoli bacini delimitati da ripide ed elevate pareti; 3) presenza di strette lingue che si allungano anche per decine di chilometri; 4) alimentazione prevalentemente secondaria, derivante da valanghe e da trasporto eolico;

quantification of the size of glacialism in these regions and most of all of their recent variations requires the intensive employment of *remote sensing* techniques (Bishop et al., 2000; 2005; 2007; Shroder et al., 2007; Berthier et al., 2007), which are essential both for the size of the glacial systems (in Karakorum Siachen, Biafo, Hispar and Baltoro are longer than 60 km), and for their location in remote areas, where surveys of detail terrain would be difficult and expensive. Nevertheless, direct surveys of the terrain on a sample glacier are always advisable to check the data deriving from remote sensing and to better understand local glacial processes. Also Italian scientists have an age-long experience in this field of research: the first great protagonists were the Duke of Abruzzi, Dainelli and Marinelli and most of all Ardito Desio (Smiraglia, 1995).

Characteristics of himalayan glaciers

The characteristics of Himalayan glaciers (here the term is used in a broad sense to mean all the great Asian mountain chains which border the Tibet highland) are different from the other *mountain glaciers*. Also from a visual point of view their distinguishing mark is certainly the detrital covering of most of the ablation tongues, so that they are defined *debris-covered type glaciers* (DCG) o *dirty-type glaciers* (Moribayashi, 1974) and sometimes "black glaciers". The debris, which covers the glacial tongues with increasing thickness (even 2 m in the frontal sector), can have different origins (landslides from the rocky sides in addition to non-paroxysmal crioclastic processes, falls from lateral moraines) and can be carried either on the surface or at the bottom. It is clear that in the last two cases the surface placement depends on ablation, which reduces the thickness of the glacier and helps the concentration of the clasts (Nakawo et al., 1986). The detrital covering is remarkably important for the balance of the glacier, because, after exceeding its critical thickness, the ablation is considerably reduced (Benn and Evans, 1998). On Khumbu Glacier, for example, at the foot of the Nepalese side of the Everest, in the section of the tongue without debris a daily ablation of 2.5 cm has been registered, in comparison with one of 0.4 cm in the inferior section covered by debris (Inoue and Yoshida, 1980).

To sum up, other characteristics of these glaciers are: 1) a considerable difference in level between their superior limit and the line of balance or of the firn; 2) a lack of vast Alpine-type catchment basins, replaced by little basins whose boundaries are marked by steep slopes and high walls; 3) narrow tongues lengthening even dozen kilometres; 4) mostly secondary supplies, coming from avalanches and eolian deposits;

Figura 1 - Ghiacciaio Baltoro, Karakorum. Il Circo Concordia dove si incontrano le colate che provengono dal K2 e dai Gasherbrum. Evidenti i lunghi nastri delle morene galleggianti. (C. Mayer).
Figure 1 - The Baltoro Glacier, Karakorum, where the flows from K2 and the Gasherbrums converge. The long bands of medial moraines are particularly evident. (C. Mayer).

Figura 2 - La superficie del medio Baltoro interamente ricoperta da detrito. L'ablazione è attiva solo sulle sponde in ghiaccio vivo dei laghi sopraglaciali. (C. Smiraglia).
Figure 2 (left) - The surface of the central Baltoro completely covered in debris. Ablation is active only on the fresh ice of the super-glacial lakes. (C. Smiraglia).

Figura 3 - Il Ghiacciaio Changri Nup (Himalaya, Everest). A dx la colata N, ricoperta da detrito; a sin., la colata W con la fronte "bianca" dove si effettuano le misure. (A. Da Polenza).
Figure 3 (right) - The Changri Nup Glacier (Himalayas, Everest). The northern flow covered with debris and, to the left, the "white" western front where measurements are carried out, are evident. (A. Da Polenza).

5) numerosissime confluenze, ben visibili sulle immagini da satellite, che danno ai sistemi glaciali himalayani una tipica struttura dendritica; 6) localizzazione prevalentemente longitudinale rispetto all'asse delle catene montuose; 7) ridotta distanza tra fronte e morene frontali della Piccola Età Glaciale (PEG) (Smiraglia, 1998). È quel tipo di paesaggio che, una volta disponibili le prime carte topografiche di queste regioni, fece definire in modo irriverente a famosi alpinisti ed esploratori della seconda metà del XIX secolo, come Freshfield, i ghiacciai himalayani "a few worms crawling about the heads of valleys".

Anche se i DCG costituiscono sicuramente la tipologia più diffusa di ghiacciaio himalayano e coprono complessivamente la superficie più vasta, su queste catene montuose sono presenti e numerosi anche i ghiacciai privi totalmente o parzialmente di copertura detritica, denominati *clean-tipe glacier* o *debris free glacier* (DFG) (Fujii e Higuchi, 1977). Sono caratterizzati da: 1) mancanza o ridotta superficie della copertura detritica presente nel settore inferiore; 2) mancanza di una lingua ben espressa; 3) elevata altitudine della fronte (normalmente al di sopra dei 5000 m); 4) notevole distanza fra la fronte e le morene della PEG; 5) prevalente localizzazione trasversale rispetto all'asse delle catene montuose.

A tutto ciò va aggiunto che per i ghiacciai himalayani l'alimentazione, primaria o secondaria che sia, è prevalentemente estiva e ciò li rende particolarmente sensibili alle variazioni climatiche in atto (Ageta e Kadota, 1992).

L'evoluzione recente

Un numero elevato di studi locali e regionali ha ormai dimostrato che il glacialismo delle grandi catene asiatiche è in una generale fase di regresso dalla fine della PEG (Mayewski e Jeschke, 1979). Secondo Ageta (2001) il regresso dei ghiacciai DC e DF si è accelerato in questi ultimi anni in Nepal e Bhutan, anche se i tempi di risposta e la sensibilità alle variazioni climatiche possono essere molto diverse. Sensibili riduzioni delle lunghezze e degli spessori sono segnalate in tutte le regioni dell'Himalaya. In Nepal, lo Yala Glacier ha fatto registrare un drastico regresso dagli anni '90 del XX secolo (Ageta e Fujita, 1996), mentre per lo AX010 dal 1978 al 1989 si sono misurati 12 m di riduzione di spessore (Fujita et al., 2001). Nella regione del Khumbu, ai piedi dell'Everest, dal 1970 al 1989 sette DFG sono risultati in regresso (Yamada et al., 1992) con totali di 30-60 m durante il periodo di osservazione. Il maggior e più noto ghiacciaio della regione, il Khumbu, fra il 1978 e il 1995 si è abbassato di 10 m (Kadota et al., 2000).

Anche in India e in Cina regresso frontale e riduzioni areali e di spessore sono i fenomeni più segnalati.

5) a great number of confluences, well visible on satellite images, which provide Himalayan glacial systems with a typical dendritic structure; 6) a mainly longitudinal localization in relation to the axis of the mountain chains; 7) a reduced distance between their front and the frontal moraines of the Little Ice Age (LIA) (Smiraglia, 1998). It is the kind of landscape which, after the first topographical maps of these regions were produced, made some famous XIX century mountaineers and explorers such as Freshfield disrespectfully define Himalayan glaciers "a few worms crawling about the heads of valleys".

Although DCG surely represent the most common typology of Himalayan glaciers and as a whole cover the broadest surface, on these mountain chains also many glaciers totally or partially lacking in detrital covering are present, named *clean-type glaciers* or *debris free glaciers* (DFG) (Fujii and Higuchi, 1977). Their characteristics are: 1) a lack or a reduced surface of the detrital covering in the inferior sector; 2) a lack of a well expressed tongue; 3) a high altitude of the front (normally above 5,000 m); 4) a considerable distance between the front and the moraines of the LIA; 5) a prevailing transversal localization in relation to the axis of the mountain chains.

We must add that the primary or secondary supplies of Himalayan glaciers are mostly present in summer, and of consequence they are particularly sensitive to climatic variarions (Ageta and Kadota, 1992).

Recent evolution

By now, a great number of local and regional studies has shown that glacialism of the great Asian mountain chains has generally been receding since the end of the LIA (Mayewski and Jeschke, 1979). According to Ageta (2001) the regression of DC and DF glaciers has quickened over the last years in Nepal and Bhutan, although the response time and the sensitivity to climatic variations can be very different. Considerable length and thickness reductions are reported in all Himalayan regions. In Nepal, since the 1990s, a drastic regression of Yala Glacier has been registered (Ageta and Fujita, 1996), while for the AX010 from 1978 to 1989 a reduction of thickness of 12 m (Fujita et alii, 2001) has been measured. In the Khumbu region at the foot of Everest from 1970 to 1989 seven DFG were apparently retreating (Yamada et al., 1992) up to 30-60 m during the observation period. The largest and more famous glacier of the region, Khumbu, between 1978 and 1995 lowered up to 10 m (Kadota et al., 2000).

Also in India and in China frontal retreat and areal reductions and of thickness are the most signalled phenomena.

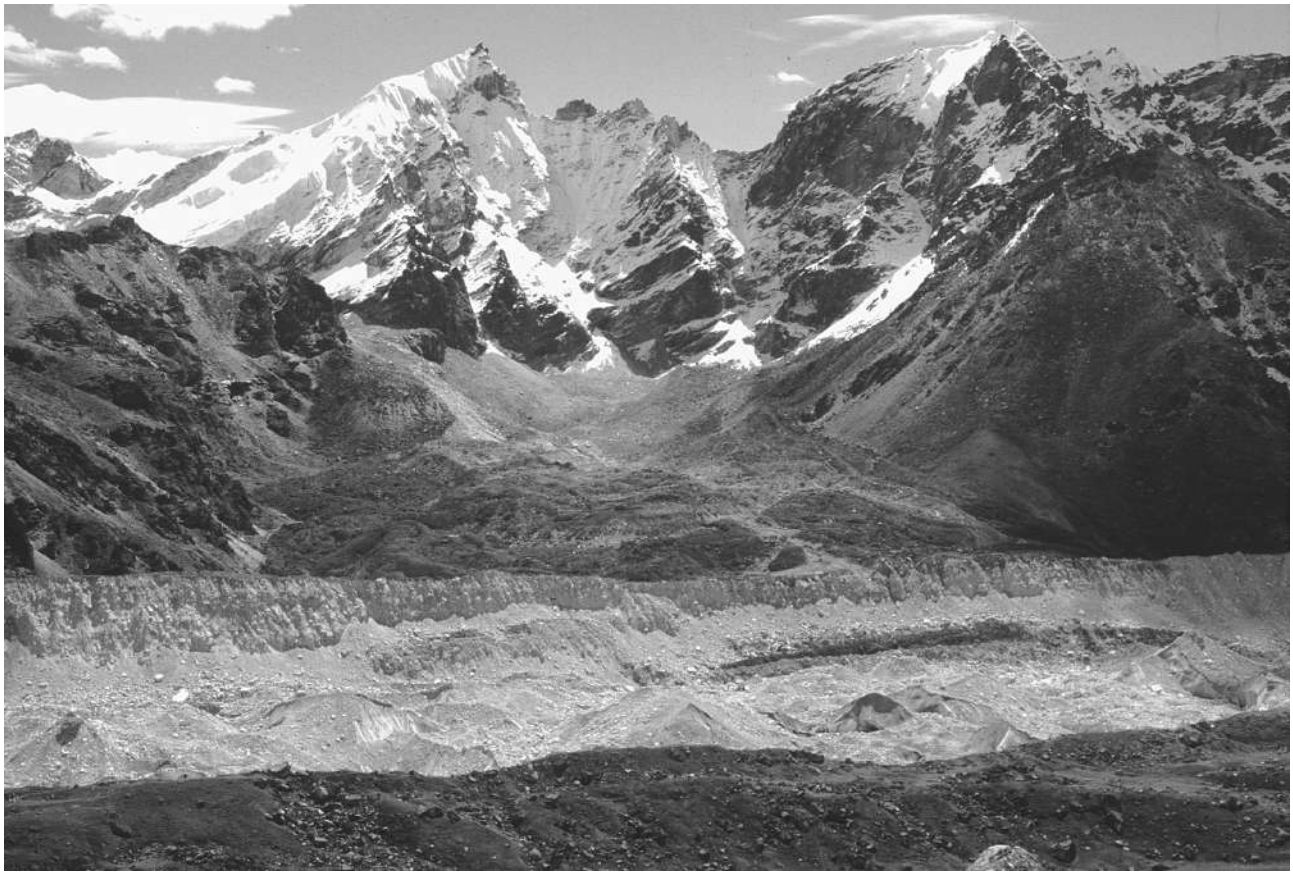


Figura 4 - Un altro notissimo debris covered glacier, il Khumbu che scende direttamente dalle pendici dell'Everest. Si osservi la riduzione di spessore rispetto alla morena della Piccola Età Glaciale. (C. Smiraglia).

Figure 4 - Another famous debris-covered glacier, the Khumbu which flows directly down the slopes of Mount Everest. The reduced depth of the ice, compared to its Little Ice Age state, is clear. (C. Smiraglia).

Emblematico è il caso del Gangotri Glacier, lungo 30 km, sicuramente fra gli apparati più studiati di quelle aree sia con rilievi di terreno sia con confronti di immagini da satellite: dal 1971 al 1996 il Gangotri è arretrato di circa 850 m con un tasso di 34 m all'anno, un ritmo superiore di tre volte a quello dei precedenti 200 anni. Ritmi di regresso confrontabili sono stati evidenziati anche per ghiacciai di minori dimensioni, come il Dokriani, sempre nell'Himalaya indiano (lunghezza 5,5 km), che dal 1962 al 1995 si è ritirato di 550 m con una media annua di quasi 17 m. Per quanto riguarda la Cina negli ultimi quarant'anni su tutto l'Altopiano del Tibet si è avuta una riduzione areale di quasi 7000 km^2 di superficie glaciale, con i maggiori arretramenti a partire dalla seconda metà degli anni '80 del XX secolo.

Recenti studi hanno messo in evidenza in numerose regioni glacializzate delle montagne cinesi riduzioni areali oscillanti fra il 5 % dal 1956 al 1990 (Liu Shiyin et al., 2002) al 9 % negli ultimi vent'anni; i bilanci di massa degli ultimi anni hanno fatto registrare valori pesantemente negativi rispetto a quelli positivi degli anni '70 del XX secolo (Jin Rui et al., 2004). Dagli

The case of Gangotri Glacier is emblematic: 30 km long, it is surely one of the most studied systems in those areas, both through terrain surveys and through comparisons of satellite images: from 1971 to 1996 Gangotri retreated about 850 m with an annual rate of 34 m, with a rhythm three times superior to the previous 200 year rate. Comparable rhythms of retreat have been pointed out also for glaciers of smaller size, such as Dokriani, located in the Indian Himalaya (length 5.5 km), which from 1962 to 1995 retreated 550 m with an annual rate of almost 17 m. As for China, over the last forty years on the whole Tibet highland an areal reduction of almost 7,000 km^2 of the glacial surface has occurred, and the largest retreats have taken place since the second half of the 1980s.

Recent studies have pointed out in several glacialized regions of the Chinese mountains areal reductions between 5 % from 1956 to 1990 (Liu Shiyin et al., 2002) and 9 % in the last twenty years; the mass balances of the last years have shown very negative values in comparison with the positive ones of the 1970s (Jin Rui et al., 2004). Since the 1960s the gla-

Anni Sessanta del XX secolo i ghiacciai del versante Nord dell'Everest hanno evidenziato regressi fra i 6 e i 10 m all'anno con accelerazione negli anni più recenti (Ren et al., 2006).

Sul versante meridionale del Karakorum numerosi ghiacciai monitorati fra gli anni '90 del XX secolo e i primi anni del XXI secolo hanno continuato ad arretrare e a perdere spessore (Hewitt, 2005).

In questo quadro di intenso regresso glaciale che, fatte salve lievi differenze dimensionali e cronologiche, è sostanzialmente omogeneo, spiccano situazioni di verso opposto che ben si prestano ad analisi più approfondite, soprattutto per quanto riguarda la situazione del Karakorum. In questa catena montuosa, dove si concentrano i più lunghi ghiacciai al di fuori delle regioni polari, sono numerose le segnalazioni di ghiacciai in avanzata osservati fra il 1986 e il 1996, molte delle quali attribuibili a fenomeni di *surging*, quindi difficilmente correlabili a situazioni favorevoli al glacialismo come incrementi di precipitazioni solide e riduzioni di temperatura (Hewitt, 1998a-b).

Più recentemente (1997-2002) è stata osservata oltre una decina di ghiacciai di media dimensione (lunghezze comprese fra 10 e 20 km) in espansione con incrementi di lunghezza di centinaia di metri. Va anche aggiunto che alcuni dei ghiacciai di maggiori dimensioni (40-70 km di lunghezza) presentavano sensibili (anche 20 m) incrementi di spessore (Hewitt, 2005). È quello che lo stesso autore definisce "the Karakoram anomaly" e che attribuisce a una serie di fenomeni, in particolare l'*elevation effect* e lo *snow fence*. Le elevatissime quote dei bacini collettori dei ghiacciai del Karakorum potrebbero infatti favorire l'effet-to "trappola" delle alte pareti che racchiudono i bacini stessi e che fungono da vie di alimentazione primaria attraverso le valanghe, in rapporto ad un possibile incremento della nevosità dovuta al riscaldamento globale nei bacini più elevati con un più veloce trasferimento di massa ai settori inferiori.

Si tratta quindi di temi molto problematici che richiedono una grande quantità di nuovi dati. Può essere utile a questo proposito riportare i risultati di recenti ricerche su alcuni ghiacciai campione in Karakorum e in Himalaya.

Evoluzione recente di alcuni ghiacciai campione

Come contributo alla migliore comprensione delle variazioni dei ghiacciai sulle alte montagne asiatiche, si riportano alcuni dati sintetici raccolti nell'ambito di recenti missioni scientifiche in Himalaya e Karakorum da parte degli autori del presente contributo (per maggiori approfondimenti: Smiraglia et al., 2007). Si tratta di tre ghiacciai, due localizzati in Karakoram (Baltoro e Liligo) e uno in Himalaya (Changri Nup), molto differenti per dimensioni e tipologia, quindi sufficientemente rappresentativi della varietà dei ghiacciai di queste regioni.

ciers located in the Northern side of Everest have shown annual retreats from 6 and 10 m, with an acceleration in most recent years (Ren et al., 2006).

On the Southern side of the Karakorum several glaciers monitored between the 1990s and the first years of the XXI century have continued to retreat and to lose their thickness (Hewitt, 2005).

The general intense glacial retreat, except for a few slight differences in size and chronology, is substantially homogenous; nevertheless, opposite situations are worth noticing, which can be analysed in depth, most of all as far as the situation of Karakorum is concerned. In this mountain chain, where the longest glaciers outside the polar regions are concentrated, a great number of reports have been made on advancing glaciers, observed between 1986 and 1996; much of them are due to *surging* phenomena, therefore it is difficult to connect them to situations favourable to glacialism, such as increase in precipitation and reduction of temperature (Hewitt, 1998a-b).

More recently (1997-2002) about ten middle-sized expanding glaciers (length between 10 and 20 km) have been observed; their length increased hundreds of meters. We must also add that some glaciers of greater size (40-70 km in length) showed a remarkable (also 20 m) increase in thickness (Hewitt, 2005). The author himself defines this event "the Karakoram anomaly" and attributes it to a series of phenomena, in particular to the *elevation effect* and the *snow fence*. The very high altitude of the catchment basins of the Karakorum glaciers could facilitate the "trap" effect of the high walls which contain the basins themselves and function as routes of primary supply through avalanches, in connection with a possible increase of snowfall due to global warming in the highest basins with a faster mass transfer to inferior sectors.

Therefore these complicated topics require a large quantity of new data. On this point it can be useful to report the results of recent research on some sample glacier in Karakorum and in Himalaya.

Recent evolution of some sample glaciers

As a contribution to better understand the variations of the glaciers on the high Asian mountains, we report some brief data collected during recent scientific missions in Himalaya and Karakorum carried out by the authors of the present article (for a closer examination see Smiraglia et al., 2007). They are three glaciers, two located in Karakoram (Baltoro and Liligo) and one in Himalaya (Changri Nup), very different for typology and size, therefore representative enough of the variety of glaciers in these regions.

Baltoro, with a length of about 60 km and a surface

Il Baltoro, con una lunghezza di circa 60 km e una superficie di 524 km^2, è uno dei maggiori ghiacciai vallivi del mondo. Situato sul versante meridionale del Karakorum si estende da 3370 m alla fronte fino agli 8611 m del K2, la più alta sommità del Karakoram. Al di sotto dei 5000 m ca. è completamente ricoperto da detrito e rappresenta quindi un classico DCG. Il Liligo è un piccolo ghiacciaio, anch'esso DC, ospitato in una valle laterale rispetto al Baltoro. Lungo circa 10 km e con una superficie di circa 17 km^2, attualmente è separato da un lago proglaciale dal bordo del Baltoro. Può essere considerato un classico esempio di ghiacciaio trasversale.

Entrambi hanno una lunga storia di osservazioni scientifiche. Dalle prime esplorazioni di Conway nella seconda metà del XIX secolo (Conway, 1894), fino ai lavori italiani di De Filippi (1912), Dainelli e Marinelli (1928), Savoia-Aosta e Desio (1936), Desio et al. (1961). Indagini recenti sono state compiute da Smiraglia (1986), Hewitt (1969; 1998b-c), Pecci e Smiraglia (2000), Diolaiuti et al. (2003), Mayer et al. (2006), Mihalcea et al. (2006).

Il Changri Nup è localizzato in Himalaya nella Valle di Khumbu ed è uno dei tributari del Ghiacciaio Khumbu. Parzialmente ricoperto da detrito dalla fronte (5200 m) fino a ca. 5350 m, copre complessivamente una superficie di ca. 8 km^2. Uno dei suoi settori superiori (quello S) è attualmente separato dal corpo principale e costituisce un corpo glaciale a sé senza copertura detritica. Anche su questo ghiacciaio numerose sono state le missioni scientifiche italiane.

Baltoro

Durante gli anni recenti su questo ghiacciaio e sul vicino Liligo sono stati compiuti numerosi rilievi di terreno specialmente in occasione del 50° anniversario della prima ascensione del K2 (1954-2004), che, uniti a successive elaborazioni remote sensing, hanno permesso di individuarne l'attuale fase dinamica (Mayer et al., 2006; Mihalcea et al., 2006). I risultati possono essere considerati validi non solo dal punto di vista strettamente scientifico, ma anche da quello applicativo. Questo imponente sistema glaciale fornisce infatti un contributo essenziale dal punto di vista idrico a tutto il Pakistan. I dati raccolti sulle variazioni di lunghezza del Baltoro (sia sul terreno, utilizzando il famoso "masso Desio", situato presso la fronte a 3365 m, impiegato da oltre un secolo come caposaldo, sia da materiale iconografico di vario tipo), indicano che non vi sono state sensibili variazioni. Nel-l'arco di tempo 1913-2004 la fronte del Baltoro ha subito numerose piccole oscillazioni che hanno portato ad una riduzione di lunghezza di 65 m e che fanno definire il limite inferiore del ghiacciaio praticamente stabile. Anche nel settore superiore i confronti qualitativi con le splendide immagini di Vittorio Sella del 1909 indicano solo limitate variazioni nella morfologia

of 524 km^2, is one of the largest valley glaciers in the world. Located on the Northern side of the Karakorum, it extends from 3,370 m at the front to the 8,611-metre peak of K2, the highest summit of the Karakoram. Below about 5,000 m it is completely covered by debris and therefore represents a classical DCG. Liligo is a small glacier, another DC, contained in a lateral valley in relation to Baltoro. About 10 km long and with a surface of about 17 km^2, at present it is separated by a proglacial lake from the edge of Baltoro. It can be considered a classic example of transversal glacier.

They both have a long history of scientific observations. From the first explorations by Conway in the second half of the XIX century (Conway, 1894), to the Italian works by De Filippi (1912); Dainelli and Marinelli (1928); Savoia-Aosta and Desio (1936); Desio et al. (1961). Recent research has been carried out by Smiraglia (1986), Hewitt (1969; 1998b-c), Pecci and Smiraglia (2000), Diolaiuti et al. (2003), Mayer et al. (2006), Mihalcea et al. (2006).

Changri Nup is located in Himalaya in the Khumbu valley and it is one of the tributaries of the Khumbu Glacier. Partially covered by debris from the front (5,200 m) to about 5,350 m, on the whole it covers a surface of about 8 km^2. At present one of its superior sectors (the Southern) is separated from the main body and constitutes a glacial body on its own, without detrital covering. Several Italian scientific missions have been carried out also on this glacier.

Baltoro

In recent years many terrain surveys have been carried out on this glacier and on the near Liligo, especially on occasion of the 50° anniversary of the first ascent of K2 (1954-2004): together with following remote sensing elaborations, they have allowed to identify the current dynamic phase (Mayer et al., 2006; Mihalcea et al., 2006). The results can be considered substantial not only from the strictly scientific point of view, but also from the applicative one. This impressive glacial system provides the whole Pakistan with an essential water supply. The data collected on the length variations of Baltoro (both on the ground, using the famous "Desio block", located at the front at 3,365 m, employed as a benchmark for more than a century, and through various iconographic materials), show that no remarkable variation occurred. Over the period 1913-2004 the front of Baltoro was subjected to several small fluctuations which led to a length reduction of 65 m and which make the inferior limit of the glacier practically stable. Also in the superior sector the qualitative comparisons with Vittorio Sella's 1909 wonderful images show only limited variations of the general morphology of the glacier. In any case, their size is inferior to other mountain chains, such as

generale del ghiacciaio. Il loro ordine di grandezza è in ogni caso inferiore a quanto avviene in altre catene montuose, come le Alpi, dove nello stesso periodo i ghiacciai hanno perso il 30-40 % della loro superficie (Beniston, 2003; Haeberli, 2005; Zemp et al., 2007). Osservazioni sono state compiute anche sull'estensione della copertura detritica e sui suoi effetti sul bilancio energetico e sul bilancio di massa, grazie anche all'installazione ad opera del Comitato Ev-K2-CNR di due stazioni meteo automatiche, una fissa a Urdukas (4020 m) presso il ghiacciaio, e una temporanea al campo base del K2 (5000 m). In totale il 38 % della superficie del Baltoro è coperta da detrito con uno spessore che varia da 0,3 m a 1,5 m alla fronte. Calcoli del bilancio di massa sono stati compiuti per la parte del Baltoro al di sopra del Circo Condordia, dove avviene la confluenza dei due maggiori alimentatori, quello settentrionale che scende dal K2 e quello meridionale che defluisce dai Gasherbrum. In questo settore del ghiacciaio, utilizzando una stima della distribuzione altimetrica delle precipitazioni e la distribuzione delle aree in funzione dell'altitudine, si è determinato l'accumulo netto al di sopra della linea di equilibrio che è risultato in un flusso di massa di 0,511 km³/yr. Le misure di ablazione al Circo Concordia e nel settore superiore del ghiacciaio, unite ai dati raccolti dalle due stazioni meteo automatiche, hanno permesso di calcolare un'ablazione netta di 0,167 km³/yr. Tenendo conto del margine d'errore che non dovrebbe superare il 30 %, il bilancio netto stimato per il settore al di sopra del Circo Concordia è +0,344 ±0,103 km³/yr (Mayer et al., 2006; Mihalcea et al., 2006).

Litigo

A differenza del Baltoro la fronte del Liligo ha fatto registrare sensibili oscillazioni che per la loro entità e per le modificazioni morfologiche che le hanno accompagnate hanno permesso di classificare questo ghiacciaio come *surging glacier* (Desio, 1954; Hewitt, 1969; 1998a-b; Pecci e Smiraglia, 2000; Diolaiuti et al., 2003). L'utilizzo comparato di diverse metodologie di indagine (documenti storici, cartografia, fotografie, immagini da satellite e rilievi di terreno) ha permesso di ricostruirne l'evoluzione a partire dal 1892. A una fase di espansione durata fino al 1909, è seguita una fase di intenso regresso fino al 1985, a sua volta seguita da un'altra fase di espansione durata fino all'ultimo decennio del XX secolo. L'entità delle variazioni (-1300 m fra il 1929 e il 1954; +350 m tra il 1954 e il 1986; +1400 m fra il 1986 e il 1997) e le caratteristiche morfologiche della fronte e della superficie glaciale sono considerate indicative di un ghiacciaio tipo surge (Diolaiuti et al., 2003). Durante gli ultimi 5 anni la fase surge che ha caratterizzato il Liligo almeno due volte durante il XX secolo sembra essersi conclusa; la fronte è infatti fortemente arretrata, ha perso notevole spessore e ha lasciato spazio a un vasto lago proglaciale.

the Alps, where in the same period the glaciers lost 30-40 % of their surface (Beniston, 2003; Haeberli, 2005; Zemp et al., 2007). Observations have been made also on the size of the detrital covering and on its effects on the energy balance and on the mass balance, thanks also to the installation of two automatic meteorological stations by the Board Ev-K2-CNR, one fixed at Urdukas (4,020 m), on the glacier, the other temporary at K2 base camp (5,000 m). As a whole, 38 % of the surface of Baltoro is covered by debris; its thickness ranges from 0.3 m to 1.5 m at the front. Calculations of the mass balance have been made for the part of Baltoro above Circo Concordia, where the confluence of the two greatest feeders occurs, the Northern which comes down from K2 and the Southern which flows from Gasherbrum. In this sector of the glacier, employing an estimate of the altimetric distribution of the precipitation and the distribution of the areas in relation to altitude, the net accumulation above the line of balance was calculated, which resulted in a mass flow of 0.511 km³/year. The measurement of the ablation at Circo Concordia and in the superior sector of the glacier, together with the data collected by the two automatic meteorological stations, have allowed to calculate the net ablation, which has resulted 0.167 km³/year. Considering the margin of error, which should not exceed 30 %, the estimated net balance of the sector above Circo Concordia is +0.344 ±0.103 km³/yr (Mayer et al., 2006; Mihalcea et al., 2006).

Liligo

Unlike Baltoro, remarkable variations have been registered on the front of Liligo. For their size and for the following morphological modifications they have allowed to classify this glacier as *surging glacier* (Desio, 1954; Hewitt, 1969; 1998a-b; Pecci and Smiraglia, 2000; Diolaiuti et al., 2003). The comparative employment of different methodologies of research (historical documents, cartography, photographs, satellite images and terrain surveys) has allowed to reconstruct its evolution since 1892. A phase of expansion until 1909 was followed by a phase of retreat until 1985, followed in turn by another phase of expansion until the last decade of the XX century. The size of the variations (-1,300 m between 1929 and 1954; +350 m between 1954 and 1986; +1,400 m between 1986 and 1997) and the morphological characteristics of the front and of the glacial surface are considered indicative of a surge glacier (Diolaiuti et al., 2003). During the last five years the surge phase which characterized Liligo at least twice during the XX century has apparently ended; indeed, the front has strongly retreated, it has lost a considerable thickness and has left space to a large proglacial lake.

Figura 5 - La fronte del Baltoro nel 1954. Si osservi la "porta" da cui fuoriesce il torrente subglaciale. Nel circoletto è indicato il Masso Desio, blocco di gneiss che emerge dal fluvioglaciale, utilizzato come punto fisso per la misura delle variazioni frontali sin dall'inizio del XX secolo. (A. Desio).

Figure 5 - The Baltoro front in 1954. One notices the "sluice" through which the sub-glacial torrent gushes. The circle indicates the Desio Boulder, a block of gneiss emerging from the glacial river, used as a reference-point for measurements of frontal variations since the beginning of the twentieth century. (A. Desio).

Figura 6 - La fronte del Baltoro nel 2004. La morfologia è lievemente mutata ma la posizione nell'arco di mezzo secolo è rimasta pressoché invariata. (C. Mayer).

Figure 6 - The Baltoro front in 2004. The morphology has changed slightly but its position has remained practically unaltered over fifty years. (C. Mayer).

Figura 7 (sinistra) - La stazione meteorologica automatica (AWS) di Urdukas (4020 m) che insieme a quella del Campo Base del K2 ha permesso di realizzare il bilancio energetico e la conseguente ablazione del Baltoro. (C. Mayer).
Figura 8 (destra) - Rilievi sul Ghiacciaio Baltoro per la quantificazione dell'ablazione e della velocità superficiale. Si osservi la netta stratificazione della copertura detritica con il grossolano in superficie e il fine a contatto con il ghiaccio. (C. Mayer).

Figure 7 (left) - The automatic weather station (AWS) at Urdukas (4020 m) which, with that of the K2 Base has permitted assessment of the force and subsequent ablation of the Baltoro. (C. Mayer).
Figure 8 (right) - Reliefs carried out on the Baltoro Glacier to quantify ablation and surface speed. The stratification of the debris with the larger components on the surface, the finer ones closer to the ice, is clear. (C. Mayer).

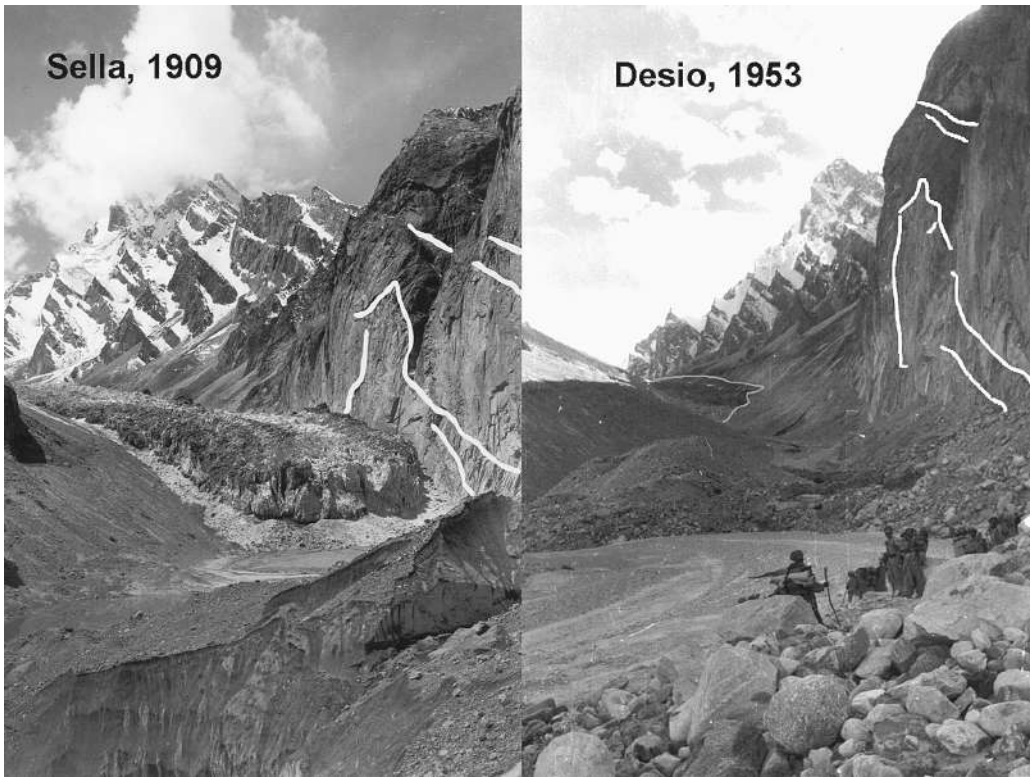


Figura 9 - Il Ghiacciaio Liligo sulla sinistra idrografica del Baltoro in due immagini dell'inizio del XX secolo (V. Sella) e della metà del secolo (A. Desio). È evidente la fase di arretramento dell'immagine di destra. Alla fine del XX secolo il ghiacciaio rioccuperà la stessa posizione giungendo a sfiorare il fianco del Baltoro.

Figure 9 - The Liligo glacier on the hydrographical left of the Baltoro in two photographs, one taken at the beginning (V. Sella), the other around the middle (A. Desio) of the twentieth century. Shrinking is evident in the right-hand photograph. At the end of the twentieth century the glacier occupied its former position once again, reaching the slopes of the Baltoro.

Changri Nup

Contrariamente al Baltoro e al Liligo, i rilievi sul Changri Nup sono iniziati solo da pochi anni (Smiraglia et al., 2007). Dal 1994 viene infatti monitorata annualmente da caposaldi esterni la posizione della fronte del suo settore meridionale scoperto da detriti. Si dispone così di una serie decennale che indica un continuo e costante regresso del ghiacciaio, quantificabile dal 1994 al 2005 in 140 m. Non è invece stato possibile effettuare misure di variazione di lunghezza nel settore inferiore della lingua principale ricoperta da detrito, dove fra l'altro la confluenza nel Khumbu è ancora tutta da investigare. Misure con GPS hanno comunque evidenziato anche una continua perdita di spessore di entrambi i settori, particolarmente evidente ed intensa in corrispondenza dei numerosi laghi epiglaciali e delle falesie di ghiaccio, che nel settore debris covered costituiscono le uniche aree di ghiaccio scoperto.

Changri Nup

Unlike Baltoro and Liligo, the surveys on Changri Nup have began only few years ago (Smiraglia et al., 2007). Since 1994 the position of the front of its Southern sector, uncovered by debris, is annually monitored through external benchmarks. Therefore we have a ten-year-long series which shows a continuous and constant retreat of the glacier, quantifiable from 1994 to 2005 in 140 m. Indeed, it was impossible to measure the length variation of the inferior sector of the main tongue covered by debris, where nevertheless the confluence into the Khumbu is still to be investigated. Anyway, measurements with GPS have shown also a continuous loss of thickness of both sectors, particularly evident and strong next to the great number of epiglacial lakes and ice cliffs, which in the debris covered sector are the only areas of open ice.

Figura 10 - Il Ghiacciaio Changri Nup (a destra) con la sua confluenza nel Khumbu. Lo spessore del detrito supera i 2 m rendendo impossibile, senza l'utilizzo di metodi indiretti di tipo geofisico, l'individuazione del limite frontale. (C. Smiraglia).

Figure 10 - Changri Nup Glacier (right) as it joins the Khumbu. The debris is over 2 m deep which makes measurement of the frontal boundary impossible without the use of indirect geophysical instruments. (C. Smiraglia).

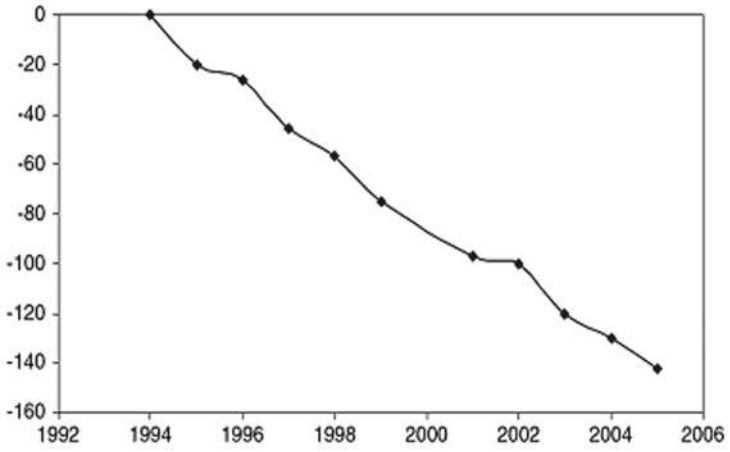


Figura 11 - Variazioni cumulate della fronte "bianca" del Changri Nup. In un decennio l'arretramento è stato di 140 m ca.

Figure 11 - Cumulated variations of the "white" front of the Changri Nup. Shrinkage has amounted to about 1.40 m in a decade.

Conclusioni

I dati delle aree campione sinteticamente presentati confermano in parte quanto già ampiamente noto e descritto sul fatto che "climate change has impacted the glacial ecosystem tremendously. Sixty-seven percent of glaciers are retreating at a startling rate in the Himalayas" (Ageta e Kadota, 1992). In realtà la situazione è molto complessa ed è resa problematica dalle differenze tipologiche, di esposizione e di altimetria dei ghiacciai del grande nodo orografico H-K-H (Hindu Kush-Karakorum-Himalaya).

Le grandi lingue glaciali ricoperte di detrito, anche se manifestano riduzioni di spessore, mantengono la posizione della fronte abbastanza costante, come avviene per il Baltoro (arretramento medio annuo dal 1913 circa -0,7 m). È una dinamica tipica dei DCG di tutte le catene montuose (Alpi comprese) (Smiraglia, 1998; D'Agata et al., 2005). Durante il XX secolo il bilancio di massa dei DCG è stato infatti meno negativo (o in qualche caso anche positivo) rispetto ai DFG. Solo in questi ultimi anni il bilancio di massa di molti DCG sta diventando negativo, ma sicuramente con tassi inferiori a quelli dei DFG. Questi ultimi infatti da oltre un secolo su gran parte della Terra mostrano bilanci negativi, che si sono accentuati negli ultimi anni e che portano a sensibili riduzioni frontali. È il caso del Changri Nup con il suo regresso medio annuo di circa 10 m.

Va ancora ricordata la già citata "anomalia" dei ghiacciai del Karakorum, ancora da chiarire, che non sembra tuttavia coincidere con i pur numerosi surging glaciers individuati nella stessa regione, la cui dinamica è di tipo oscillatorio, ma non interpretabile come una risposta diretta alle variazioni climatiche locali. È appena il caso di ricordare surging glaciers noti in letteratura, come il Kutiah che nel 1953 avanzò di 12 km in due mesi (Desio, 1954; Hewitt, 1969) o il Chiring avanzato di 15,5 km fra il 1994 e il 1996 (Hewitt, 1998a).

Conclusions

The data of the sample areas synthetically presented partly prove what is already well known and described about the fact that "climate change has impacted the glacial ecosystem tremendously. Sixty-seven percent of glaciers are retreating at a startling rate in the Himalayas" (Ageta and Kadota, 1992). Actually the situation is very complex and the problems are connected with the typological differences of exposure and altimetry of the glaciers of the great orographic knot H-K-H (Hindu Kush-Karakorum-Himalaya).

Although showing thickness reductions, the great glacial tongues debris covered keep the position of the front constant enough, such as Baltoro (annual average retreat since 1913 of about -0.7 m). These dynamics are typical of DCG of all mountain chains (Alps included) (Smiraglia, 1998; D'Agata et al., 2005). During the XX century the mass balance of DCG has been less negative (or in some cases also positive) as for DFG. Only in the last years the mass balance of several DCG is becoming negative, but surely with rates inferior to the ones of DFG. Indeed these glaciers have shown negative balances for more than a century in a large part of the Earth; over the last years they have become more evident, and they have led to a few remarkable frontal reductions. It is the case of Changri Nup with its annual average retreat of about 10 m.

We must also remember the already quoted "anomaly" of Karakorum glaciers, still to be explained, which nevertheless does not seem to coincide with the numerous surging glaciers located in the same region. Their dynamics are oscillatory but cannot be considered a direct response to local climatic variations. Surging glaciers known in literature can be remembered, such as Kutiah, which in 1953 advanced up to 12 km in two months (Desio, 1954; Hewitt, 1969) or Chiring, which advanced up to 15.5 km between 1994 and 1996 (Hewitt, 1998a).

Di fatto gran parte dei ghiacciai dell'HKH su tutti i versanti, come evidenziato più sopra, e in particolare i DFG, sono sicuramente in una fase di intenso e accelerato regresso, imputabile all'incremento delle temperature; in Nepal ad esempio si è registrato un aumento di 0,06 °C all'anno dal 1977 al 1994, mentre sull'Altopiano del Tibet si è verificato un incremento per decade di 0,16 °C delle temperature annuali dal 1955 al 1996. Per i ghiacciai dell'HKH le variazioni dell'intensità e della distribuzione temporale e spaziale delle precipitazioni monsoniche estive sono ancora più importanti delle variazioni termiche; tuttavia è molto più complesso individuare una tendenza per le precipitazioni, di cui sembra aumentare la fase liquida in quota.

I modelli previsionali indicano che la prosecuzione dell'attuale tendenza climatica porterà nell'arco di una quarantina di anni ad un così accentuato innalzamento della *snow line* e ad un incremento delle precipitazioni liquide ad alta quota tali da provocare una crisi globale della criosfera in quelle regioni (Hasnain, 2002; Kadota et al. 1993; Shi Yafeng, 2001).

Gli impatti che questo fenomeno potrebbe avere a livello di disponibilità idrica, possibilità di alimentazione, rischio e sostenibilità ambientale per decine di milioni di persone, rende di estrema attualità quanto affermato da Hewitt (2005): "The greatest problem is the absence of an established monitoring system for climate and other developments in the glacial zone, and relative neglect of this unique high mountain glacial region".

As a matter of fact most HKH glaciers, on all sides, as above mentioned, and in particular DFG, are certainly retreating, intensively and quickly, due to the rise in temperature; in Nepal for example an annual 0,06 °C increase occurred from 1977 to 1994, whereas on the Tibet highland a 0,16 °C increase of the annual temperatures took place every decade from 1955 to 1996. For HKH glaciers the variations of the intensity and of the temporal and spatial distribution of the summer monsonic precipitation are even more important than the heat variations; nevertheless it is much more complex to detect a precipitation trend, as the liquid phase seems to increase at a high altitude.

The anticipatory models show that the continuation of the current climatic trend will lead over about forty years to a noticeable rise of the *snow line* and to an increase of liquid precipitation at a high altitude likely to cause a global crisis of the criosphere in those regions (Hasnain, 2002; Kadota et al. 1993; Shi Yafeng, 2001).

The impact these phenomena could have on water and food supplies, environmental risk and sustainability for many million people, makes extremely relevant what Hewitt said (2005): "The greatest problem is the absence of an established monitoring system for climate and other developments in the glacial zone, and relative neglect of this unique high mountain glacial region".

Ringraziamenti

Questo lavoro si inserisce nel progetto di ricerca PRIN-MIUR 2005 "L'accelerazione degli impatti del Cambiamento Climatico sull'alta montagna: degradazione della criosfera e implicazioni ambientali" (coordinatore nazionale C. Smiraglia). I rilievi di terreno sono stati condotti nell'ambito del progetto del Comitato Ev-K2-CNR "Ricerche scientifiche e tecnologiche in Himalaya e Karakorum" e del progetto "K2 2004-Cinquant'anni dopo", quest'ultimo reso possibile dal contributo dell'IMONT. Si ringraziano A. Lambrecht, A. Tamburini, G. Peretti e L. Bonetti per il supporto nei rilievi di terreno.

Acknowledgements

This work is included into the research project PRIN-MIUR 2005 "The acceleration of the impacts of Climatic Change on high mountains: degradation of the criosphere and environmental implications" (national coordinator C. Smiraglia). Terrain surveys have been carried out within the project of the Ev-K2-CNR Committee "Scientific and technological research in Himalaya and Karakorum" and the project "K2 2004- Fifty years After", made possible thanks to the contribution of IMONT. We thank A. Lambrecht, A. Tamburini, G. Peretti and L. Bonetti for their help in the terrain surveys.

English translation: Nicoletta Brazzelli

Corresponding author address:
Claudio Smiraglia, University of Milan - Department of Earth Sciences "Ardito Desio", Via Mangiagalli, 34, 20133, Milano, Italia. E.mail: claudio.smiraglia@unimi.it

Bibliografia / References

Ageta Y. (2001) - *Study project on the recent shrinkage of summer accumulation type glaciers in the Himalayas, 1997-1999*. Bulletin of Glaciological Research, 18, pp. 45-49.

Ageta Y. and Fujita K. (1996) - *Characteristics of mass balance of summer-accumulation type glaciers in the Himalayas and Tibetan Plateau*. Zeitschrift fur Gletcherkunde und Glazialgeologie, 32, pp. 61-65.

Ageta Y. and Kadota T. (1992) - *Predictions of changes of glacier mass-balance in the Nepal Himalaya and Tibetan Plateau: A case study of air temperature increases for three glaciers*. Annals of Glaciology, 16, pp. 89-94.

Beniston M. (2003) - *Climatic change in mountain regions: a review of possible impacts*. Climatic Change, 59, pp. 5-31.

Benn D.I. and Evans J.A. (1998) – *Glaciers & Glaciation*. Arnold, London.

Berthier E., Arnaud Y., Rajesh K., Sarfaraz A., Wagnon P. and Chevallier P. (2007) - *Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India)*. Remote Sensing Environment, 108(3), pp. 327-338.

Bishop M.P., Kargel J. S., Kieffer H.H., Mackinnon D.J., Raup B.H. and Shroder Jr J.F. (2000) - *Remote Sensing Science and Technology for studying glacier processes in High Asia*. Annals of Glaciology, 31, pp. 164-170.

Bishop M.P., Barry R.G., Bush A.B.G., Copland L., Dwyer J.L., Fountain A.G., Haeberli W., Hall D.H., Kargel J.S., Molnia B.F., Olsenholler J.A., Paul F., Raup B.H., Shroeder J.F., Trabant D.C. and Wessels R. (2005) - *Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS): Remote Sensing and GIS Investigations of the Earth's Cryosphere*. Geocarto International, 19.

Bishop M.P., Shroder J.F., Haritashya U.K. and Bulley N.N. (2007) - *Remote sensing and GIS for alpine glacier change detection in the Himalaya*. In: Baudo R., Tartari G. and Vuillermoz E. (edts), "Mountains Witnesses of Global Changes. Research in the Himalaya and Karakoram: Share-Asia Project", Elsevier, Amsterdam, pp. 209-234.

Conway W. M. (1894) - *Climbing and exploration in the Himalayas*. Fisher Unwin, London.

D'agata C., Smiraglia C., Mancini F. and Zanutta A. (2005) - *Recent variations of a debris-covered glacier (Brenva glacier) in the Italian Alps monitored by comparison of maps and digital ortophotos*. Journal of Glaciology, 52, pp. 183-185.

Dainelli G. and Marinelli O. (1928) - *Spedizione Italiana De Filippi nell'Himalaya, Karacorum e Turchestan Cinese (1913-1914). Serie II - Risultati geologici e geografici*. Vol. IV, Zanichelli, Bologna.

De Filippi F. (1912) - *La Spedizione di S.A.R. il Principe Luigi Amedeo di Savoia Duca degli Abruzzi nel Karakorum e nell'Himalaya occidentale (1909)*. Zanichelli, Bologna.

Desio A. (1954) - *An exceptional glacier advance in the Karakoram-Ladakh region*. Journal of Glaciology, 16, pp. 383-385.

Desio A., Marussi A. and Caputo M. (1961) - *Glaciological Research of the Italian Karakorum Expedition 1953-1955*. IAHS, Pubbl. 54, pp. 224-232.

Diolaiuti G., Smiraglia C. and Pecci M. (2003) - *Liligo Glacier (Karakoram): a reconstruction of the recent history of a surge-type glacier*. Annals of Glaciology, 36, pp. 20-33.

Dyurgerov M.B. and Meier M.F. (1997) - *Mass balance of mountain and sub-polar glaciers: A new global assessment for 1961-1990*. Arctic and Alpine Research, 29(4), pp. 379-391.

Fujii Y. and Higuchi (1977) - *Statistical analysis of the forms of the glaciers in Khumbu region*. Journal Japanese Society Snow and Ice, 39, pp. 7-14.

Fujita K., Kadota T., Rana B., Shrestha R.B. and Ageta Y. (2001) - *Shrinkage of Glacier AX010 in Shoring region, Nepal Himalayas in the 1990s*. Bulletin of Glaciological Research, 18, pp. 51-54.

Haeberli W. (2005) - *Climate Change and Glacial/Periglacial geomorphodynamics in the Alps: a challenge of historical dimensions*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Suppl. VII, pp. 9-14.

Haeberli W., Hoelzle M., Paul F. and Zemp M. (2007) - *Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps*. Annals of Glaciology, 46, pp. 150-160.

Hagg W. and Braun L. (2005) - *The influence of glacier retreat on water yield from high mountain areas: comparison of Alps and Central Asia, Climate and Hydrology in Mountain Areas*, C. de Jong, D. Collins & R. Ranzi eds., "Climate and Hydrology in Mountain Areas", Wiley & Sons, pp. 263-275.

Hasnain S. I. (2002) - *Himalayan glaciers meltdown: impact on South Asian Rivers*. IAHS, Pubbl. 274, pp. 1-7.

Hewitt K. (1969) - *Glacier surges in the Karakoram Himalaya (Central Asia)*. Canadian Journal of Earth Science, 6, pp. 1009-1017.

Hewitt K., Wake C.P., Young G.J. and David C. (1989) - *Hydrological investigations at Biafo Glacier, Karakoram Himalaya; an important source of water for the Indus River*. Annals of Glaciology, 13, pp. 103-108.

Hewitt K. (1998a) - *Glaciers receive a surge of attention in the Karakoram Himalaya*. Eos, Transactions, American Geophysical Union, 79, pp. 104-105.

Hewitt K. (1998b) - *Recent Glacier Surges in the Karakoram Himalaya, South Central Asia*. http://www.agu.org /eos_elec/ 97016e.html, (c) American Geophysical Union.

Hewitt K. (2005) - *The Karakoram Anomaly? Glacier Expansion and the 'Elevation Effect', Karakoram Himalaya*. Mountain Research and Development, 25, 4, pp. 332-340.

Hewitt K., Wake C.P., Young G.J. and David C. (1989) - *Hydrological investigations at Biafo Glacier, Karakorum Range, Himalaya; an important source of water for the Indus River*. Annals of Glaciology, 13, pp. 103-108.

Inoue J. and Yoshida M. (1980) - *Ablation and heat exchange over the Khumbu glacier*. Journal Japanese Society of Snow and Ice-Seppyo, 41, pp. 26-33.

IPCC (2001) - *Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge and New York.

IPCC, 2007 (2007) – *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. WMO-UNEP, Geneva.

IUGG (CCS)-UNEP-UNESCO (2005) - *Fluctuations of Glaciers 1995-2000*. Vol. VIII. World Glacier Monitoring Service.

Jin Rui, Che Tao, Li Xin and Wu Lizong (2004) - *Glacier change in Pumqu Basin based on remote sensing data and GIS technique*. Journal of Glaciology and Geocryology, 26, p. 3.

Kadota T., Seko K. and Ageta Y. (1993) - *Shrinkage of glacier AX010 since 1978, Shorong Himal, east Nepal*. In: Young, G.J. (ed.) "Snow and Glacier Hydrology", IAHS Publ. 218, pp. 145-154.

Kadota T., Seko K., Aoki T., Iwata S. and Yamaguchi S. (2000) - *Shrinkage of Khumbu Glacier, east Nepal from 1978 to 1995*. IAHS Publication No. 264, pp. 235-243.

Kargel J. S., Abrams M. J., Bishop M. P., Bush A., Hamilton G., Jiskoot H., Kääb A., Kieffer H., Lee E. M., Paul F., Rau F., Raup B., Shroder J.F., Soltesz D., Stainforth D., Stearns L., and Wessels R. (2005) - *Multispectral imaging contributions to global land ice measurements from space*. Remote sensing of environment, 99, pp. 187-219.

Liu Shiyin, Lu Anxin and Ding Yongjian (2002) - *Glacier fluctuations and the inferred climatic changes in the A'nyêmaqên Mountains in the source area of the Yellow River, China*. Journal of Glaciology and Geocryology, 24, pp. 701-707.

Mayer C., Lambrecht A., Belo' M., Smiraglia C. and Diolaiuti G. (2006) - *Glaciological characteristics of the ablation zone of Baltoro Glacier, Karakorum*. Annals of Glaciology, 43, pp. 123-131.

Mayewski P.A. and Jeschke P.A (1979) - *Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812*. Arctic and Alpine Research, 11, pp. 267-287.

Mihalcea C., Mayer C., Diolaiuti G., Lambrecht A., Smiraglia C. and Tartari G. (2006) - *Ice ablation and meteorological conditions on the debris covered area of Baltoro Glacier (Karakoram, Pakistan*). Annals of Glaciology, 43, pp. 292-300.

Moribayashi S. (1974) - *On the characteristics of the glaciers in the Himalaya and their recent variations*. Journal Japanese Society Snow and Ice, 36, pp. 11-21.

Nakawo M., Iwata S., Watanabe O. and Yoshida M. (1986) - *Processes which distribute supraglaciale debris on the Khumbu Glacier, Nepal Himalaya*. Annals of Glaciology, 8, pp. 129-131.

Nakawo E., Waddington D., Raymond C.F. and Conway H. (2001) - *Response sensitivities of a summer-accumulation type glacier to climate changes indicated with a glacier fluctuation model*. Bulletin of Glaciological Research,18, pp. 1-8.

Paul F., Kaab A., Maisch M., Kellenberger T. and Haeberli W. (2004) - *Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*. Geophysical Research Letters, 312, L21402.

Pecci M. and Smiraglia C. (2000) - *Advance and retreat phases of the Karakorum Glaciers during the 20th century: case studies in Braldo Valley (Pakistan)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 23, pp. 73-85.

Ren J., Jing Z., Pu J. and Qin X. (2006) – *Glacier variations and climate change in the central Himalaya over the past few decades*. Annals of Glaciology, 43, pp. 218-222.

Savoia-Aosta A. and Desio A. (1936) - *La Spedizione geografica italiana al Karakoram (1929) - Storia del viaggio e risultati geografici*. Bertarelli, Milano.

Shi Yafeng (2001) - *Estimation of the water resources affected by climatic warming and glacier shrinkage before 2050 in west China*. Journal of Glaciology and Geocryology, 23, pp. 333-341.

Shroder J.F., Bishop M.P., Bulley N.N., Haritashya U.K. and Olsenholler J.A. (2007) - *Global land ice monitoring from space (GLIMS) project regional center for Southwest Asia (Afghanistan and Pakistan)*. In: Baudo R., Tartari G. and Vuillermoz E. (edts), "Mountains Witnesses of Global Changes. Research in the Himalaya and Karakoram: Share-Asia Project", Elsevier, Amsterdam, pp. 187-208.

Smiraglia C**.** (1986) - *Valutazione dell'ablazione differenziale sul Ghiacciaio Baltoro (Karakorum, Pakistan) e morfologia derivante: nota preliminare*. Atti Accademia dei Lincei. Rend. fis., 8(80), pp. 17-25.

Smiraglia C. (1995) - *Le ricerche glaciologiche italiane nelle regioni extraeuropee*. Geografia Fisica e Din. Quaternaria, 18, pp. 171-180.

Smiraglia C. (1998) - *Glaciers and glaciology of Himalaya*. In: Baudo R., Tartari G. and Munawar M. (edts), "Top of the World Environmental Research: Mount Everest-Himalayan Ecosystem", Backhuys Publ., Leiden, pp. 65-100.

Smiraglia C., Mayer C., Mihalcea C., Diolaiuti G., Belò M. and Vassena G. (2007) – *Ongoing variations of Himalayan and Karakoram glaciers as witnesses of global changes: recent studies on some glaciers*. In: Baudo R., Tartari G. and Vuillermoz E. (edts), "Mountains Witnesses of Global Changes. Research in the Himalaya and Karakoram: Share-Asia Project", Elsevier, Amsterdam, pp. 235-248.

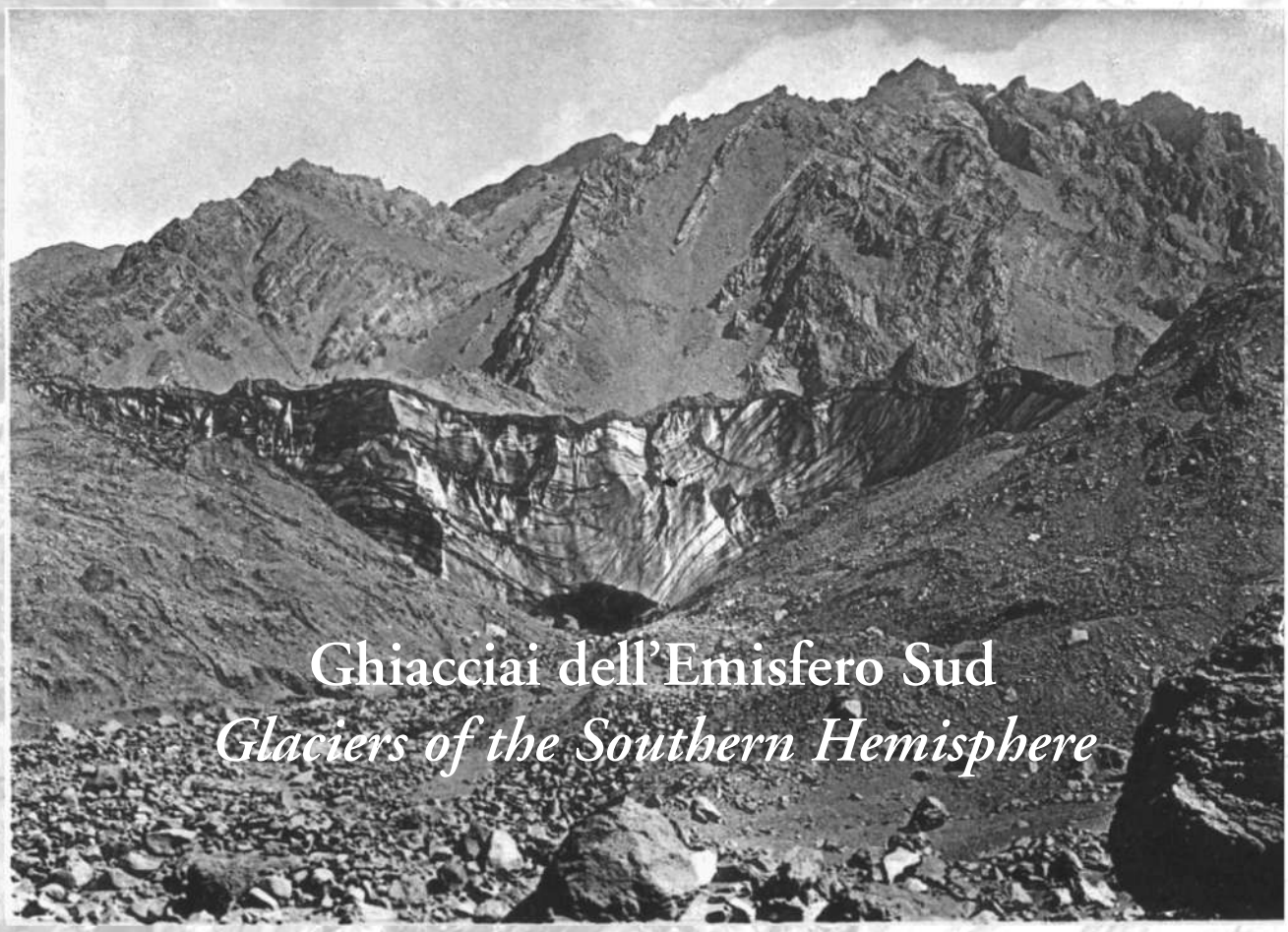
Yamada T., Shiraiwa T., Kadota T., Watanabe T., Rana B., Ageta Y. and Fushimi H. (1992) - *Fluctuation of the glaciers from the 1970s to 1989 in the Khumbu, Shorong and Langtang regions, Nepal Himalayas,* Bulletin of Glacier Research, 10, pp. 11-19.

Wessels R.L., Kargel J.S. and Kieffer, H.H., 2001. *Global Land Ice Measurements from Space: Documenting the Demise of Earth's Glaciers using ASTE*R. American Geophysical Union 2001, Spring Meeting, May 2001.

WWF (2005) - *An overwiew of Glaciers, Glaciers retreat, and subsequent impacts in Nepal, India and China*. WWW Nepal, Program.

Zemp M., Haeberli W., Hoelzle M. and Paul F. (2006) - *Alpine glaciers to disappear within decades?* Geophysical Research Letters, 33, L13504, doi:10.1029/2006GL026319

Zemp M., Paul F., Hoelzle M. and Haeberli W. (2007) - *Alpine glacier fluctuations 1850-2000: An overview and spatio-temporal analysis of available data and its representativity*. In: Orlove B., Wiegandt E. and Luckman B. (eds.), "The Darkening Peaks: Glacial Retreat in Scientific and Social Context". University of California Press.



Ghiacciai dell'Emisfero Sud
Glaciers of the Southern Hemisphere

Aconcagua (Habel, 1895)

Javier C. MENDOZA RODRÍGUEZ (*)

I ghiacciai tropicali della Cordigliera Real di Bolivia e il loro comportamento di fronte al cambiamento climatico globale

The tropical glaciers of the Cordillera Real in Bolivia and their behaviour faced with global climatic change

Riassunto

I risultati di 16 anni di studio sui ghiacciai della Cordigliera Real di Bolivia evidenziano gli effetti del cambiamento climatico globale, che qui si traducono in una rilevante perdita di massa di tutti gli apparati glaciali. Il caso più drammatico è quello del Ghiacciaio Chacaltaya che, con una perdita media di 1,3 m all'anno, versa in stato di pre-estinzione. Le cause principali sono riferibili all'incremento delle temperature e ai sempre più frequenti fenomeni de El Niño. Quest'ultimo si manifesta con un leggero aumento termico e un deficit nelle precipitazioni: insieme, tali eventi producono eccezionali perdite nei ghiacciai della Cordigliera Real. A livello regionale, i ghiacciai tropicali costituiscono un'importante riserva d'acqua. A livello scientifico mondiale, il loro studio è particolarmente importante per l'immediata risposta che essi forniscono rispetto ai cambiamenti climatici globali.

Abstract

The results of a sixteen-year survey on the glaciers of the Cordillera Real in Bolivia highlight the effects of global climatic change, which produce a remarkable mass loss of all the glacial systems of the area. The most dramatic case is Chacaltaya Glacier which, with an annual average loss of 1.3 m, is nearly dying out. The main causes are related to the temperature increase and to the more and more frequent phenomena connected with El Niño. This event implies a slight thermal increase and a deficiency of precipitation: taken together, these phenomena cause extraordinary losses of the glaciers of the Cordillera Real. At a regional level, tropical glaciers are an important water supply. From a worldwide scientific point of view, their study is particularly important for the immediate response they give to the issue of global climatic changes.

Introduzione

Il *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología* (SENAMHI) e l'*Instituto de Hidráulica e Hidrología* (IHH) dell'*Universidad Mayor de San Andrés*, sono le istituzione nazionali boliviane coinvolte nel Programma "Great Ice" (Ghiacciai Tropicali come risorse idriche e indicatori climatici e ambientali). Si tratta di un Programma di ricerca avviato dall'*Institut de Recherche pour le Développement* (IRD – Francia) che trova sviluppo in Sud America (Colombia, Ecuador, Perù e Bolivia); suo obiettivo generale è l'analisi della dinamica idrologica dei ghiacciai ubicati nelle Ande tropicali.

L'indagine sui ghiacciai boliviani

Lo studio dei ghiacciai della Cordillera Real de Bolivia ha avuto inizio nel 1991 sugli apparati glaciali di Zongo,

Introduction

The *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología* (SENAMHI) and the *Instituto de Hidráulica e Hidrología* (IHH) of the *Universidad Mayor de San Andrés* are the Bolivian national institutions involved in the Programme "Great Ice" (Tropical Glaciers as water resources and climatic and environmental indicators). It is a research Programme started by the *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD – France) and developed in South America (Colombia, Ecuador, Perù and Bolivia); its general aim is the analysis of hydrological dynamics of the glaciers located in the tropical Andes.

The survey on Bolivian glaciers

The study of the glaciers of the Cordillera Real in Bolivia started in 1991 on the glacial systems of

(*) Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés, Bolivia.

del Monte Huayna Potosí e di Chacaltaya; a partire dal 2002, allo studio del Ghiacciaio di Chacaltaya, in fase di dissoluzione, si è affiancato quello sul Ghiacciaio Charquini. Tali ghiacciai sono rappresentativi dell'insieme delle masse glaciali presenti nella Cordigliera Real; quello di Zongo "riproduce" i più vasti (>1 km^2) con quote massime oltre i 6000 m; il Chacaltaya e il Charquini sono rappresentativi invece dei più piccoli (<1 km^2) e con quote massime sotto i 5500 m. In fig. 1 è indicata l'ubicazione dei ghiacciai studiati e in tabella 1 le loro principali caratteristiche.

Zongo, Monte Huayna Potosí and Chacaltaya; since 2002 the study on the Charquini Glacier has joined the one on the Chacaltaya Glacier, which is going to disappear. These glaciers are representative of the whole of the glacial masses of the Cordillera Real; Zongo is representative of the most extended ones (>1 km^2) with altitudes higher than 6.000 m a.s.l.; by contrast Chacaltaya and Charquini are representative of the smallest ones (<1 km^2) with altitudes lower than 5,500 m a.s.l. Figure 1 shows the location of the glaciers studied and Table 1 their main characteristics.

Tabella 1 - Caratteristiche generali dei ghiacciai della Cordigliera Real de Bolivia.

Table 1 - General characteristics of the glaciers of the Cordillera Real de Bolivia.

Caratteristiche / Characteristics	**ZONGO**	**CHACALTAYA**	**CHARQUINI**
Coordinate / Coordinates (WGS84)	16°15'S / 68°10'W	16°21¢S / 68°07¢W	16°09'S / 68°09'W
Sviluppo altitudinale (approssimato) / Height (approximate)	6,000 - 4,900 m	5,396 - 4,700 m	5,280 - 4,985 m
Superficie / Area	1.88 km^2	0.007 km^2	0.363 km^2
Esposizione prevalente / Prevailing exposure	Sud e Est / South and East	Sud / South	Sud / South
Spessore massimo / Greatest thickness	Sconosciuto / Unknown	5 m (about)	Sconosciuto / Unknown
Inizio del programma di ricerca / Starting of the research programme	Luglio 1991 / July 1991	Luglio 1991 / July 1991	Agosto 2002 / August 2002
Bilancio di massa glaciologico / Glaciological mass balance	Si (con paline, mensile) / Yes (stakes, monthly)	Si (annuale) / Yes (annual)	Si (con paline, mensile) / Yes (stakes, monthly)
Rilievo topografico Topographical relief	/Si (annuale) / Yes (annual)	Si (annuale) / Yes (annual)	Si (annuale) / Yes (annual)
Bilancio idrologico / Hydrological balance	Si / Yes	Si / Yes	No
Copertura dati meteo in situ / Meteorol. data coverage on the spot	Si / Yes	Si / Yes	Si / Yes
Frequenza del rilievo / Frequency of the survey	Trimestrale / Three months	Mesile / Monthly	Mensile / Monthly
Enti coinvolti / Institutions involved	IRD* – IHH** – SENAMHI°	IRD – IHH – SENAMHI	IRD – IHH – SENAMHI
Diffusione dei dati / Diffusion of the data	WGMS°° – Web	WGMS – Web	WGMS – Web

* IRD: Institut de Recherche pour le Développement (France).

** IHH: Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés, La Paz - Bolivia.

° SENAMHI: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Bolivia.

°° WGMS: World Glacier Monitoring Service.

L'importanza dello studio dei ghiacciai tropicali.
Si considerano tropicali quei ghiacciai localizzati tra Tropico del Cancro e Tropico del Capricorno. La maggior parte di essi (circa il 97 %) è ubicata in Sud America e, in particolare, nei settori andini delle Cordigliere Orientale (o Real) e Occidentale (Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú e Bolivia). Il loro studio risulta importante in quanto fondamentali fonti di acqua dolce a livello regionale e in quanto eccellenti indicatori del cambiamento climatico globale.

Importance of the study of tropical glaciers
We consider tropical glaciers as geographically located between the Tropic of Cancer and the Tropic of Capricorn. Most of them (about 97 %) are located in South America and, in particular, in the Andean sectors of the Eastern Cordillera (or Real) and Western Cordillera (Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú and Bolivia). Their study is important because they are fundamental fresh water resources at a regional level and because they are excellent indicators of the global climatic change.

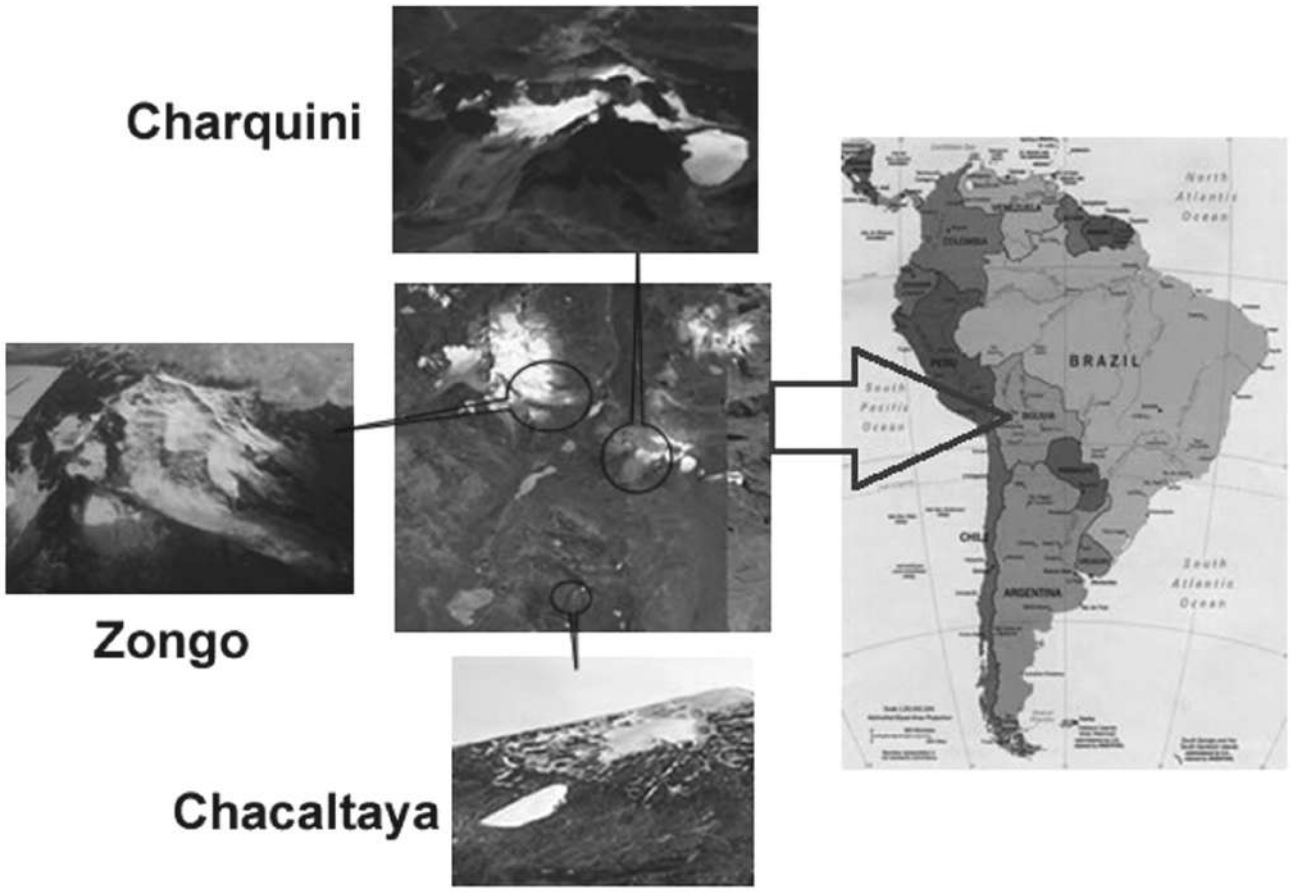


Figura 1 - Ubicazione dei ghiacciai della Cordillera Real de Bolivia.

Figure 1 - Location of the glaciers of the Cordillera Real in Bolivia.

I risultati delle indagini

La risposta dei ghiacciai alle fluttuazioni climatiche si traduce in un aumento o una diminuzione di massa che, in glaciologia, prende nome di "bilancio di massa"; questo bilancio si realizza entro tempi definiti che in genere corrispondono con l'anno idrologico. Nel caso della nostra zona di studio esso ha inizio nel mese di settembre e termina nell'agosto successivo. Entro tali termini, il guadagno di massa determina un bilancio positivo, la perdita un bilancio negativo. La misura di questo bilancio è quella dei mm equivalenti in acqua, la stessa unità cioè delle precipitazioni.

La figura 2 mostra il bilancio di massa annuale dei tre ghiacciai indagati. La maggior parte degli anni ha visto bilanci negativi, accentuati nelle annate de El Niño. Nell'annata 1997-98, questo fenomeno ha causato il bilancio in assoluto più negativo, tra quelli del periodo, per i ghiacciai di Zongo e Chacaltaya, determinando nel primo una perdita media di ghiaccio di oltre 2 m e di oltre 3,5 m nel secondo.

Results of the surveys

The response of the glaciers to climatic fluctuations turns into a mass increase or decrease which, in glaciology, is named "mass balance": this balance takes place within fixed times corresponding to the hydrological year. In the case of our study area, it starts in september and ends in the following august. Within these terms, the mass increase brings about a positive balance, the mass decrease a negative balance. This balance measures the corresponding millimetres of water, that is the same amount of precipitation.

Figure 2 shows the annual mass balance of the three glaciers surveyed. In most years negative balances occurred, more marked during El Niño years. This climatic phenomenon, during the year 1997-1998, caused the absolutely worse balance in the study period for Zongo and Chacaltaya Glaciers, provoking for the first an average loss of ice of more than 2 meters and for the second of more than 3.5 meters.

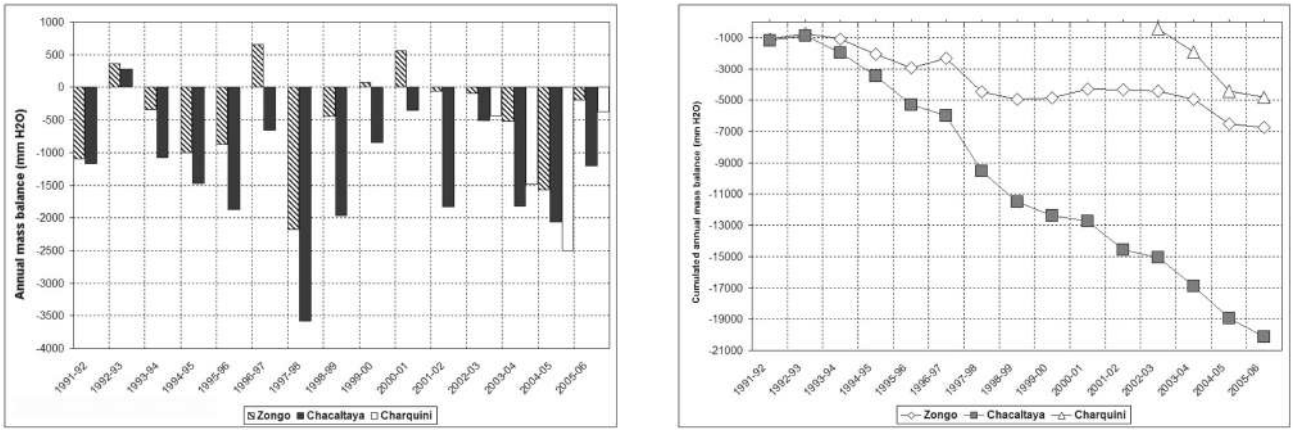


Figura 4 - Evoluzione del perimetro del Ghiacciaio Chacaltaya nel periodo 1850-2006. (B. Francou, 2006).

Figure 4 - Evolution of the perimeter of Chacaltaya Glacier over the period 1850-2006. (B. Francou, 2006).

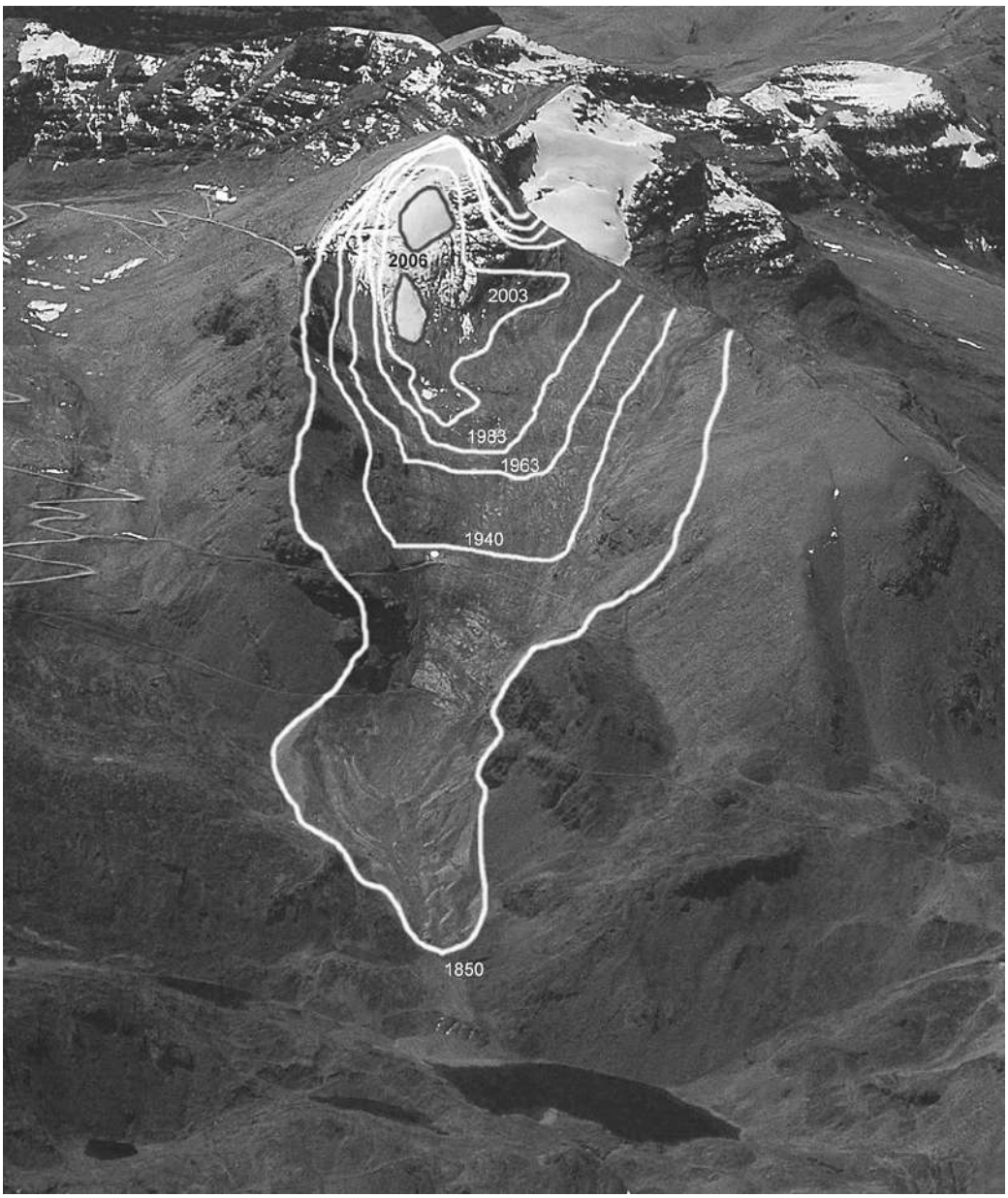


Figure 2, 3 - Bilancio di massa annuale (sinistra) e bilancio di massa cumulato (destra) dei ghiacciai studiati (1991-2006).

Figures 2, 3 - Annual mass balance (left) and cumulated mass balance (right) of the glaciers studied (1991-2006).

La figura 3 mostra il bilancio di massa annuale cumulato dei tre ghiacciai da cui si evince una perdita di circa sette metri di spessore di ghiaccio (media di 0,4 m/n) per il Ghiacciaio di Zongo e di ben venti metri per il Chacaltaya (1,4 m/n). L'andamento climatico sta quindi toccando in profondità i piccoli ghiacciai della Cordillera Real che volgono verso la scomparsa. Ciò è ben evidenziato dalla figura 4 che mostra l'evoluzione della superficie del Chacaltaya dalla sua massima estensione al termine della Piccola Età Glaciale (1850) sino al 2006. Già ora, l'apparato del Chacaltaya non può più essere considerato un vero ghiacciaio, ridotto com'è a due placche di ghiaccio che si stima possano scomparire entro il prossimo triennio. I ghiacciai tropicali della Cordillera Real sono situati in un'area climatica che spiega questo continuo regresso e accentua ulteriormente gli effetti del cambiamento climatico globale.

Figure 3 shows the annual cumulated mass balance of the three glaciers; we can infer a loss of the snow thickness of about seven meters (annual average 0.4 m) for Zongo Glacier and of a good twenty meters for Chacaltaya (annual 1.4 m). Therefore the climatic trend is deeply affecting the small glaciers of the Cordillera Real, which are disappearing. The situation is made clear by figure 4, which shows the evolution of the surface of Chacaltaya Glacier from its greatest extension at the end of the Little Glacial Age (1850) until 2006. By now the Chacaltaya system cannot be considered a real glacier any longer, because it is constituted only by two ice plates which are estimated to disappear by the next three years. The tropical glaciers of the Cordillera Real are placed in a climatic area which accounts for this continuous regression and further emphasizes the effects of global climatic change.

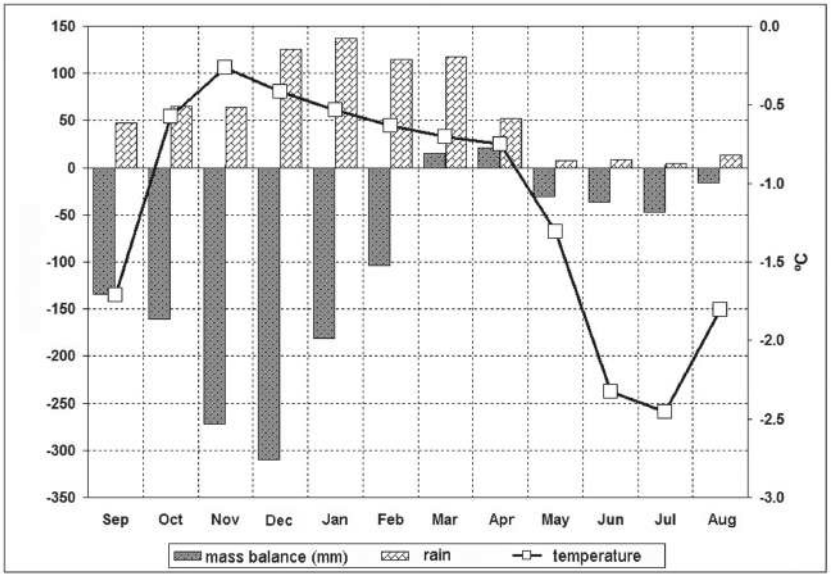


Figura 5 - Medie stagionali dei principali parametri climatici.

Figure 5 - Seasonal averages of the main climatic parameters.

In figura 5 sono evidenziati gli andamenti dei principali parametri climatici (precipitazioni e temperature) in rapporto con il bilancio di massa del Ghiacciaio Chacaltaya. Qui, la stagione delle piogge (ottobre-febbraio), corrisponde con quella di accumulo del ghiacciaio, ma anche con la fase più calda (per contro, la stagione fredda coincide con quella secca): conseguentemente (e per effetto dell'aumento delle temperature), la neve che raggiunge il ghiacciaio viene rapidamente fusa dal calore, impedendo al ghiacciaio di "ricaricarsi". Questo comportamento è accentuato per i ghiacciai minori e posti a quote inferiori i 5500 m s.l.m., come nel caso del Chacaltaya. Questo comportamento è accentuato per i ghiacciai minori e posti a quote inferiori i 5500 m s.l.m., come nel caso del Chacaltaya. La stagione invernale (maggio-luglio) coincide con quella secca così che il ghiacciaio non può usu-

Figure 5 points out the trends of the main climatic parameters (precipitation and temperature) in relation with the mass balance of Chacaltaya Glacier. In this area, the rain season (October-February) corresponds with the accumulation of the glacier, but also with the warmest phase (on the other hand, the cold season coincides with the dry phase): as a consequence (and owing to the temperature increase), the snow reaching the glacier is quickly melted by the heat and prevents the glacier from "rallying" This behaviour is more marked for the smallest glaciers, placed at an altitude lower than 5,500 m a.s.l., as in the case of Chacaltaya. This behaviour becomes more marked for the smallest glaciers, placed at an altitude lower than 5,500 m a.s.l., as in the case of Chacaltaya. The winter season (May-July) coincides with the dry season, therefore the glacier cannot take advantage of the usual accumula-

fruire dei consueti accumuli e, anzi, continua a perdere massa per effetto della forte radiazione determinata dall'assenza di nuvolosità. Tali processi, tipici di quest'area, spiegano il percorso di scomparsa del Chacaltaya e degli altri ghiacciai della Cordillera Real con medesime caratteristiche. A loro volta, gli eventi de El Niño provocano qui deficit di precipitazione e leggeri aumenti termici, con conseguenti perdite di massa di entità straordinaria. La figura 6 (febbraio 1998), mostra il Chacaltaya totalmente sprovvisto di copertura nevosa durante l'evento de El Niño del '97–'98. La colorazione scura del ghiaccio permette l'assorbimento di una maggior quantità di energia solare per effetto della minor albedo (0,4 ca.): il 60 % ca. dell'energia è assorbita dal ghiaccio determinandone così un'intensa fusione. In annate normali le nevi coprono il ghiacciaio di un manto bianco che, con albedo di 0,9, riflettono il 90 % dell'energia solare, assorbendone solo il restante 10 %. Per tale via, i deficit di precipitazione determinano quindi perdite di massa aggiuntive.

tion and, on the contrary, continues losing its mass because of the strong radiation caused by the lack of clouds. These dynamics, which are typical of the area considered, explain the progressive disappearance of Chacaltaya and of the other glaciers of the Cordillera Real with the same characteristics. Besides, in the study area the El Niño events cause a precipitation deficiency and a slight rise in temperature with consequent extraordinary loss of mass. Figure 6, taken in February 1998, shows Chacaltaya Glaciers during 1997-1998 El Niño, when the system completely lacked a snow covering. The dark colouring of the ice causes the absorption of a greater amount of solar energy owing to the lower albedo (about 0.4): about 60 % of the solar energy is absorbed by the ice, and therefore an intense melting is produced. In normal years, snow precipitation covers the glacier with a white blanket which, with a 0.9 albedo, reflects 90 % of the solar energy, only absorbing the remaining 10 %. Also for this reason, a deficiency of precipitation causes further mass loss.

Figura 6 - Il Ghiacciaio Chacaltaya durante El Niño del 1997-98. (J. Mendoza, febbraio 1998).

Figure 6 - Chacaltaya Glacier during 1997-98 El Niño. (J. Mendoza, February 1998).

Attraverso la restituzione di fotografie aeree degli anni 1963 e 1983 e la levata topografica del 2003 si è potuto costruire il modello digitale di terreno presentato in figura 7. Nel periodo 1963–83 il ritiro del Chacaltaya non è risultato importante come invece quello sperimentato nell'intervallo 1983–03. El Niño del 1982–83 ha dato inizio a un più accentuato ritiro dei ghiacciai della Cordillera Real de Bolivia.

Thanks to 1963 and 1983 aerial photos and to 2003 topographical rising the digital model of terrain presented in figure 7 could be constructed. In the period 1963-1983 the regression of Chacaltaya was not so important as the one experimented in the interval 1983-2003. 1982-1983 El Niño has started a more marked regression of the glaciers of the Cordillera Real in Bolivia.

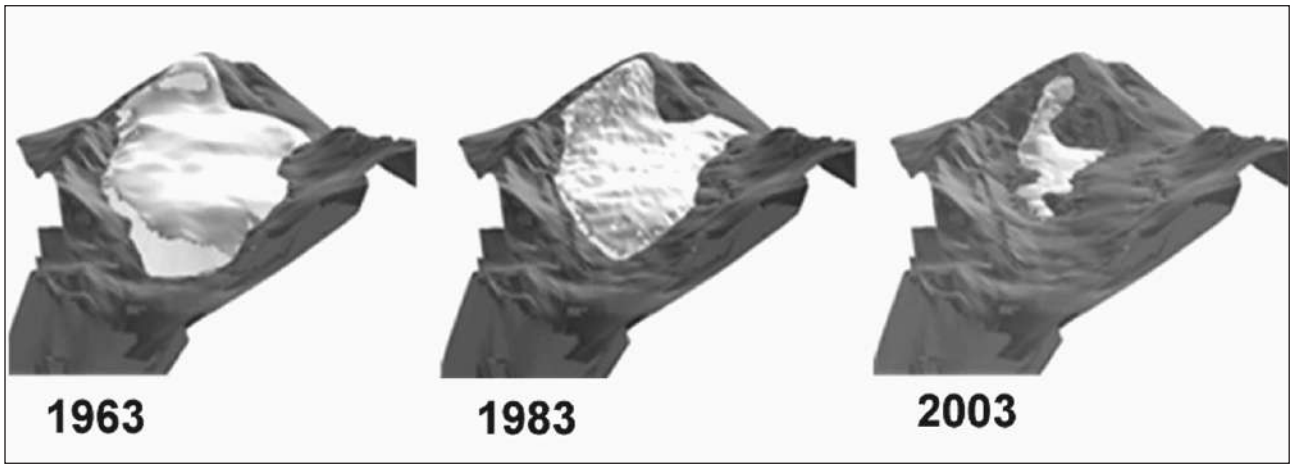


Figura 7 - Modello digitale di terreno del Ghiacciaio Chacaltaya per il periodo 1963-2003.

Figure 7 - Digital model of terrain of Chacaltaya Glacier over the period 1963-2003.

Le informazioni ottenute attraverso i modelli digitali di terreno hanno permesso di valutare l'evoluzione del volume e della superficie del Chacaltaya negli ultimi quarant'anni. La figura 8 mostra i volumi del ghiacciaio in rapporto alle quote. L'analisi dei volumi per ranghi altitudinali di 25 metri palesa l'accelerazione delle dinamiche di regresso sperimentate dal ghiacciaio nel periodo 1983-2003 in rapporto al ventennio precedente. In egual modo, l'immagine successiva (fig. 9) mostra l'evoluzione areale, sempre in rapporto alla quota e con la medesima scansione altitudinale (25 m). Anche qui si evidenzia il marcato contrasto tra le due fasi ventennali, con un'accelerazione drammatica delle perdite a partire dagli anni Ottanta.

Il Ghiacciaio di Chacaltaya ha sperimentato una perdita media di spessore progressivamente crescente (fig. 10). Nel periodo 1940-63 essa si arrestava a una media di 0,22 m annui di equivalente in acqua. È poi salita agli 0,57 m del periodo 1963–83 e agli 1,34 m a partire dal 1983. Attualmente, lo spessore massimo del ghiacciaio si aggira sui cinque metri.

La figura 11 mostra la relazione tra bilancio di massa annuale e indice AAR (percentuale dell'area di accumulo rispetto all'area totale del ghiacciaio). Solo in tre delle quindici annate l'indice AAR ha superato il valore zero, con la particolare evidenza dell'annata 1992-93 durante la quale si è rilevato un bilancio di massa leggermente positivo. Nelle restanti dodici annate tutto il ghiacciaio si è trasformato in zona di ablazione. Il 1997-98 ha fatto registrare il peggior bilancio di massa del periodo, in coincidenza con un evento de El Niño.

In figura 12 è mostrata la relazione tra l'altitudine raggiunta dalla linea di equilibrio (ELA) e bilancio di massa annuale. Nella maggior parte dei casi, l'ELA si è situata oltre la quota massima del ghiacciaio (5370 m s.l.m.) con andamenti estremi nelle annate 1992-93 e 1997-98.

Information achieved through the digital models of terrain have allowed to evaluate the evolution of the volume and of the surface of Chacaltaya over the last forty years. Figure 8 shows the volume of the glacier in relation to altitudes. The analysis of the volumes in relation to altitude ranks of 25 meters points out the acceleration of the dynamics of regression undergone by the glacier over the period 1983-2003 in comparison with the previous twenty years. Equally, the following image (fig. 9) shows the areal evolution, again in relation to the altitude and with the same altitude scanning (25 m). As in figure 8, the marked contrast between the two twenty-year phases is highlighted, with a dramatic acceleration of the losses since the 1980s.

Chacaltaya Glacier underwent a progressively growing average loss of thickness (fig. 10). In the period 1940-1963 it came to an annual average of 0.22 meters of equivalent water. In the period 1963-1983 it rose to an annual loss of 0.57 m and since 1983 to a loss of 1.34 m. At present, the greatest thickness of the glacier is about five meters.

Figure 11 shows the relation between annual mass balance and AAR index (percentage of the accumulation area in relation to the total area of the glacier). The AAR index went beyond zero only three times in fifteen years, and particularly in the year 1992-93 when a slightly positive mass balance was registered. In the other twelve years the whole glacier was transformed in an ablation zone. In the year 1997-98 the worst mass balance was registered, during El Niño events.

In figure 12 the relation between the altitude achieved by the balance line (ELA) and the annual mass balance is shown. In most cases, ELA was positioned beyond the highest altitude of the glacier (5,370 m a.s.l), with extreme trends in the years 1992-93 and 1997-98.

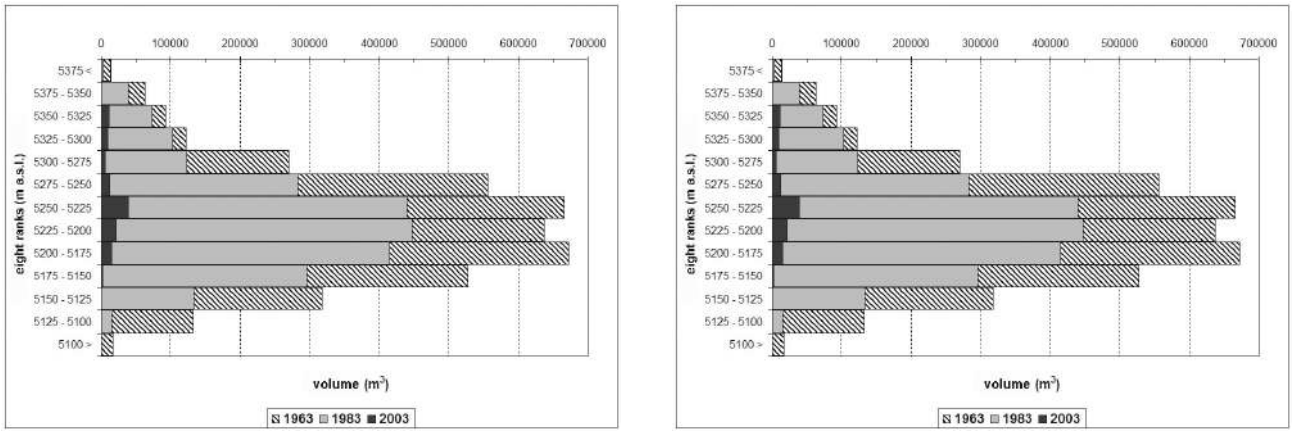


Figure 8, 9 - Evoluzione del volume (sinistra) e dell'area (destra) del Ghiacciaio di Chacaltaya, per ranghi altitudinali: anni 1963, 1983 e 2003.

Figures 8, 9 - Evolution of the volume (left) and of the area (right) of Chacaltaya Glacier, for height ranks, in the years 1963, 1983 e 2003.

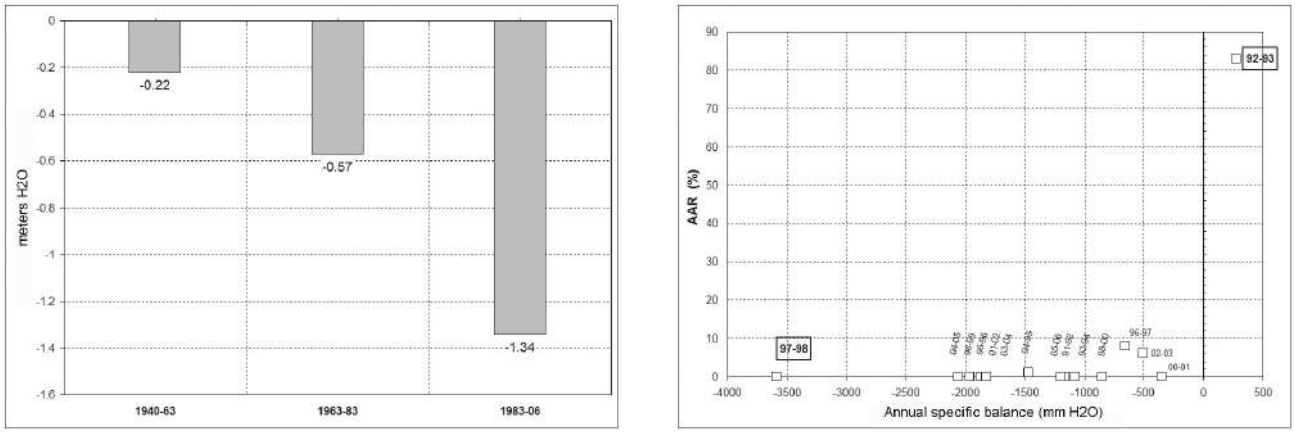


Figura 10 (sinistra) - Perdita media annua di spessore del Ghiacciaio Chacaltaya in diversi periodi.
Figura 11 (destra) - Relazione tra bilancio specifico annuale e indice AAR per il Ghiacciaio Chacaltaya.

Figure 10 (left) - Annual average loss of thickness of Chacaltaya Glacier in different periods.
Figure 11 (right) - Relation between annual specific balance and AAR index of Chacaltaya Glacier.

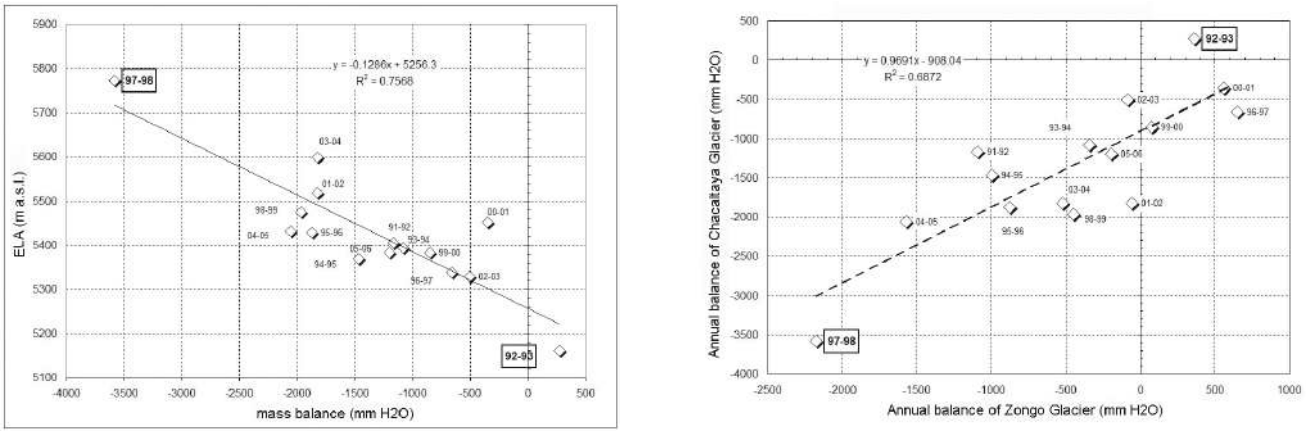


Figura 12 (sinistra) - Rapporto tra ELA e bilancio di massa annuale del Ghiacciaio di Chacaltaya.
Figura 13 (destra) - Relazione tra i bilanci di massa annuali dei ghiacciai Chacaltaya e Zongo.

Figure 12 (left) - Relation between ELA and annual mass balance of Chacaltaya Glacier.
Figure 13 (right) - Relation between annual mass balances of Chacaltaya and Zongo Glaciers.

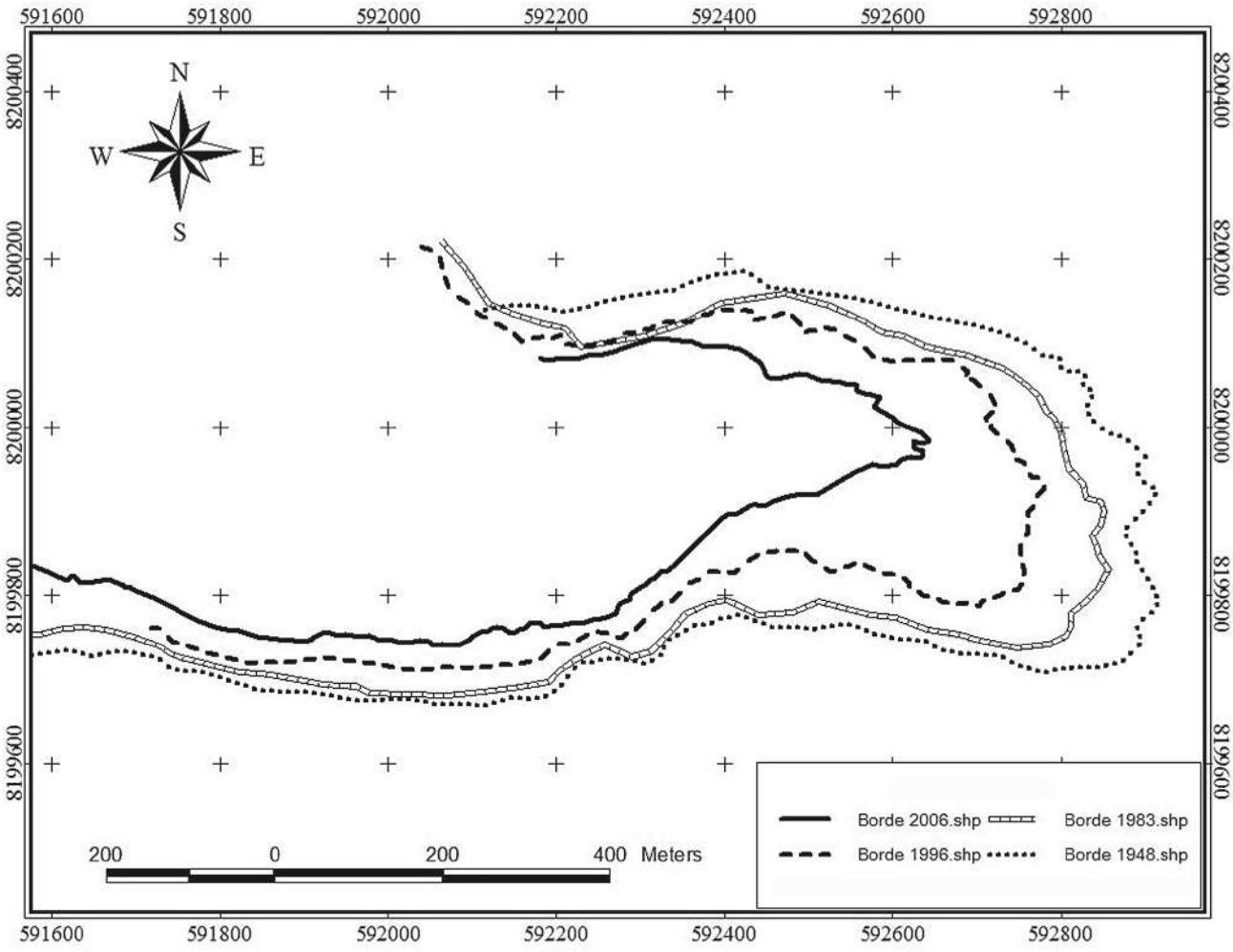


Figura 14 - Variazioni del margine frontale del Ghiacciaio di Zongo nel periodo 1948-2006.

Figure 14 - Variations of the frontal margin of Zongo Glacier over the period 1948-2006.

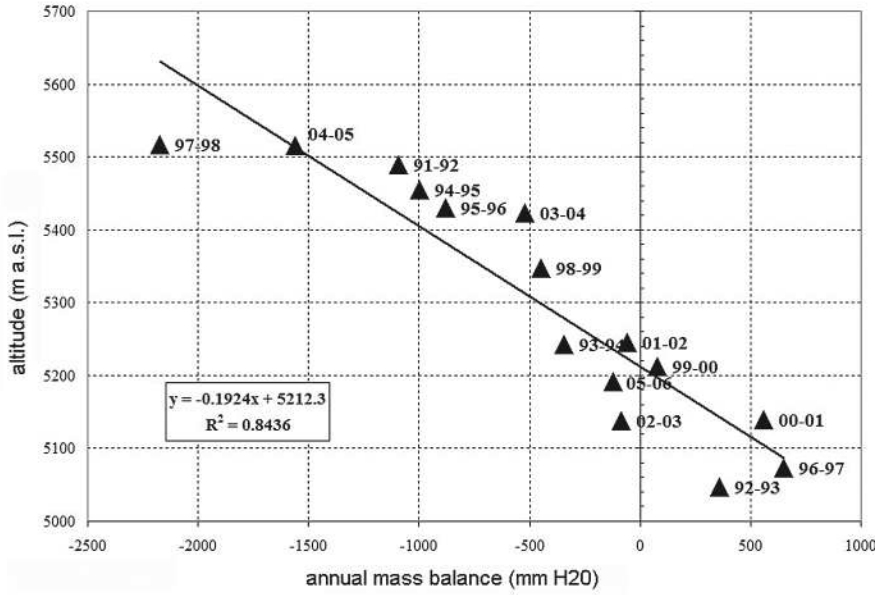


Figura 15 - Quota dell'ELA in rapporto al bilancio di massa annuale (Ghiacciaio di Zongo).

Figure 15 - ELA amount in relation to annual mass balance (Zongo Glacier).

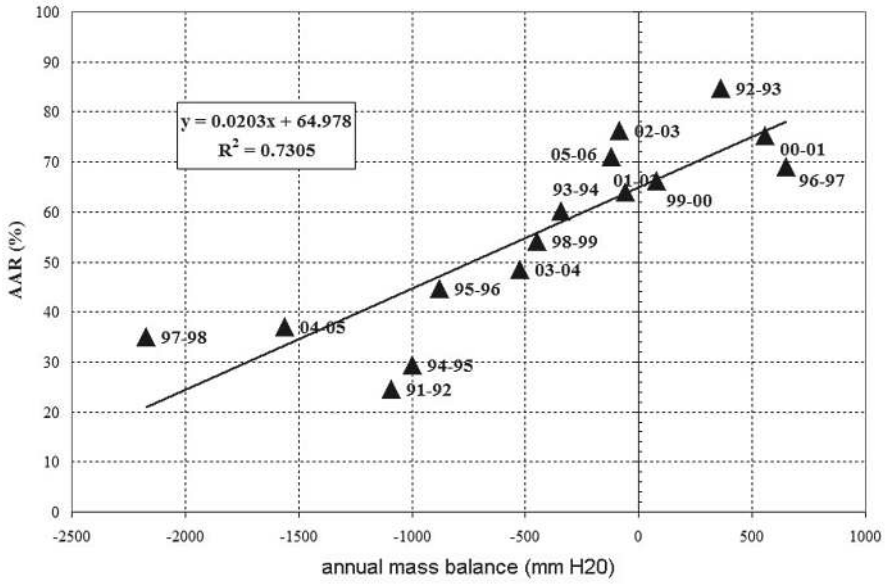


Figura 16 - Relazione tra bilancio di massa annuale e indice AAR (Ghiacciaio di Zongo).

Figure 16 - Relation between annual mass balance and AAR index (Zongo Glacier).

La relazione tra i bilanci di massa annuali dei ghiacciai Chacaltaya e Zongo (fig. 13) mostra comportamenti simili dei due ghiacciai, con perdite però maggiori per il Chacaltaya. Come si è detto, quest'ultimo è rappresentativo dei piccoli apparati della Cordillera Real, il Ghiacciaio di Zongo di quelli maggiori. Il regresso risulta quindi più accelerato per le unità glaciali minori (80 % dei ghiacciai esistenti su queste montagne).
Le variazioni sperimentate dalla fronte del Ghiacciaio di Zongo a partire dal 1948 sono presentate in fig. 14. Tra il 1948 e il 1983 (circa 40 anni) il regresso è stato assai meno marcato che nel periodo 1983-2006 (23 anni). L'inizio degli anni Ottanta segna un punto di accentuazione nel ritiro dei ghiacciai della Cordillera Real boliviana, coincidendo con l'evento de El Niño 1982–83, qualificato come il più severo del secolo passato. La figura 15 presenta la relazione tra ELA e bilancio di massa annuale per il Ghiacciaio di Zongo; si osserva un'elevata correlazione tra le due variabili e si apprezzano le solite anomalie delle annate 1992-93 e 1997-98 dovute alle ragioni sopra esposte. La figura 16 mostra la relazione tra bilancio di massa annuale e area (%) di accumulo (AAR) per il Ghiacciaio di Zongo: oltre a una buona correlazione tra i parametri, si evidenzia ancora una volta l'annata 1997-98, con un bilancio di massa molto negativo e un'ELA corrispondente sita a quote molto elevate.

Conclusioni

I ghiacciai ubicati nella zona intertropicale hanno sperimentato dopo la Piccola Età Glaciale una contrazione continua. Questo regresso si è accelerato in forma drammatica a partire dagli anni Ottanta, colpendo profondamente i ghiacciai più piccoli, con estensione minore a 1 km^2 e ubicati a quote inferiori i

The relation between the annual mass balances of Chacaltaya and Zongo Glaciers (fig. 13) show a similar behaviour of the two glaciers, but with greater losses for Chacaltaya. As already noted, Chacaltaya Glacier is representative of the smallest systems of the Cordillera Real, Zongo Glacier of the greatest ones. Therefore the regression is more accelerated for the smallest glacial units (80 % of the glaciers on these mountains).
The variations undergone by the front of Zongo Glacier since 1848 are presented in fig. 14. Between 1948 and 1983 (about 40 years) the regression was far less marked than in the period 1983-2006 (23 years). The beginning of the 1980s marks an intensification of the regression of the glaciers of the Bolivian Cordillera Real, particularly during 1982–83 El Niño, considered the most severe El Niño event of the last century. Figure 15 presents the relation between ELA and annual balance mass for Zongo Glacier; we can observe a high correlation between the two variables and consider the usual anomalies of the years 1992-93 and 1997-98 due to the reasons illustrated above. Figure 16 shows the relation between annual mass balance and cumulation area (%) (AAR) for Zongo Glacier: besides a good correlation between the two parameters, once again the year 1997-98 is highlighted, with a very negative mass balance and a corresponding ELA placed at very high altitudes. mountains).

Conclusions

The glaciers located in the intertropical area underwent a continuous contraction after the Little Ice Age. This regression has been dramatically quickening since the 1980s, and has deeply affected the smallest glaciers, with an extension of less than 1 km^2 and located at altitudes lower than 5,500 m a.s.l., as in the case of

5500 m s.l.m., come nel caso del Chacaltaya. Il contributo dei ghiacciai alla risorsa idrica risulta importante non solo per quanto concerne il consumo umano, ma anche, nelle valli dove sono presenti, come fattore di regolazione del bilancio idrico. In questa regione, dove le precipitazioni annuali ammontano a circa 400 mm, i ghiacciai costituiscono una fonte idrica importante anche per la produzione idroelettrica e per l'irrigazione. I ghiacciai tropicali rappresentano anche un indicatore privilegiato del cambiamento climatico: per questa ragione la comunità scientifica sta ponendo una particolare attenzione al loro studio. Il riscaldamento globale e il ripetersi con maggior frequenza di episodi de El Niño sono fattori che contribuiscono alla scomparsa di questi ghiacciai. Laddove queste condizioni climatiche dovessero permanere, si ipotizza la completa scomparsa del Ghiacciaio Chacaltaya nei prossimi tre anni. Circa l'80 % dei ghiacciai della Cordillera Real detiene caratteristiche simili a quelle del Chacaltaya; per questa ragione si può quindi prevedere per il prossimo futuro una notevole diminuzione della risorsa idrica nella regione. I risultati delle ricerche permettono però di ipotizzare una maggiore permanenza dei ghiacciai più grandi, come il Huayna Potosí, l'Illimani e l'Illampu.

Chacaltaya. The contribution of glaciers to water resources is important not only as far as human consumption is concerned, but also, in the valleys where glaciers are present, as a factor of regulation of the water balance. In this region, where the annual precipitation amounts to about 400 mm, the glaciers represent important water resources also for hydroelectric production and for irrigation. Tropical glaciers represent a privileged indicator of climatic change: for this reason the scientific community is beginning to carefully study them. The global warming and the more and more frequently recurrent episodes of El Niño are factors contributing to the disappearance of these glaciers. If these climatic conditions continue, Chacaltaya Glacier is supposed to completely disappear by the next three years. About 80 % of the glaciers of the Cordillera Real has characteristics similar to Chacaltaya; therefore for the future we can expect a remarkable decrease of water resources in the region. In any case, the results of the research allow to suppose a longer permanence of the greatest glaciers, such as Huayna Potosí, Illimani and Illampu, only to cite the most important ones.

Italian translation: Luca Bonardi
English translation: Nicoletta Brazzelli

Corresponding author address:
Javier C. Mendoza Rodríguez, Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés. E.mail: jmendoza@senamhi.gov.bo

Bibliografia / References

Berger T., Mendoza J., Francou B., Rojas F., Fuertes R., Flores M., Noriega L., Ramallo C., Ramirez E. and Baldivieso H. (2005) - *Glaciares Zongo, Chacaltaya, Charquini Sur (Bolivia 16°S). Mediciones Glaciológicas, Hidrológicas y Meteorológicas, Año Hidrológico 2004-2005*. Informe Great Ice, Bolivia, IRD-IHH-SENMAHI-COBEE.

Berthier E., Gallaire R., Mendonza J., Chazarin J.P. and Baldivieso H. (2001) - *Mediciones meteorologicas, hidrologicas y glaciologicas sobre el Glaciar del Zongo, años hidrologicos 1998-1999 y 1999-2000*. IRD La Paz. Informe, 2.

Francou B. and Pouyaud B. (avec la collaboration de 13 autres auteurs) (2004) - *Método de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos*. Document GREAT ICE en version électronique (CD-WEB).

Francou B., Ramirez E., Mendoza J., Guereca J., Miranda G. and Noriega L. (1998) - *El Glaciar de Chacaltaya, Cordillera Real, Bolivia: Investigaciones glaciológicas 1991-1997*. Rapport 56, ORSTOM-Bolivie.

Rabatel A., Mendoza J., Soruco A., Fuertes R., Gallaire R., Francou B., Machaca A., Wagnon P., Poirier J.C., Chazarin P.P., Baldivieso H., Noriega L. and Rojas F. (2004) - *Glaciares de Zongo, Chacaltaya y Charquini Sur (16°S, Bolivia): Mediciones meteorológicas, hidrológicas y glaciológicas, Año hidrológico 2002-2003*. IRD-IHH-SENAMHI-COBEE.

Soruco A., Rabatel A., Berthier E., Chazarin J.P., Gallaire R., Fuertes R., Ribstein P., Wagnon P., Francou B. and Baldivieso H. (2002) - *Medidas meteorológicas, hidrológicas y glaciológicas sobre el Glaciar de Zongo. Año hidrológico 2000-2001*, IRD, Bolivia. Informe, 2.

Soruco A., Berger T., Mendoza J., Rabatel A., Francou B., Machaca A., Rojas F., Alexandrovna T., Wagnon P., Chazarin J.P., Fuertes R., Noriega L., Ramirez E. and Vadivieso H. (2005) - *Glaciares Zongo, Chacaltaya, Charquini Sur (Bolivia 16°S). Mediciones Glaciológicas, Hidrológicas y Meteorológicas, Año Hidrológico 2003-2004*. Informe Great Ice, Bolivia, IRD-IHH-SENMAHI-COBEE.

Juan Carlos LEIVA [(*)] [(**)], **Lydia Elena ESPIZÚA** [(*)], **Rodolfo Javier ITURRASPE** [(°)], **Mariano MASIOKAS** [(°°)], **Federico Augusto NORTE** [(*)] **and Ricardo VILLALBA** [(*)]

La risposta dei ghiacciai argentini al clima dei secoli XX e XXI

The response of the Argentinian glaciers to the climate of the XX and XXI centuries

Riassunto

L'effetto dei cambiamenti climatici è evidente sulla maggior parte dei ghiacciai delle Ande, che hanno perduto spessore e sono notevolmente arretrati durante gli ultimi cento anni. Questi processi hanno subito una forte accelerazione negli ultimi decenni. Alcuni ghiacciai contribuiscono in maniera significativa alla portata annuale dei fiumi argentini (sino al 70-80 % durante gli anni di scarsa nevosità). In queste regioni, la riduzione dei ghiacciai comporterà per i fiumi una maggior dipendenza dalle precipitazioni nevose; gli anni con precipitazioni nevose scarse produrranno quindi fenomeni di magra fluviale più accentuati.

Abstract

The impact of climate change is affecting most Andean glaciers, that have lost ice mass and have visibly receded over the last hundred years. This retreat is generally diffused and has accelerated since the last decades. Some glaciers provide a very significant contribution (up to 70-80 % in years with scarce snowfall) to the annual flow of Argentinean rivers. In these regions, the reduced contribution of the glaciers will make the river flow more dependent upon seasonal snowfalls; years with scanty precipitation will therefore result in more episodes of low water levels in the river.

Introduzione

I lavori pionieristici di De Agostini, Fitzgerald, Güssfeld, Haupthal, Helbling, Reichert, Schiller ecc., permettono di ricostruire lo stato dei ghiacciai argentini all'inizio del XX secolo. È possibile seguire la loro evoluzione nelle aree delle Ande Centrali di Mendoza e San Juan, nelle Ande patagoniche (Corte e Espizúa, 1981; Espizua, 1983; 1986; Espizua et al., 2005; Leiva et al., 1989; 2006; Villalba et al., 1990; Skvarca et al., 1995; Aniya et al., 1997; Luckman e Villalba, 2000) e nelle Ande della Terra del Fuoco (Holmlund et al., 1995; Strelin et al., 2001; 2003).

Questa evoluzione risponde ai cambiamenti climatici del XX secolo responsabili dell'alterazione del ciclo dell'acqua nelle valli andine. L'impatto è evidente sulla maggior parte dei ghiacciai delle Ande che hanno perduto spessore e sono notevolmente arretrati durante gli ultimi cento anni. Questo processo di generalizzato ritiro dei ghiacciai si è enormemente accelerato negli

Introduction

The early researches by De Agostini, Fitzgerald, Güssfeld, Haupthal, Helbling, Reichert, Schiller and others allow us to reconstruct the status of Argentinean glaciers at the beginning of the XX Century. It is possible to follow their evolution in the Central Andes of Mendoza and San Juan, in the Patagonian Andes (Corte and Espizúa, 1981; Espizua, 1983; 1986; Espizua et al., 2005; Leiva et al., 1989; 2006; Villalba et al., 1990; Skvarca et al., 1995; Aniya et al., 1997; Luckman and Villalba, 2000) and in the Andes of Tierra del Fuego (Holmlund et al., 1995; Strelin et al., 2001; 2003).

Their evolution is related to the climate change of the XX Century, responsible for the variation of the water cycle in the Andean valleys. The impact of climate change has affected most glaciers in the Andes, which have lost ice mass and have strongly receded during the last hundred years. This retreat is generally

[(*)] Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CRICYT-CONICET), Mendoza, Argentina.
[(**)] Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina.
[(°)] Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET) Ushuaia, Tiera del Fuego, Argentina.
[(°°)] Department of Geography, University of Western Ontario, London, Ontario, Canada.

ultimi decenni (Warrick et al., 1996) e corrisponde a un riscaldamento nelle zone montane compreso tra 0,6 e 1,0 °C (Oerlemans, 1994).

Nella porzione argentino-cilena, le Ande sono ubicate tra il Tropico del Capricorno e i 55ºS ca. La zona Nord, tra il Tropico e i ca. 30ºS, è sottoposta agli effetti dell'Anticiclone semipermanente del Pacifico meridionale: è un'area di precipitazioni assai scarse, sporadiche e invernali, quando le basse pressioni riescono a raggiungere le basse latitudini.

Anche l'area compresa tra i 30º e i 43ºS presenta precipitazioni modeste, ma meno scarse della precedente. Qui, esse si producono in inverno in corrispondenza di saccature a V negli strati medi e alti dell'atmosfera, per fenomeni di *cut-off low* o per passaggio di fronti freddi che attraversano la Cordigliera modificando la loro struttura classica e dando vita a fenomeni di Zonda (foehn).

Il regime delle precipitazioni è alterato dall'influenza dell'Oscillazione meridionale. In particolare, l'episodio caldo di questa Oscillazione, più conosciuto come "El Niño" (ENSO), impatta la Cordigliera centrale tra i 32º e i 36ºS incrementando la quantità e la frequenza delle precipitazioni nel periodo di massima piovosità (mesi invernali dell'emisfero Sud). In egual modo si osserva una significativa relazione nella situazione inversa, ossia durante l'episodio freddo dell'Oscillazione Sud ("La Niña"). In questo caso, le precipitazioni della stessa fase hanno frequenza bassa e gli accumuli di acqua, nelle forme liquida e solida, presentano anomalie negative. A Sud dei 43º, la Cordigliera, assai più bassa, è interessata da venti occidentali quasi permanenti e riceve una quantità di pioggia e neve molto superiore a quella delle due zone sopra menzionate. Le maggiori quantità si registrano in inverno, ma apporti importanti si misurano anche in primavera e in estate.

I ghiacciai delle Ande centrali di San Juan e Mendoza

Le scarse precipitazioni nevose registrate alla fine degli anni Sessanta ebbero effetti critici per le aree agricole e i centri urbani di Mendoza e di San Juan. È in questa fase che hanno inizio ricerche glaciologiche sistematiche nelle Ande di questa regione.

I dati delle stazioni meteorologiche del Cile centrale rivelano un riscaldamento da 0,3 a 0,7 ºC durante gli ultimi cento anni., con un riscaldamento più marcato in inverno che in estate (Escobar e Aceituno, 1998; Casassa et al., 2003). L'analisi dell'isoterma 0 °C nella stazione di Quintero (32º47'S, 71º33'W; 8 m s.l.m.) mostra come la stessa abbia subito un innalzamento di 150 metri in inverno e 250 metri in estate durante gli ultimi 25 anni. Ciò suggerisce un'analoga risalita della *snow line* per la zona centrale del Cile. Al contempo, negli ultimi decenni è aumentata la frequenza di precipitazioni invernali sotto media.

diffused and has accelerated since the last decades (Warrick et al., 1996) as a consequence of a warming of +0.6 to +1.0 °C in the mountain areas (Oerlemans, 1994).

The Argentinean and Chilean Andes are located between the Tropic of Capricorn and latitude 55ºS. The northern region, between the Tropic and latitude 30°S, is under the influence of the semi-permanent anticyclone of the Southern Pacific Ocean, which brings only scanty and isolated precipitations in winter, when low pressures can reach the lower latitudes.

The area between latitude 30° and 43°S receives scarce precipitations too, though less meagre than the ones of the northern region. Here, they usually occur in winter, in connection with V-shaped troughs in the mid-high atmospheric layers, for *cut-off low* phenomena or for the transit of cold fronts that cross the Cordillera and change their structure, thus generating Zonda phenomena (foehn).

The precipitation regimen is influenced by the Southern Oscillation. In particular, the warm episodes of this Oscillation, better known as "El Niño" (ENSO), hit the central Cordillera between latitude 32º and 36ºS, increasing both intensity and frequency of the precipitation in the rainy period (the winter months for the Southern Hemisphere). Likewise, a significant relation occurs in the opposite situation, i.e. during the cold episode of the Southern Oscillation ("La Niña"). In this case, precipitations are spaced and water accumulation (both solid and liquid state) shows negative anomalies. South of 43°, where the altitude of the Cordillera is lower, quasi-permanent westerly winds bring in much more rain and snow than in the two previous areas. Though the highest values are recorded in winter, spring and summer precipitations are also very significant.

The glaciers of the Central Andes of San Juan and Mendoza

The scarce snowfalls toward the late '60s have had a critical impact upon both agrarian regions and urban areas of Mendoza and San Juan. Such events have prompted systematic glaciological researches in this sector of the Andes.

Data from meteorological stations of Central Chile showed a warming of 0.3 to 0.7 °C over the last hundred years, with a greater increment in winter than in summer (Escobar y Aceituno, 1998; Casassa et al., 2003). The analyses of the 0 °C isotherm at the Quintero station (32º47'S, 71º33'W; 8 m a.s.l.) highlighted a 150 m vertical rise of this isotherm in winter and 250 m in summer over the last 25 years. This suggest that a similar trend must have affected the *snow line* in the central part of Chile. At the same time, the frequency of winter precipitations below the average has increased in the last decades.

Il Ghiacciaio Agua Negra (Prov. di San Juan)

La grande elevazione delle Ande centrali di San Juan rende possibile l'esistenza di ghiacciai nonostante le scarse precipitazioni. Qui, i ghiacciai sono di piccole dimensioni, la metà dei quali ricoperti da detrito. L'importanza dei ghiacciai "bianchi" si riduce con il decrescere della latitudine. Tale gradiente è causato dalla diminuzione dei venti umidi del Pacifico che raggiungono il continente attraverso le Ande. I ghiacciai non coperti diventano molto rari a Nord dei 31ºS, dove prevalgono nettamente ghiacciai neri e rock glaciers (Milana e Maturano, 1999).

Il Ghiacciaio Agua Negra (30º10'S, 69º50'W) ha una lunghezza approssimativa di 2,3 km e una larghezza media di 550 metri: la sua fronte raggiunge i 4600 m s.l.m. e la sua parte superiore termina in un morbido dosso di spartiacque a 5200 m s.l.m. È dotato di scarso movimento. Calcolando le medie dei dati raccolti al Passo di Agua Negra, a 4720 m s.l.m., Schrott (1994) ha ottenuto una radiazione solare media a novembre di 1220 W/m^2 con picchi di 1445 W/m^2, una temperatura media di -8 ºC a luglio e di 4 ºC a dicembre e gennaio. Nondimeno, le massime sul ghiacciaio possono raggiungere i 25-30 ºC.

I primi studi sul ghiacciaio risalgono a Colqui (1965) mentre le variazioni frontali sono monitorate dal 1981 dallo IANIGLA. Queste ultime risultano poco significative se comparate all'enorme perdita di massa misurata nello stesso periodo (Leiva, 1999).

I ghiacciai della valle del Rio Mendoza

I ghiacciai del Rio Plomo

Il Rio Plomo è il principale affluente del Tupungato che, a sua volta, congiuntosi con il Rio Vacas e il Rio Cuevas, dà vita al Rio Mendoza che nutre le "oasi" agricole settentrionali della provincia.

I ghiacciai del Rio Plomo sono stati studiati da Reichert a partire dal 1908 e da Helbling nel 1909; secondo il catasto dei ghiacciai del Rio Mendoza (Corte e Espizúa, 1981) la superficie dei ghiacciai scoperti era di 49,30 km^2 e di 21,68 km^2 per quelli coperti da detrito.

In tale sistema, un'eccezione è rappresentata dal Ghiacciaio Grande del Nevado del Plomo che ha prodotto fenomeni di *surge* nel 1933 e sul finire del 1984. In tali occasioni il ghiacciaio ha attraversato il corso del fiume generando situazioni di rischio per le popolazioni e le infrastrutture della valle (Leiva, 1986; Espizúa et al., 1990).

Il confronto tra le carte (1:25.000 con curve di livello di 25 metri) di Helbling (1919) e quelle realizzate tramite restituzione da foto aeree nel 1974, permette di valutare la perdita sofferta da questi ghiacciai nel periodo 1914-1974 (Leiva et al., 1989). L'importanza della stessa (1.500 x 10^6 m^3 di ghiaccio) è evidente laddove comparata con la portata media annuale del Rio Tupungato (600 x 10^6 m^3). Per il periodo 1909-1974,

The Agua Negra Glacier (Province of San Juan)

The very high altitude of the Central Andes of San Juan has favoured the presence of glaciers, despite the scarce precipitation. In general, glaciers are small and half of them are debris-covered. The number of "white" glaciers decreases with the latitude, because the humid Pacific winds crossing the Andes decrease their intensity at lower latitudes. North of 31°S the "white" glaciers are very rare; below this latitude, most glaciers are either debris-covered or rock glaciers (Milana and Maturano, 1999).

The Agua Negra Glacier (30º10'S, 69º50'W) is approx. 2.3 km long, with an average width of 550 m: the snout is at 4,600 m a.s.l. while the highest part reaches the watershed at 5,200 m a.sl. The glacial flow is barely moving. By averaging the climatic data registered at the Agua Negra Pass (4,720 m a.s.l.), Schrott (1994) calculated a mean solar radiation of 1,220 W/m^2 for November (with peaks of 1,445 W/m^2), a mean temperature of -8 ºC for July and +4 ºC for December and January. Still, the temperature on the glacier can reach peaks of 25 or 30 ºC.

The first studies on this glacier were carried out by Colqui (1965). The glacier snout fluctuations have been monitored by IANIGLA since 1981; these do not truly represent the conditions of the glacier if we take into account the enormous mass reduction measured in the same period (Leiva, 1999).

The glaciers of the *río Mendoza* Valley

Río Plomo's glaciers

The *río Plomo* is the main affluent of the *río Tupungato*, which, after being joined by the *río Vacas* and the *río* Cuevas, originates the río Mendoza, whose waters feed the agricultural "oases" of the northern side of the province.

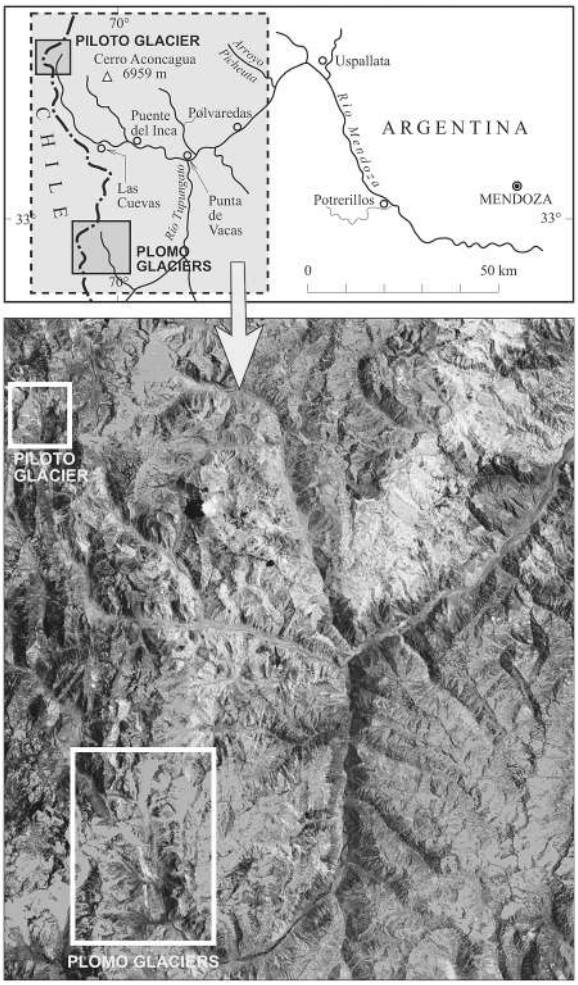
The glaciers of río Plomo have been studied by Reichert since 1908 and by Helbling in 1909; according to the cadastre of río Mendoza glaciers (Corte and Espizúa, 1981), the extension of the "white" and *debris-covered glaciers* in the valley was 49.30 km^2 and 21.68 km^2 respectively.

Within these ice bodies there is one oustanding glacier: the Big Glacier of the Nevado del Plomo, which produced two *surge* events in 1933 and at the end of 1984. In both cases, the glacier overflowed the river, creating risky situations for the population and the infrastructures (Leiva, 1986; Espizúa et al., 1990).

The comparison of the 1919 map by Helbling (1:25.000 and contour lines spaced 25 m apart) with the one generated from aerial photos in 1974 has generated an assessment of the glacial mass lost between 1914 and 1974 (Leiva et al., 1989). The amount of this loss (1,500 x 10^6 m^3 of ice) is evident when compared with the mean annual discharge of the río

Espizúa (1986) ha verificato, tramite fotografie e documenti storici, un ritiro generalizzato e significativo della superficie dei ghiacciai del Plomo. In figura 2 sono indicate le variazioni dei ghiacciai del Rio Plomo dal 1914.

Tupungato (600 x 10^6 m^3). For the 1909-1974 period, Espizúa (1986) analyzed historical documents and images and verified a widespread, significant recession of the surface of rio Plomo glaciers. Figure 2 shows the fluctuations of río Plomo's glaciers since 1914.



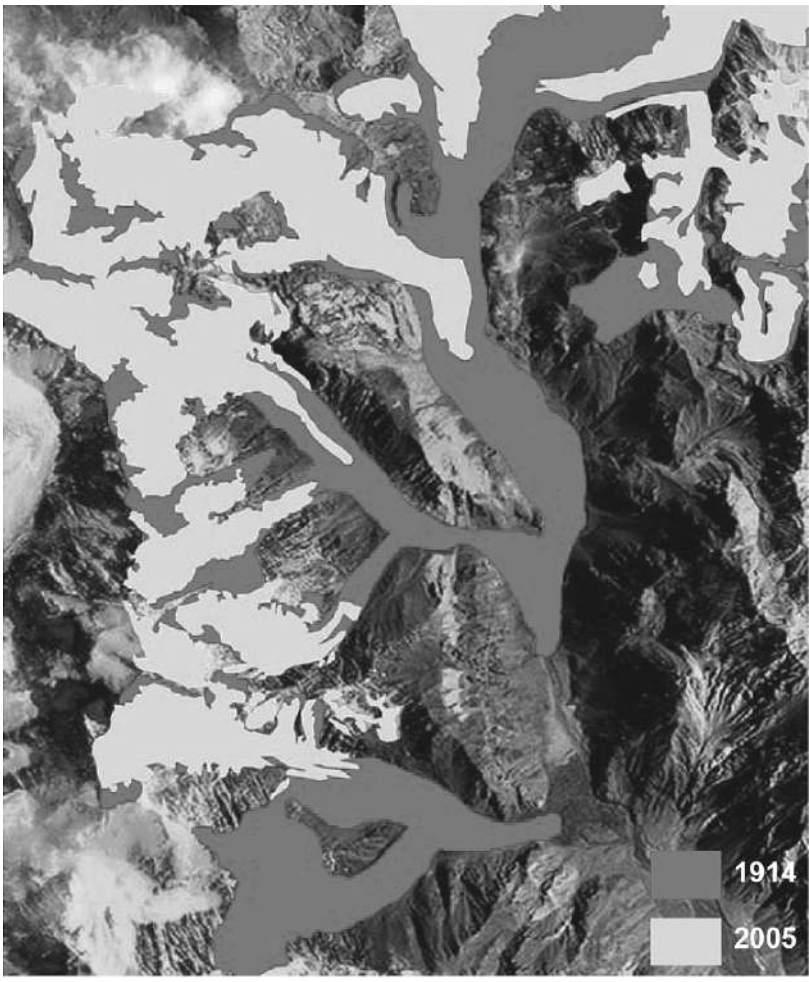


Figura 1 (sinistra) - Ubicazione e immagine satellitare della valle superiore del Rio Mendoza. Nel rettangolo in alto si situa il Ghiacciaio Piloto con le sorgenti del Rio Cuevas (affluente del Rio Mendoza). In quello inferiore le sorgenti del Rio Plomo, maggior affluente del Tupungato, a sua volta principale tributario del Mendoza.
Figura 2 (destra) - Immagine satellitare con l'indicazione delle variazioni areali dei ghiacciai del Rio Plomo tra 1914 e 2005.

Figure 1 (left) - Position and satellite photo of upper río Mendoza Valley. The area above shows the Piloto Glacier and the sources of río Cuevas (a tributary of río Mendoza). The area below shows the sources of río Plomo, the main tributary of río Tupungato which, in turn, is the largest tributary of río Mendoza.
Figure 2 (right) - Satellite picture showing the surface variation of río Plomo glaciers between 1914 and 2005.

Il Ghiacciaio Piloto alle sorgenti del Rio Cuevas

Il Piloto (fig. 3) è un piccolo ghiacciaio di circa 1,5 km^2 di superficie situato poco a Nord dei 32°27'S; gli studi sul suo bilancio di massa hanno preso avvio nel 1979 (Leiva, 1982; 1986; 1996; 1999). Due modelli digitali di terreno (DTM), creati a partire da fotografie aeree del '63 e del '74, sono stati utilizzati per calcolare la variazione del livello della superficie del ghiacciaio (Leiva et al., 1986). Benché durante questa fase si

The Piloto Glacier at the source of Río Cuevas

The Piloto Glacier (figure 3) is a small glacier of about 1.5 km^2 located just North of the latitude 32°27'S; the first studies of mass balance began in 1979 (Leiva, 1982; 1986; 1996; 1999). Two digital terrain models, generated from 1963 and 1974 aerial photos, were used to highlight the variation of the surface level during this time span (Leiva et al., 1986). Though this period saw many episodes of ENSO

siano verificati importanti episodi di ENSO (associati a significative precipitazioni nevose nelle Alpi di Mendoza) il bilancio di massa di questo ghiacciaio è risultato assai negativo (Sb_n = -10,5 m eq. in acqua). Ciò conferma la tendenza generale al regresso che si osserva a partire dal XVIII sec. Studi sui dati del catasto di Corte ed Espizúa (1981) per chiarire il ruolo dei ghiacciai nella portata annuale del Rio Cuevas (Leiva et al., 2003) mostrano come durante gli anni con precipitazioni nevose deboli o nulle il loro contributo si aggiri attorno al 70-80 %. Di egual ordine, nelle medesime condizioni nivometriche, quello garantito ai fiumi Mendoza e San Juan (Leiva, 2003; Milana, 1997; 1998).

(with important snowfall in the Mendoza Alps), the overall glacier mass balance was extremely negative (Sb_n = -10.5 m of water equivalent). This is a further confirmation of the generalized recession which has been in place since the XVIII Century. Some studies performed on the 1981 Corte and Espizúa cadastre, to evaluate the contribution of these glaciers to the annual flow of río Cuevas (Leiva et al., 2003), showed this contribution to be as high as 70-80 % whenever the Cordillera of Mendoza received scarce snowfalls. Under the same conditions, the contributions to the flow of rìo Mendoza and *río San Juan* were of the same order (Leiva, 2003; Milana, 1997; 1998).

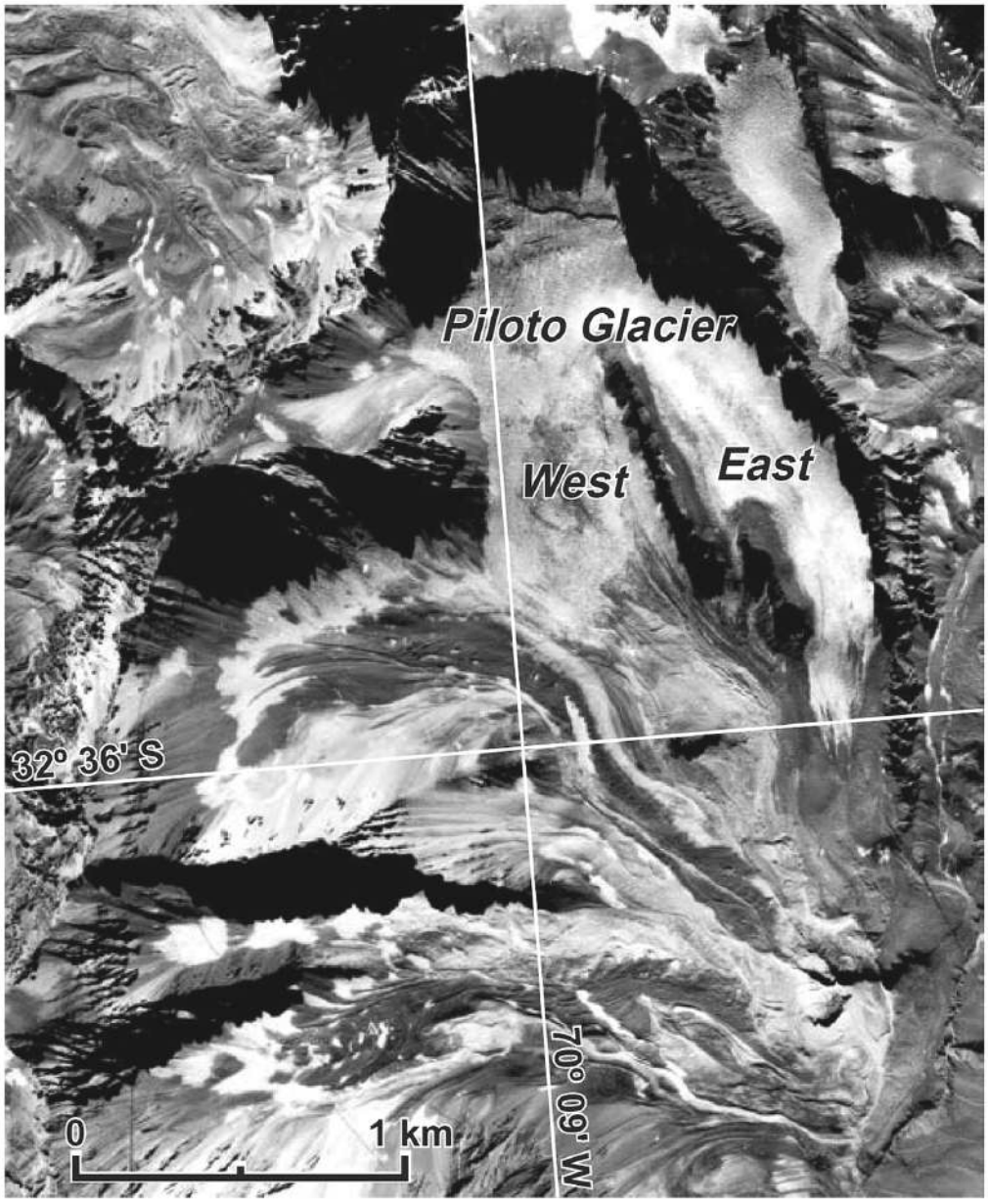


Figura 3 - Il Ghiacciaio Piloto (Fotografia aerea, 1973). I bilanci di massa iniziati nel 1979 mostrano l'esistenza di una correlazione tra le lingue occidentale e orientale. Dal 1984 i bilanci hanno luogo solo sul Piloto Orientale.

Figure 3 - The Piloto Glacier (Aerial photo, 1973). Mass balance measurements, started in 1979, show a correlation between the eastern and western tongues. Since 1984, mass balances are carried out on the East Piloto only.

I ghiacciai di Las Vacas e Güssfeltd nel Monte Aconcagua (33ºS)

Espizua e Maldonado (2007) hanno studiato le fluttuazioni dei ghiacciai di Las Vacas e Güssfeldt nel settore dell'Aconcagua (33ºS) dal 1894-96 al 2005 sulla base di informazioni storiche, fotografie aeree, immagini satellitari e osservazioni sul terreno. Nel contesto regionale, questi possono essere classificati come grandi ghiacciai.

Considerando le variazioni cumulate della lunghezza, tali apparati hanno vissuto, in accordo con gli altri ghiacciai della regione, un'importante contrazione, nonostante l'avanzata degli anni Ottanta e la stazionarietà del biennio 2004-2005 (fig. 4).

Comportamento simile si è osservato ad esempio, nello stesso periodo, per i ghiacciai El Azufre e El Peñón nell'alta valle del Rio Grande (35ºS) (Espizúa e Maldonado, op. cit.).

The glaciers of Las Vacas and Güssfeldt in the Aconcagua Massif (33ºS)

Espizua and Maldonado (2007) have studied the fluctuations of the Las Vacas and Güssfeldt glaciers in the region of Aconcagua (33ºS) from 1894-96 to 2005 on the basis of aerial photos, historical documents, satellite images and field surveys. In their regional contest, these glaciers can be classified as big glaciers.

The analyses of the snout fluctuations showed that, just like other glaciers in the area, they had suffered an important contraction, despite the growth of the '80s and the stability of the years 2004 and 2005 (fig. 4).

A similar behaviour was observed in the same period for the El Azufre and El Peñón glaciers in the upper valley of *río Grande* (35ºS) (Espizúa and Maldonado, op. cit.).

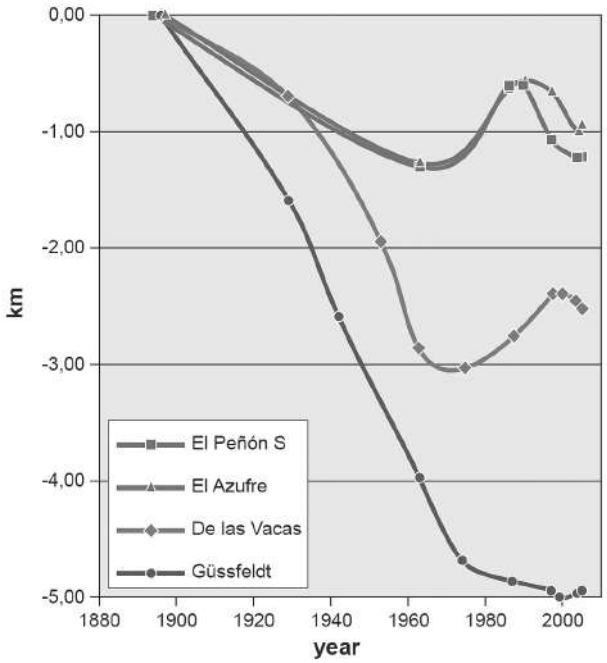


Figura 4 - Variazioni cumulate nel periodo 1900-2005 dei ghiacciai De las Vacas e Güssfeldt nell'Aconcagua (32º39'11"S, 70º00'43"W, 6959 m), nei pressi del Piloto (vedi fig. 1) e dei ghiacciai di El Azufre e El Peñón nell'alta valle del Rio Grande (35ºS). (da Espizúa e Maldonado, 2007).

Figure 4 - Cumulated variations of De la Vacas and Güssfeldt glaciers in the Aconcagua region (32º39'11"S, 70º00'43"W, 6,959 m) for the period 1900-2005. Both glaciers are located near the Piloto (see fig. 1), El Azufre, El Peñón glaciers in the upper río Grande Valley (35ºS). (from Espizúa and Maldonado, 2007).

I ghiacciai della Patagonia

Le variazioni di temperatura a grande scala che hanno coinvolto le Ande meridionali (37º-55ºS) durante gli ultimi 400 anni sono state studiate utilizzando dati strumentali e dendroclimatologici. Essi dimostrano come durante il XX secolo le temperature siano state, nelle Ande meridionali, anormalmente calde; le medie annuali del periodo 1900-1990 risultano superiori di 0,53 ºC (a Nord dei 45ºS) e di 0,86 ºC (a Sud dei 46ºS)

The Patagonian glaciers

The large-scale temperature changes that have occured in the Southern Andes (37º-55ºS) during the last 400 years have been investigated through instrumental and dendro-climatological data. The data show that the temperature was abnormally warm in the Southern Andes during the XX Century; the annual average for the 1900-1990 period exceeded by 0.53 ºC (North of 45ºS) and 0.86 ºC (South of 46ºS) the

a quelle del periodo 1640-1899 (Villalba et al., 2003). Le limitate dimensioni dei ghiacciai del nord della Patagonia e il loro relativamente breve tempo di risposta alle fluttuazioni del clima li rendono buoni indicatori per lo studio dei cambiamenti climatici recenti in questa parte del mondo. Il decremento dei ghiacciai situati tra i 39º e 43ºS rafforza il significato delle condizioni più calde e secche del XX secolo e già emerse dall'analisi dei dati regionali di temperatura e precipitazione (Masiokas et al., 2006).

Villalba et al. (1990) hanno documentato un importante decremento del Ghiacciaio Frías, situato sul versante Nord del Monte Tronador (41°10'S, 71°50'W, 3554 m s.l.m., provincia del Rio Negro), dal 1893. La sua perdita di ghiaccio è stata lenta e discontinua durante i secc. XVI e XVIII e più costante dal XIX e sino agli anni Settanta del '900. Negli ultimi trent'anni il ritmo di ritiro ha subito un'ulteriore accelerazione (Villalba et al., 2005).

mean value for the 1640-1899 period (Villalba et al., 2003). The small size of Northern Patagonia glaciers and their quick response to climatic fluctuations make them good indicators of the recent climate change in that part of the World. The recession of the glaciers between latitude 39º and 43ºS is a consequence of the warm and dry conditions of the XX century, as already pointed out by Masiokas et al. (2006) with their analysis of temperature and precipitation.

Villalba et al. (1990) have documented the great retreat of the Frías Glacier, located on the northern slope of Mount Tronador (41°10'S, 71°50'W, 3,554 m a.s.l.) in the *río Negro* Province, since 1893. The loss of mass was slow and discontinuous during the XVI and XVIII centuries, more constant from the XIX century until the '70s of the XX century. In the last three decades the withdrawal rate has shown a further acceleration (Villalba et al., 2005).

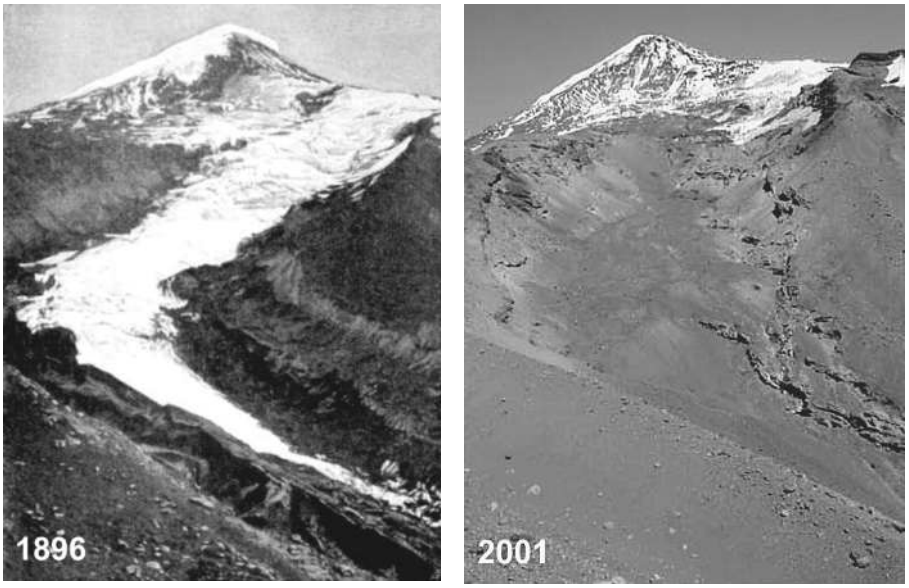


Figura 5 - Ghiacciaio Lanin Norte (39º39'S, 71º30'W). (1896: F.P. Moreno, in Hauthal, 1904; 2001: D. Cobos, IANIGLA).

Figure 5 - North Lanin Glacier (39º39'S, 71º30'W). (1896: F.P. Moreno, in Hauthal, 1904; 2001: D. Cobos, IANIGLA).

Figura 6 - Il Ghiacciaio Frías (41º09'S, 71º51'W). (1893: in Steffen, 1909; 2005 IANIGLA).

Figure 6 - The Frías Glacier (41º09'S, 71º51'W). (1893: in Steffen, 1909; 2005 IANIGLA).

I ghiacciai Upsala e Perito Moreno (Hielo Patagónico Sur)

Le più grandi superfici glacializzate del Sudamerica si trovano nei cosiddetti "Hielos Continentales Patagónicos" (nomenclatura argentina) o "Campos de Hielo Patagónico" (nomenclatura cilena).

Lo Hielo Patagónico Nord (HPN) è interamente situato in Cile (4200 km^2 centrati attorno ai 47ºS e a 73º30'W) e possiede più di 20 effluenze; lo Hielo Patagónico Sur (HPS, 13.000 km^2 estesi tra i 48º20'S e i 51º30'S) è invece diviso tra Argentina e Cile. L'arretramento di questi ghiacciai è risultato notevole durante la seconda metà del XX secolo (Aniya, 1992; 2001; Skvarca et al., 1995). In particolare, le fronti di 12 dei 22 più grandi *calving glaciers* della Patagonia sono arretrate a seconda dei casi da 1 a 13 km durante gli ultimi 50 anni (Aniya et al., 1992; Naruse et al., 1995). Tra i ghiacciai argentini del HPS si segnalano per la loro importanza il Ghiacciaio Upsala, in accelerato arretramento, e il Perito Moreno, che parrebbe in stato stazionario nonostante la sua fronte abbia oscillato frequentemente e occupato il Brazo Rico del Lago Argentino (Mercer, 1962; Skvarca et al., 1995). Il Ghiacciaio Upsala, che fluisce verso Sud, ha una lunghezza di circa 60 km e una superficie di 870 km^2; la sua ELA si situa attorno ai 1150 m s.l.m. e il suo indice AAR è di 0,63.

Le ricerche glaciologiche condotte sulla lingua occidentale del Ghiacciaio Upsala (UWT) durante il "Glaciological Research Project Patagonia 93" (Skvarca et al., op. cit.) hanno permesso di calcolare un abbassamento medio del settore frontale di 33,3 m tra 1990 e 1993. Questo notevole assottigliamento non può tuttavia essere riferito solamente all'anda-mento termico (Naruse et al., 1997). Studi analoghi non mostrano infatti mutamenti altrettanto significa-tivi nello stesso periodo per il Perito Moreno (Naruse et al., 1995). La figura 8 mostra l'evoluzione della fronte della colata Ovest dell'Upsala tra 1970 e 2004.

Il Ghiacciaio Perito Moreno fluisce verso NE e termina, normalmente, nel canale sud-occidentale del Lago Argentino dividendolo nel Brazo Rico a Sud e nel Canal de los Témpanos a Nord. Gli studi sul Perito Moreno aperti da Hauthal nel 1899 (Hauthal, 1904) sono continuati sino a oggi per opera di vari ricercatori. Raffo ha raccolto i dati disponibili sino al 1953 (Raffo et al., 1953) mentre Skvarca e Naruse (1997) quelli della larghezza del Canal de los Témpanos che separa la fronte del ghiacciaio dalla Penisola di Magallanes; da queste analisi risulta che il ghiacciaio è avanzato di 1,2 km tra il 1900 e il 1917, invadendo il Brazo Rico. Dopo il 1930 le oscillazioni della fronte, positive o negative, sono state di poche decine di metri (Skvarca e Naruse, op. cit.).

The Upsala and Perito Moreno glaciers (Hielo Patagónico Sur)

The largest glacial areas of South America are located in the so-called "Hielos Continentales Patagónicos" (Argentinean version) or "Campos de Hielo Patagónico" (Chilean version).

While the Hielo Patagónico Nord or HPN is entirely located within Chile (4,200 km^2 centered on 47ºS and 73º30'W) and has more than 20 glaciers, the Hielo Patagónico Sur or HPS (13,000 km^2 between latitude 48º20'S and 51º30'S) is shared by Argentina and Chile. The recession of these glaciers was very significant during the second half of the XX Century (Aniya, 1992; 2001; Skvarca et al., 1995). In particular, the snouts of 12 of the 22 largest *calving glaciers* of Patagonia have withdrawn from 1 to 13 km during the last 50 years (Aniya et al., 1992; Naruse et al., 1995). Within the Argentinean glaciers of HPS, the most important ones are the Upsala glaciers, on a fast retreat, and the Perito Moreno, which would seem to be rather stable, though its snout has frequently fluctuated and filled Lake Argentino's Brazo Rico (Mercer, 1962; Skvarca et al., 1995).

In particular, the Upsala Glacier, flowing to the South, has a length of about 60 km and an extension of 870 km^2; its ELA is set at 1,150 m a.s.l. and its AAR is equal to 0.63.

Glaciological studies performed within the "Glaciological Research - Project Patagonia 93" (Skvarca et al., op. cit.) on the western snout of the Upsala Glacier (UWT) estimated a thinning of 33.3 m at the terminus between 1990 and 1993. However, such thinning cannot be related only to thermal conditions (Naruse et al., 1997). In fact, other studies of the Perito Moreno Glacier, covering the same period, have not pointed out similar changes (Naruse et al., 1995). Figure 8 shows the evolution of the western snout of the Upsala Glacier between 1970 and 2004.

The Perito Moreno Glacier flows toward North-Est and usually ends in the south-western channel of Lake Argentino, dividing it into Brazo Rico (to the South) and Canal de los Témpanos (to the North). The Perito Moreno studies, started by Hauthal in 1899 (Hauthal, 1904), are continuing to this day thanks to the efforts of several researchers. Raffo has collected all available data up to 1953 (Raffo et al., 1953), while Skvarca and Naruse (1997) did the same for the width of the Canal de los Témpanos, which separates the glacier snout from the Peninsula of Magallanes; the analysis has shown that the glacier advanced 1.2 km between 1900 and 1917, flowing into the Brazo Rico while, after 1930, its tongue has had many positive and negative fluctuations, in the order of a few dozen meters (Skvarca and Naruse, op. cit.).

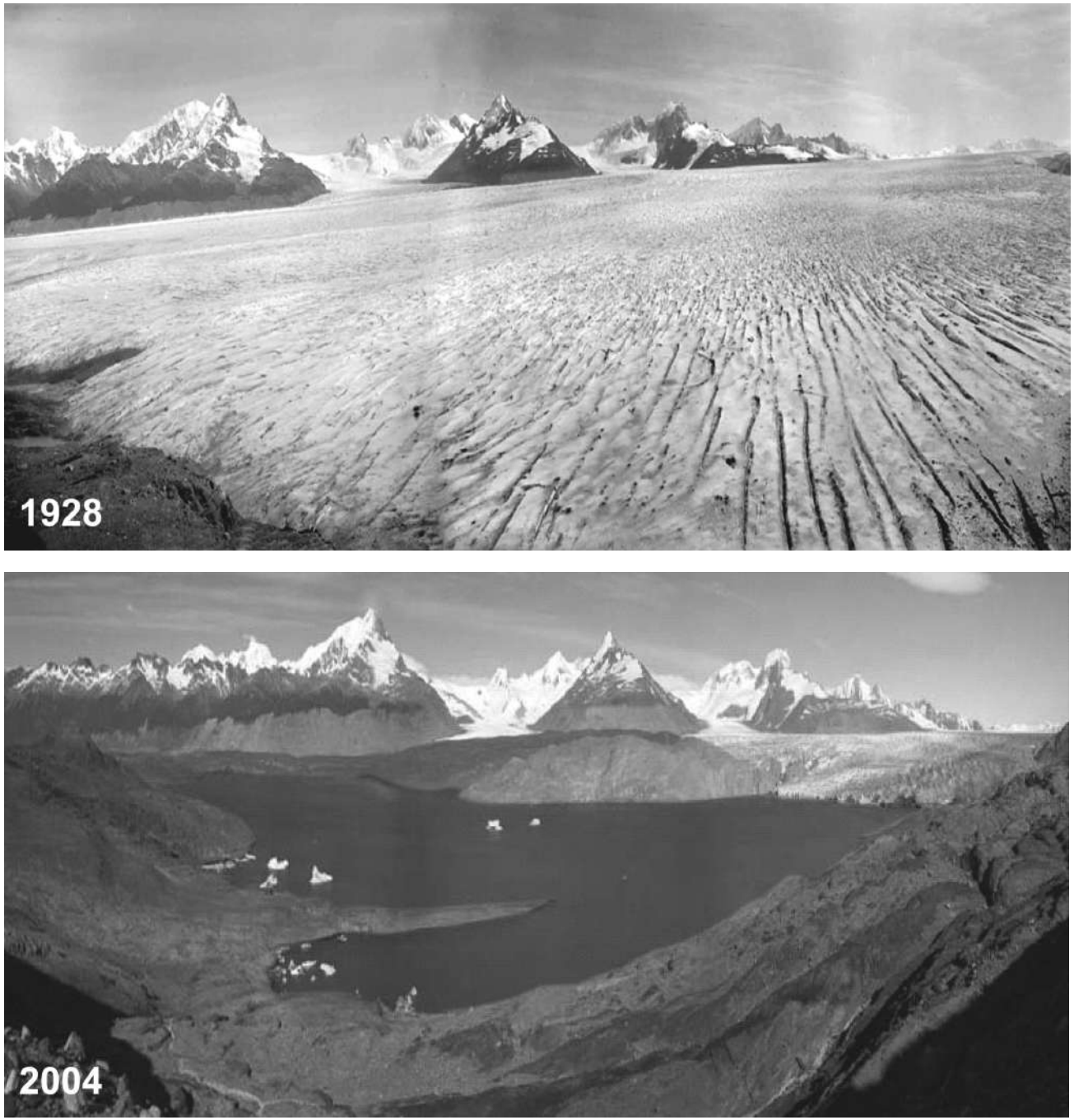


Figura 7 - Il Ghiacciaio Upsala nel 1928 e nel 2004 (Greenpeace Argentina), dal suo margine orientale verso Ovest. L'immagine del 2004 mostra l'apparizione del Lago Guillermo.

Figure 7 - The Upsala Glacier in 1928 and 2004 (Greenpeace Argentina), from its eastern side toward West. The 2004 picture shows the appearance of Lake Guillermo.

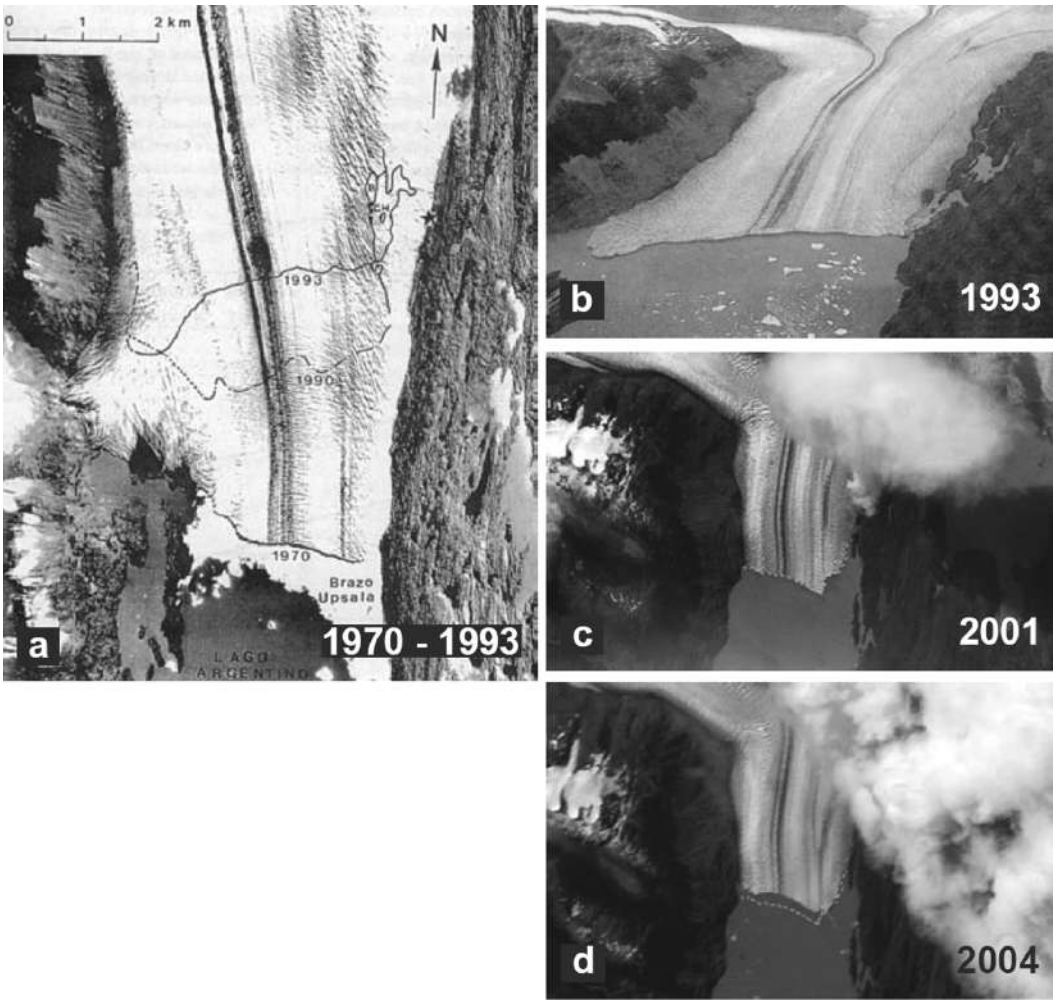


Figura 8 - Variazioni della lingua Ovest (UWT) del ghiacciaio Upsala (1970-2004).
a- Fotografía aerea realizzata dall' Instituto Geográfico Militar (IGM) 1970 che mostra le variazioni di UWT tra il 1970 e il 1993 (Skvarca el al, 1995).
b- Fotografía aerea obliqua di UWT del gennaio 1993 (Skvarca et al., 1995).
c- Fotografia presa dalla navetta spaziale nel 2001.
d- Fotografia ripresa dalla navetta spaziale nel 2004, sulla quale è stata riportata la posizione della fronte nel 2001. (foto c+d: NASA 01- 04 ISS008-E-11807).

Figure 8 - Fluctuation of the western tongue (UWT) of the Upsala Glacier (1970-2004).
a - aerial photo taken by the Instituto Geográfico Militar (IGM), 1970, showing UWT fluctuations between 1970 and 1993 (Skvarca el al, 1995).
b - UWT oblique aerial picture of January 1993 (Skvarca el al, 1995).
c - 2001 photo taken from the Space Shuttle.
d- 2004 picture from the Space Shuttle, showing the position of the front in 2001 (both c and d pictures from NASA 01- 04 ISS008-E-11807).

Terra del Fuoco

I ghiacciai più importanti della Terra del Fuoco si trovano nella Cordigliera Darwin, nel settore cileno dell'isola. Holmlund e Fuenzalida (1995) segnalano per i ghiacciai del versante Nord della Cordigliera Darwin, settore più elevato delle Ande della Terra del Fuoco, un marcato arretramento a partire dal 1943 mentre quelli del versante Sud si sono mantenuti in equilibrio o addirittura sono avanzati. Nello stesso periodo si verifica anche un importante arretramento dei ghiacciai del Monte Sarmiento, 2235 m s.l.m., (54°27'S,

Tierra del Fuego

The most important glaciers in the Tierra del Fuego are located along the Cordillera Darwin, in the Chilean sector of the island. Holmlund and Fuenzalida (1995) have reported significant recessions since 1943 for glaciers at the northern end of Cordillera Darwin, where the highest mountains of the Tierra del Fuego Andes are located; on the opposite, glaciers at the southern end are reported to be stable or advancing. In the same period, the Monte Sarmiento Glaciers, 2,235 m a.s.l, (54°27'S, 70°50'W), on the western side of the

70°50'W) sul lato Ovest della Cordigliera Darwin (Strelin et al., 2001). Il medesimo ritiro si verifica anche, legato a condizioni di maggiore aridità, nel settore del Cordón Central e nelle Ande orientali della Terra del Fuoco, come nel caso del Cordón Martial, posto immediatamente a N della città di Ushuaia (54°48'S, 68°18'W), dove i ghiacciai si sono fortemente ritirati dietro i depositi morenici della tarda Piccola Età Glaciale (Strelin et al., 2001).
I piccoli ghiacciai del Cordón Martial e della Sierra Valdivieso danno origine ai torrenti che forniscono acqua alla città di Ushuaia. Il Ghiacciaio Martial, alle sorgenti del torrente Buena Esperanza, è oggetto di numerosi studi (Iturraspe et al., 2000). Attualmente, questo ghiacciaio è composto da quattro apparati di circo, con le due unità periferiche staccate e quelle centrali ancora parzialmente collegate alla fronte. Da SO a NE, sono i ghiacciai Martial S., Martial centro-occidentale, Martial centro-orientale e Martial E..

Cordillera Darwin, were subject to extensive withdrawal (Strelin et al., 2001). The same phenomenon, though tied to drier climatic conditions, has occured in the Cordón Central sector and in the Tierra del Fuego East Andes, as in the case of Cordón Martial, just North of the town of Ushuaia (54°48'S, 68°18'W), where the glaciers have withdrawn beyond the Little Ice Age moraines (Strelin et al., 2001).
The small glaciers of the Cordón Martial and Sierra Valdivieso are the main source of water for the town of Ushuaia. The Martial Glacier, located at the source of the Buena Esperanza river, is presently being studied by several researchers (Iturraspe et al., 2000). Actually, this glacier consists of four cirque glaciers; the two lateral units have become entirely independent while the central ones are still partially connected to the snout. From SW to NE, they are called Martial South, Martial Central-West, Martial Central-East and Martial East glaciers.

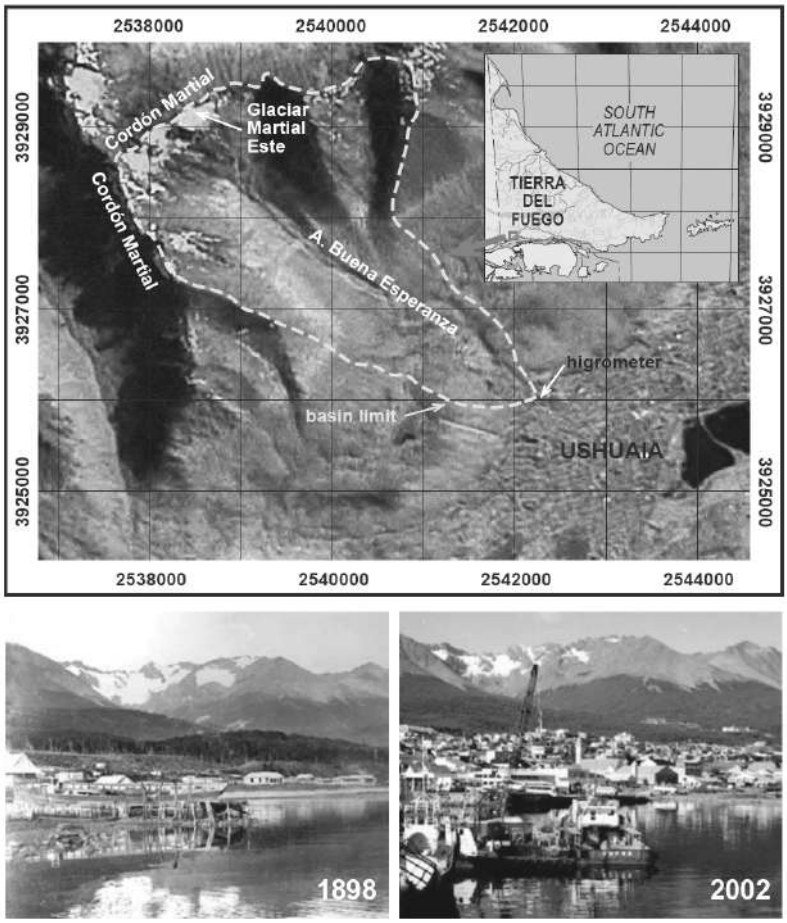


Figura 9 - Variazioni del Ghiacciaio Martial (Terra del Fuoco) tra 1898 e 2002.
In alto, l'immagine satellitare mostra la città di Ushuaia, la valle del torrente Buena Esperanza e il Ghiacciaio Martial (da Iturraspe e Strelin, 2005, modificata). Nella parte inferiore il Ghiacciaio Martial alla fine del XIX secolo (dalla collezione di Santos Caballero, anno 1898, Museo del Fin del Mundo) e a inizio marzo del 2002 (da Strelin e Iturraspe, 2002, modificata).

Figure 9 - Fluctuations of Martial Glacier (Tierra del Fuego) between 1898 and 2002.
The town of Ushuaia, the Arroyo Buena Esperanza valley and the Martial Glacier are visible in this satellite picture (above; from Iturraspe e Strelin, 2005, modified). Below, the Martial Glacier at the end of the XIX century (from Santos Caballero collection, 1898, Fin del Mundo Museum) and at the beginning of March 2002 (from Strelin e Iturraspe, 2002, modified).

Conclusioni

Le fluttuazioni dei ghiacciai citate in questo lavoro confermano il fatto che lungo la Cordigliera delle Ande argentine i ghiacciai vivono una fase di deterioramento che ha preso avvio all'inizio del XIX secolo. I ghiacciai nella zona dell'Aconcagua, dove hanno origine i fiumi Tupungato, Vacas e Cuevas che formano il Mendoza, si sono ritirati in misura più marcata a partire dalla fine del secolo XIX. Il bilancio cumulato del Ghiacciaio Piloto Est mostra come questo processo abbia subito un'accelerazione durante gli ultimi anni. La stessa cosa si produce con i ghiacciai del Rio Atuel e del Rio Grande nel Sud della provincia di Mendoza.

La tendenza osservata all'aumento della temperatura e alla diminuzione delle precipitazioni nevose nella cordigliera nelle Ande Centrali di Mendoza e San Juan, produrrà un aumento del ritmo di perdita di massa dei ghiacciai andini. In questa regione la riduzione dei ghiacciai comporterà per i fiumi una maggior dipendenza dalle precipitazioni nevose come conseguenza del minor contributo glaciale; gli anni con precipitazioni nevose scarse produrranno quindi fenomeni di magra fluviale più accentuati.

L'arretramento dei ghiacciai patagonici (con l'eccezione di pochi calving glaciers) che si è prodotto durante gli ultimi 4 secoli si è intensificato durante il XX secolo, a partire dalla metà degli anni Settanta.
La tendenza negativa ha riguardato anche i piccoli ghiacciai del settore argentino della Terra del Fuoco, durante il Novecento e in for-ma sostenuta a partire ancora dagli anni Settanta (Strelin et al., 2002), (Iturraspe et al., 2004). Nel caso del bacino del torrente Buena Esperanza si è constatata una perdita del 70 % della superficie glacializzata negli ultimi cento anni (Strelin e Iturraspe, 2002).

Conclusions

The fluctuations of the glaciers examined in this work confirm that the units of the Argentinean Cordillera are not in a good shape and have been receding since the beginning of the XIX century. The glaciers of the Aconcagua area, source of the Tupungato, Vacas and Cuevas rivers that merge into the Mendoza river, have receded more significantly since the end of the XIX century. The cumulated mass balance of the East Piloto glacier proves that this process has accelerated over the last years. The same fact is observed for the *río Atuel a*nd *río Grande* glaciers, in the southern part of the Mendoza Province.

The trends of increasing temperature and decreasing snowfalls recorded for the Central Andes Cordillera of Mendoza and San Juan will result in a faster rate of melting for the Andean glaciers. In this region, in term of river flow, the reduction of the size of the glaciers will heighten the dependency upon snowfalls as a consequence of reduced contributions by glaciers; years with scarce precipitations will accentuate the episodes of low water level in the rivers.

The retreat of the Patagonian glaciers (with the exception of a few calving glaciers) has continued for the last four Centuries and has intensified from the '70s of the XX Century onward.

The negative trend has affected also the small glaciers of the Argentinean sector of Tierra del Fuego for the whole XX century and, more significantly, since the '70s (Strelin et al., 2002; Iturraspe et al., 2004). The glacial surface within the Buena Esperanza river basin has seen a 70 % reduction over the last hundred years (Strelin and Iturraspe, 2002).

Italian translation: Luca Bonardi
English translation: Margherita Maggioni and Falvio Cambieri

Corresponding author address:
Juan Carlos Leiva, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales - CC330 5500 Mendoza, Argentina. Email: jcleiva@lab.cricyt.edu.ar

Bibliografia / References

Aniya M. and Skvarca P. (1992) - *Characteristics and variations of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia*. Bull. Glacier Research 10, pp. 39-53.

Aniya M., Naruse R., Casassa G. and Rivera A. (1992) - *Variations of Patagonian Glaciers, South America, utilizing RADARSAT Images*. Application Development and Research Opportunity (ADRO), Montreal, Canada, Oct. 13-15, 1998. CD-ROM.

Aniya M. (1992) - *Recent glacier variation in the Northern Patagonia Ice Field, Chile, and variations between 1985/86 and 1990/91*. Artic and Alpine Research, 20 (2), pp. 179-187.

Aniya, M. (2001) - *Glacier variations of Hielo Patagònico Norte, Chilean Patagonia, since 1944/45, with special reference to variations between 1995/6 and 1999/2000*. Bulletin of Glaciological Research, 18, pp. 55-63.

Boninsegna J., Keegan J., Jacoby C., Dariego R. and Holmes R. (1990) - *Dendrochronological studies in Tierra del Fuego, Argentina*. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 7, pp. 305-326.

Bruce R.H., Cabrera G.A., Leiva J.C. and Lenzano L.E. (1987) - *The 1985 surge and ice-dam of Glaciar Grande del Nevado del Plomo, Argentina*. Journal of Glaciology, Vol. 33, 113, pp. 131-132.

Casassa G., Rivera A., Escobar F., Acuña C., Carrasco J. and Quintana J. (2003) - *Snow line rise in Central Chile in recent decades and its correlation with climate*. Geophysical Research Abstracts, 5, 14395.

Cobos R. and Boninsegna J. (1983) - *Fluctuations of some glaciers in the upper Atuel River basin, Mendoza, Argentina*. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 1, pp. 61-81.

Colqui B.S. (1965) - *Repertorio actualizado sobre información recogida en glaciares argentinos.* Acta Geológica Liliana, 7, pp. 63-78.

Corte A.E. and Espizua L.E. (1981) - *Inventario de glaciares de la cuenca del Río Mendoza.* IANIGLA-CONICET, pp. 5-62.

De Agostini A. (1929) - *Mis viajes a la Tierra del Fuego*. Ed. De Agostini, Milano.

Espizua L.E. (1983) - *Glacier and Moraine Inventory of the Eastern Slopes of Cordón del Plata and Cordón del Portillo, Central Andes.* Argentina. Tills and Related Deposits. pp. 381-395.

Espizua L.E. (1986) - *Fluctuations of the Río del Plomo Glaciers.* Geografiska Annaler, 68A (4), pp. 317-327.

Espizua L.E. and Bengochea J.D. (1990) - *Surge of Grande del Nevado Glacier (Mendoza, Argentina), in 1984: its evolution through satellite images*. Geografiska Annaler, 72A (3-4), pp. 259.

Espizua L.E. and Maldonado G.I. (2005) - Glacier Variations in the Central Andes (Mendoza province, Argentina) from 1896 to 2005. In: Scarpati O.E. and Jones J.A.A. (eds), "Environmental change and rational water use". Orientación Gráfica Editora S.R.L, Buenos Aires, 2007, pp. 353-366.

GREENPEACE Argentina (2004) - *Cambio Climático: futuro negro para los Glaciares.* Campaña de Energía - Febrero de 2004 Buenos Aires.

Hauthal R. (1904) - *Gletscherbilder aus der argentinischen Cordillere.* Z. Dtsch. Österr. Alpenver., 35, pp. 30-45.

Helbling R. (1918) - *Beitrage zur topografischen Erschliesung der Cordillera de los Andes zwischen Aconcagua und Tupungato.* Sonderabdruck aus dem XXIII Jaherbericht des Akademischen Alpenclubs, Zürich.

Helbling R. (1935) - *The origin of the Río Plomo ice-dam*. The Geographical Journal 8 (1), pp. 41-49.

Holmlund P. and Fuenzalida H. (1995) - *Anomalous glacier responses to 20th century climatic changes in Darwin Cordillera, southern Chile.* Journal of Glaciology, 41, pp. 465-473.

Iturraspe R.J. and Strelin J. (2005) - *Resultados de estudios glaciológicos y nivológicos en el glaciar Martial, Tierra del Fuego.* Anales XX Congreso Nacional del Agua, Mendoza, Mayo/2005. Publicado en CD.

Kölliker A., Kühn F., Reichert A., Tomsen A. and Witte L. (1917) - *Patagonia: Resultados de las expediciones realizadas en 1910 a 1916*. Sociedad Científica Alemana, 2 vols, Buenos Aires.

Leiva J.C. (1982) - *Le glacier Piloto du Cajón del Rubio, Andes Centrales Argentinos*. Tesis Doctoral, Univers. Grenoble, Francia.

Leiva J.C. (1986) - *El surge del glaciar Grande del Nevado del Plomo.* Informe elevado al Ministerio de Obras y Servicios Públicos de la Provincia de Mendoza, Mendoza.

Leiva J.C. et al. (1986) - *Glacier mass balances in the Cajón del Rubio, Andes Centrales Argentinos*. Cold Regions Science and Technology, 13, pp. 83-90.

Leiva J.C. and Espizúa L. (1987) - *Los glaciares del río Plomo*. Serie Científica, vol. 32, pp. 34-37.

Leiva J.C., Lenzano L.E., Cabrera G.A. and Suarez J.A. (1989) - *Variations of the Río Plomo glaciers, Andes Centrales Argentinos.* In: Oerlemans J. (ed), *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, pp. 143-151, Kluwer Academic Publishers.

Leiva J.C. and Cabrera G.A (1996) - *Glacier mass balance analysis and reconstructions in the Cajón del Rubio, Mendoza, Argentina.* Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32, pp. 101-107.

Leiva J.C. (1999) - *Recent fluctuations of the Argentinian glaciers*. Global and Planetary Change 22, pp. 169-177.

Leiva J.C., Lenzano L.E. and Cabrera G.A. (2003) - *Geodetic and glaciological work at the glaciar Chico, South Patagonian Ice Field.* Enviado para su publicación a Global and Planetary Change.

Leiva J.C. (2006) - *Assesment climate change impacts on the water resources at the northern oases of Mendoza Province, Argentine*. In Martin Price (ed.), Global Change in Mountain Regions. Sapiens Publishing 2006, pp. 81-83.

Leiva J.C., Cabrera G.A. and Lenzano L.E. (2007) - *20 years of mass balances on the Piloto glacier, Las Cuevas river basin, Mendoza, Argentina*. Global and Planetary Change, 59, pp. 10-16.

Luckman B.H. and Villalba R. (2000) - *Assessing synchronicity of glacier fluctuations in the western cordillera of the Americas during the last millennium*. In Markgraf V. (ed), Interhemispheric Climate Linkages, Academic Press, pp. 119-140.

Llorens R. and Leiva J.C. (1995) - *Glaciological Studies in the High Central Andes Through Digital Processing of Satellite Images*. Mountain Research and Development, Vol. 15, 4, pp. 323-330.

Llorens R. and Leiva, J.C. (2000) - *Recent Glacier Fluctuations in the Southern Andes*. In Smolka P.P. and Volkheimer W. (Eds.) "Southern Hemisphere Paleo- and Neoclimates. Key Sites, Methods, Data and Models". Springer, Alemania, pp. 143-150.

Masiokas M.H., Villalba R., Luckman B.H., Lascano M.E., Delgado S. and Stepanek P. (2008) - *20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia*. Global and Planetary Changes, 60, pp. 86-100.

Mercer J. H. (1962) - *Glacier variations in the Andes*. Glaciological Notes, 12, pp. 9-31.

Milana J.P. and Maturano A. (1999) - *Application of Radio Echo Sounding at the arid Andes of Argentina: the Agua Negra glaciar*. Global and Planetary Change, 22, pp. 179-191.

Naruse R., Skvarca P., Satow K. and Nishida K. (1995) - *Thickness change and flow recent variation of Moreno Glacier Patagonia*. Bulletin of Glacier Research, 13, pp. 21-28.

Naruse R., Aniya M., Skvarca P. and Casassa G. (1995) - *Recent variations of calving glaciers in Patagonia, South America, revealed by ground surveys, satellite-data and numerical experiments*. Annals of Glaciology, 21, pp. 297-303.

Naruse R., Skvarca P. and Takeuchi Y. (1997) - *Thinning and retreat of Glaciar Upsala, and an estimate of annual ablation changes in southern Patagonia*. Annals of Glaciology, 24, pp. 38-42.

Naruse R. and Leiva J.C. (1997) - *Preliminary study on the shape of snow penitents at Piloto Glacier, the Central Andes*. Bulletin of Glacier Research, 15, pp. 99-104.

Oerlemans J. (1994) - *Quantifying global warming from the retreat of glaciers*. Science, 264, pp. 243-245.

Raffo J.M., Colqui B.S. and Madejski M.E. (1953) - *Glaciar Moreno*. Revista Meteoros, 3(4), pp. 293-341

Reichert F. (1910) - *Das Gletschergebiet zwischen Aconcagua und Tupungato*. Zeitschrift für Glecherkunde. Berlin, IV, pp. 343-350.

Reichert F. (1925) - *La exploración de la cordillera patagónica entre los grados 47 y 49*. Anales de la Sociedad de Estudios Geográficos Gaea. Buenos Aires.

Reichert F. (1927) - *El macizo del Tronador*. Anales de la Sociedad de Estudios Geográficos *Gaea*. Buenos Aires.

Reichert F. (1929) - *La exploración de la Alta cordillera de Mendoza*. Círculo Militar, Biblioteca del Oficial.

Rignot E., Rivera A. and Casassa G. (2003) - *Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise*. Science, 10/17/2003, Vol. 302, Issue 5644, pp. 434-437.

Rivera A., Casassa G., Acuña C. and Vieira R. (2000) - *Recent glacier variations and snow line changes in central Chile*. In: Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, pp. 274-275.

Rosenblüth B., H. Fuenzalida A. and Aceituno P. (1997) - *Recent temperature variations in southern South America*. Int. J. Climatol., Vol. 17, pp. 67-85.

Scarpati O.E. and Jones J.A.A. (eds) (2007) - *Environmental change and rational water use*. Orientación Gráfica Editora S.R.L., Buenos Aires.

Schrott L. (1994) - *The hydrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation, a case of study in the high Andes of San Juan, Argentina*. Bamberger Geographische Schriften, Bd. 15 S, pp. 71-84.

Schrott L. (1994) - *Die Solarstrahlung als steuernder Faktor in Geosystem der subtropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan Argentinien)*. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 94.

Skvarca P., Satow K., Naruse R. and Leiva J.C. (1995) - *Recent thinning, retreat and flow of Upsala Glacier, Patagonia*. Bulletin of Glacier Research, 13, pp. 11-20.

Skvarca P. and Naruse R. (1997) - *Dynamic behavior of Glaciar Perito Moreno, southern Patagonia*. Annals of Glaciology, 24, pp. 268-271.

Steffen H. (1909) - *Viajes de Esploracion i Estudio en la Patagonia Occidental: 1892-1902*. Vol. I. Anales de la Universidad de Chile, Imprenta Cervantes, Santiago.

Strelin J., Casassa G., Rosqvist G. and Holmlund P. (2001) - *Holocene glaciations at Glaciar Ema Valley, Monte Sarmiento, Tierra del Fuego*. Resúmenes del Symposium on Vegetation and Climate Changes during the last glacial/interglacial cycle along continental Chile. Annual meeting of the Sociedad de Botánica Chilena, La Serena, Chile; sept. 2001.

Strelin J. and Iturraspe R. (2002) - *La cuenca glacionival del glaciar Martial*. In: Actas Conferencia Transcontinental High Summit 2002, Mendoza, 6 al 10/5/2002. Public. en CD.

Strelin J. and Iturraspe R. (2003) - *Recent evolution and mass balance of Martial glacier, Eastern Fuegian Cordillera*. Symposium on Mass Balance of Andean Glaciers. 12 al 14 de marzo de 2003. Valdivia, Chile.

Videla M.A. (1992) - *Cambio Global y Variaciones Glaciales*. Boletín de Estudios Geográficos, Vol. XXV, anexo al n. 89, Tomo II. Dpto. de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNC, Mendoza.

Videla M.A and Suarez J.A. (1994) - *Neoglacial advances in the Central Andes of Argentina during the last centuries*. Quaternary of South America & Antarctic Peninsula, 10, pp. 55-70.

Villalba R., Leiva J.C., Rubulis S., Suarez J.A. and Lenzano L. (1990) - *Climate, tree rings and glacier fluctuations in the Frías valley, Río Negro, Argentina*. Arctic and Alpine Research, 22, pp. 150-174.

Villalba R., Boninsegna J.A., Lara A., Veblen T., Roig T., Aravena F.A. and Ripalta J.C. (2003) - *Large-scale temperature changes across the southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years*. Climatic Change, 59, pp. 177-232.

Villalba R., Masiokas M., Veblen T., Kitzberger. J. and Boninsegna J.A. (2005) - *Biogeographical consequences of recent climate changes in the southern Andes of Argentina*. In: Huber U.M. et al. (eds.) "Global Change and Mountain Regions". Springer, pp. 155-166.

Warrick R., Le Provost A., Meier C., Oerlemans M. F. and Woodworth J. (1996) - *Lead authors of Chapter 7 (Changes in Sea Level) of Climate Change 1995*. In: Houghton J.T., Meira Filho L.G., Callander B.A., Harris N., Kattemberg A. and Maskell K. (eds), "The Science of Climate Change". Cambridge University Press, Cambridge.

Andrès RIVERA (*) (**), **Francisca BOWN** (**),
Cèsar ACUÑA (**) **and Fernando ORDENES** (**)

I ghiacciai del Cile come indicatori dei cambiamenti climatici

Chilean Glaciers as indicators of climate change

Riassunto

Questo lavoro presenta una sintesi del glacialismo attuale del Cile e delle sue più significative variazioni recenti. Sebbene l'andamento di alcuni ghiacciai sia da ricondurre anche a fattori non-climatici, la maggior parte degli apparati ha sperimentato un ritiro lineare e un generale smagrimento in risposta all'incremento delle temperature e alla diminuzione delle precipitazioni, come registrate in diverse stazioni meteorologiche. La riduzione delle superfici glaciali ha influenzato la disponibilità di risorse idriche nella regione del Cile centro-settentrionale, dove oltre il 70 % delle portate fluviali è dovuto alla fusione di neve e ghiaccio, in particolare durante le estati più secche. Il proseguimento dell'attuale tendenza di modificazione del clima produrrà una forte riduzione del volume di ghiaccio presente nel paese, la scomparsa dei piccoli ghiacciai del Cile centrale e l'accrescimento del contributo all'innalzamento globale del livello del mare da parte dei ghiacciai della Patagonia.

Abstract

This work presents a summary of Chile's present glacial environment and its most significant recent variations. Though the behaviour of some glaciers may be driven by non-climatic factors, most glacial apparatuses experienced a linear shrinkage and a generalized thinning as a result of both an increase of temperatures and a lower precipitations regime, as recorded by several meteo stations. The reduction of the area covered by glaciers has affected water availability in Chile's North-Central region, where 70 % of river-flows originates from snow and ice melting, particularly in the driest summers. The continuation of the present trend is bound to produce a dramatic reduction of ice throughout the whole Country, the disappearance of Central Chile's small glaciers and significantly increase the contribution of Patagonian glaciers to the global sea-level rise.

Introduzione

I ghiacciai cileni vivono una fase di generale ritiro, variabile dai pochi metri all'anno degli apparati del Nord agli oltre 900 m annui nel Cile meridionale (Rivera et al., 2002; Porter e Santana, 2003). Tale comportamento è dovuto principalmente al cambiamento climatico in atto, in particolare, all'incremento termico e alla diminuzione delle piogge registrate in varie stazioni meteorologiche (Rosenblüth et al., 1997; Quintana, 2004).

Tuttavia comportamenti asincroni sono determinati da fattori locali; in particolare, i *calving glaciers* possono sperimentare avanzate della fronte (Rivera et al., 1997) o veloci riduzioni che, avvicinando il ghiaccio al punto di galleggiamento, possono provocare collassi subitanei (Rivera e Casassa, 2004).

Introduction

Chilean glaciers are undergoing a generalized withdrawal, ranging from few m/yr in the northern area to over 900 m/yr in southern Chile (Rivera et al., 2002; Porter and Santana, 2003). This behaviour is mainly due to current climate changes and, more specifically, to the increase of air temperature and to the lesser precipitation recorded by several meteo stations (Rosenblüth et al., 1997; Quintana, 2007).

Nevertheless, there are some asynchronous behaviours caused by local factors: for instance *calving glaciers* may undergo rapid front advances (Rivera et al.,1997) or fast withdrawals that, bringing the ice close to its floating limit, may cause a sudden collapse (Rivera and Casassa, 2004).

For this reason, not all Chilean glaciers can be taken

Centro de Estudios Cientìficos (CECS), Valdivia, Chile.
(**) Departamento de Geografía, Universitá del Cile, Santiago, Chile.

Non tutti i ghiacciai cileni sono quindi buoni indicatori del cambio climatico, in particolare ove prevalgono fattori di controllo topografico (fiordi e laghi), di controllo "dinamico" o di influenza delle attività vulcaniche (Rivera et al., 2006a).

Anche se non esplicitamente riconosciute dalla legislatura cilena, le risorse idriche allo stato solido hanno una grande importanza per il Paese. Nella zona centrale e in quella settentrionale, la loro fusione contribuisce in maniera significativa ad alimentare i corsi d'acqua superficiali, con percentuali che nelle estati più secche possono raggiungere il 70 % (Peña e Nazarala, 1987). Altre implicazioni legate ai ghiacciai sono di tipo negativo: i rischi associati alla formazione di valanghe, lo svuotamento di tasche d'acqua sub-glaciali (Rivera e Cassasa, 2004), la formazione di colate di fango durante le eruzioni vulcaniche (Naranjo e Moreno, 2004). Nella zona meridionale, i ghiacciai hanno svolto un ruolo geo-politico nella determinazione dei confini tra stati (Casassa e Rivera, 2001). I ghiacciai della Patagonia, infine, forniscono un importante contributo all'innalzamento del livello del mare (Rignot et al., 2003).

Metodi

In questa sede si sono riuniti diversi dati con l'obiettivo di determinare l'estensione dei ghiacciai cileni e le loro variazioni. Tra le fonti utilizzate: le carte topografiche elaborate dall'Istituto Geografico Militare del Cile (anni '60 e '70), con tecniche di restituzione aerofotogrammetriche; fotografie aeree verticali e immagini satellitari ad alta risoluzione (ASTER, Landsat), analizzate per determinare le caratteristiche dei ghiacciai in diversi momenti; documenti storici (cronache, appunti di viaggio, fotografie, carte ecc.) degli esploratori che visitarono numerosi ghiacciai sin dagli inizi del XIX secolo, specialmente nel Sud del Paese. Queste fonti sono state interpretate e confrontate con le informazioni attuali per la ricostruzione di tendenze secolari.

Impiegando immagini satellitari nello spettro del visibile si sono generate composizioni in falso-colore e, quindi, digitalizzazioni delle superfici glaciali e delle posizioni frontali in diverse epoche, permettendo cosi di confrontare direttamente i cambiamenti intervenuti. Inoltre, la generazione di DEM mediante l'uso di Sistemi Informativi Geografici ha permesso di determinare le modificazioni di quota del ghiaccio attraverso il confronto tra i modelli.

Inventario dei ghiacciai cileni

In Cile (fig. 1, tab. 1), con l'eccezione dell'area patagonica (18°-41°S), sono stati inventariati 1696 ghiacciai, per un'area complessiva di 1409 km². Nella zona Nord (18°-32°S), la superficie glacializzata è scarsa (112 km²); per quest'area è disponibile solo un inventario

as good indicators of climate changes, particularly where topographic (e.g. fiords or lakes) or dynamic factors or the influence of volcanic activities prevail (Rivera et al., 2006).

Although not explicitly addressed by Chile's legislation, these solid-state water resources are of the utmost importance for the whole Country. In central and northern regions, snow and ice runoffs contribute significantly to feed the local streams, their contribution being as high as 70 % in dry summers (Peña and Nazarala, 1987). Other implications connected with the presence of glaciers may have negative impacts, such as the risks of avalanches, the emptying of subglacial water pockets (Rivera and Casassa, 2004), or the formation of mud flows during volcanic eruptions (Naranjo and Moreno, 2004). In the southern regions, glaciers have represented an essential geo-political factor in the definition of border lines between states (Rivera and Casassa, 2001). At last, Patagonian glaciers play a key role as contributors to global sea-level rise (Rignot et al., 2003).

Methodology

This work has collected different sets of data in order to evaluate Chile's glaciers extension and evolution throughout different periods. The sources examined are: maps produced by Chile Military Geographic Institute in the 1960s and 1970s, based on aerial photogrammetric processes, vertical aerial photographs and high resolution satellite images (ASTER, Landsat), from which were derived the characteristics of the glaciers in different moments; historical documents (chronicles, travel notes, photos, maps, etc.) by explorers who visited the glaciers since the early 19th century, mainly in the southern part of the Country. These sources have been interpreted and compared with present data to reconstruct long-period trends.

False-colour composites, derived from satellite images in the visible spectrum, have been used to produce digital pictures of ice-covered areas and the positions of the tongues in different periods thus prompting a direct comparison of all changes. Furthermore, superimposition of different digital models (DEM) generated by means of a Geographic Information System (GIS) has allowed the evaluation of the different ice levels.

Inventory of Chilean Glaciers

Leaving aside the Patagonian region (18°-41°S), 1,696 glaciers covering an area of 1,409 km² have been inventoried (fig. 1, tab. 1). In the North (Lat.18°-32°S) the ice is scarce (112 km²) and only a preliminary inventory produced by Garin (1987) is available for

preliminare elaborato da Garìn (1987). Per il Cile centrale (32°-36°S) i catasti sono stati compilati principalmente dalla Direzione Generale delle Acque del Ministero delle Opere Pubbliche ed elaborati da Marangunic (1979), Valdivia (1984) e Rivera (1989).

this area. For Central Chile (32°-36°S) land registers compiled mostly by the General Direction of Water Resources (Ministry of Public Works) have been processed by Marangunic (1979), Valdivia (1984) and Rivera (1989).

Figura 1 - Ubicazione dei ghiacciai cileni.

Figure 1 - Location of Chile's glaciers.

Tra il 41°S e il 56°S si concentra la maggior parte del ghiaccio del Cile (circa 19.000 Km²): l'inventario del Campo de Hielo Norte (CHN) è stato attualizzato da Rivera et al. (2007); quello del Campo de Hielo Sur (CHS) da Aniya et al. (1996); quello del Gran Campo Nevado (GCN) da Schneider et al. (2007) mentre l'area dell'Isla Riesco è stata analizzata da Casassa et al. (2002). Nonostante i recenti progressi, sono ancora scarse le informazioni disponibili sulla Chiloè continentale (41°-44°S) e su gran parte dell'Aysèn e Magallanes, a eccezione del CHN e del CHS (Rivera et al., 2002), dove esistono altre aree glacializzate, come quelle della Cordigliera Darwin, che si ritiene possieda circa 2300 km² di ghiaccio (USGS, 1998), e dell'isola di Santa Inès. Considerando gli inventari e le ultime stime per le aree meridionali, la superficie coperta dai ghiacciai cileni è di 20.188 km².

Most ice fields in Chile are concentrated between Latitude 41°S and 56°S (about 19,000 km²): the inventory of Campo de Hielo Norte (CHN) was updated by Rivera et al. (2007), that of Campo de Hielo Sur (CHS) by Aniya et al. (1996); that of Gran Campo Nevado (GCN) by Schneider et al. (2007), while the Isla Riesco area was analyzed by Casassa et al. (2002). In spite of recent progresses, scarce information is available for Continental Chiloè (Lat. 41°-44°S) and, with the exception of CHN and CHS (Rivera et al., 2002), for most of Aysèn and Magellanes where some areas, such as the Cordillera Darwin - believed to hold around 2,300 km² of ice (USGS, 1998) - and the Santa Ines Island are still poorly surveyed. By adding the most recent estimates for the southern areas to what has already been mapped, Chile's overall ice-covered surface should amount to 20,188 km².

	Aree glaciali o valli		Numero	Area km²	Fonte
Glaciers	Norte Grande*		14	29.70	Garín (1987)
	Norte Grande*		14	12.13	
	Norte Chico*		49	66.83	
	Norte Chico *		11	7.02	
	Río Aconcagua		267	151.25	Valdivia (1984)
	Río Maipo		647	421.9	Marangunic (1979)
	Río Cachapoal		146	222.42	Caviedes (1979)
	Río Tinguiririca		261	106.46	Valdivia (1984)
	Río Mataquito		81	81.91	Noveroy (1987)
	Río Maule		98	35.32	Tapia (2004)
	Río Itata		21	8.3	Zenteno *et al.*, (2004)
	Río Bío Bío		29	52.37	Rivera (1989)
	Río Imperial		13	18.72	
	Río Toltén		14	68.48	
	Río Valdivia		6	42.33	
	Río Bueno		11	19.35	
	Río Petrohué		12	60.57	
	Río Maullín		1	2.84	
	Río Chamiza		1	1.05	
	Campo de Hielo Norte (CHN)		70	3,953	Rivera *et al.*(2007)
	Campo de Hielo Sur (CHS)		48	9,659**	Aniya *et al.* (1996)
	Península Muñoz Gomero and Gran Campo Nevado		75	252.5	Schneider *et al.*, (2007)
	Isla Riesco		45	215	Casassa *et al.*, (2002)
	Subtotal		**1934**	**15,488.35**	
Area no inventariadas	Chiloé Continental	Volcanes Yate, Michinmahuida	s/i	250	LLiboutry (1956) Aniya *et al.*, (1996) USGS (1998) Rivera *et al.* (2002)
	Aysén	Volcan Hudson Cerro Erasmo Cerro San Lorenzo Cerro Blanco	s/i	550	
	Alrededores de Campos de Hielo	Muchos glaciares pequeños	s/i	1,400	
	Magallanes	Volcán Burney Monte Sarmiento Isla Santa Inés Cordillera Darwin Isla Hoste	s/i	2,500	
	Subtotal de áreas estimadas			**4,700**	
Total de áreas glaciares en Chile				**20,188.35**	

Tabella 1 - Aree glacializzate del Cile. (* Inventario provvisorio; ** Include i ghiacciai del CHS esclusi quelli di pertinenza principalmente argentina: Upsala, Agassiz, Onelli, Spegazzini, Mayo, Ameghino, Moreno e Frías).

Table 1 - Chile's glacial areas. (* temporary cadastre; ** Including CHS glaciers but leaving out the mostly Argentinean ones i.e. Upsala, Agassiz, Onelli, Spegazzini, Mayo, Ameghino, Moreno e Frías).

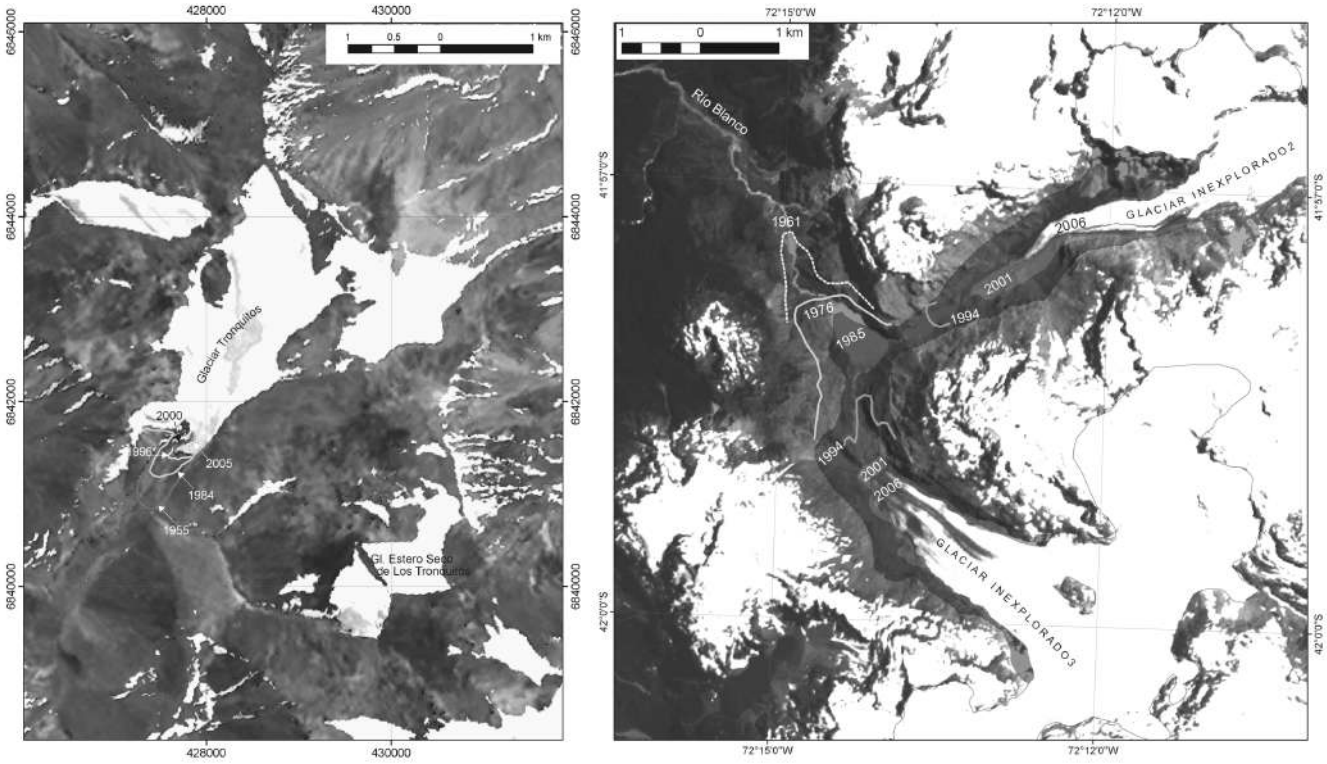


Figure 2, 3 - Variazioni del Ghiacciaio Tronquitos (sin.), Cile settentrionale, e del Ghiacciaio Inexplorado (dx), Cile continentale.

Figures 2, 3 - Fluctuations of the Tronquitos Glacier (left), Northern Chile, and of the Inexplorado Glacier (right), Continental Chile.

Le principali aree glacializzate del Cile

Zona Nord (18°-32°S)

Si tratta di un'area caratterizzata da condizioni desertiche, con un numero limitato di ghiacciai, molti dei quali rock-glaciers o *debris-covered glaciers*. Data la notevole elevazione delle Ande, in questo settore molti ghiacciai sono termicamente "freddi" e si ritirano con valori modesti legati principalmente a fenomeni di sublimazione (Rivera et al., 2000; Ginot et al., 2002).

Variazioni dei ghiacciai

Il Ghiacciaio Tronquitos (28°32'S, 69°43'W) è uno dei pochi studiati in dettaglio: ha perduto 2,7 km² di ghiaccio tra il 1955 e 2002 (Rivera et al., 2002) con un ritiro frontale di 916 m tra 1955 e 2005 (fig. 2). Un ghiacciaio vicino, l'Estero Seco del Rio Tronquitos, ha subito nel 1985 un fenomeno di *jokulhaup*, con la rottura improvvisa di una tasca d'acqua sub-glaciale che ha provocato la piena del Rio Manfias, lungo 83 km fino al bacino Lautaro, con il coinvolgimento di un volume d'acqua di 5 hm³ (Peña e Escobar, 1987). Un altro ghiacciaio oggetto di studio in quest'area è il Tapado (30°08'S, 69°55'W; Valle del Rio Elqui). Da esso proviene una carota di ghiaccio a tutto spessore grazie alla quale è stata determinata l'influenza de El Niño nei processi di accumulo (Ginot et al., 2002).

Chile's Main Glacial Areas

Northern Area (Latitude 18°-32°S)

This area is characterised by a mountain-desert climate and a limited number of glaciers, many of them rock glaciers or *debris-covered glaciers*. Thanks to the high altitude of the Andes, many glaciers of this sector are thermally "cold" and shrink at a modest rate, mainly through sublimation processes (Rivera et al., 2000; Ginot et al., 2002).

Glaciers' variations

The Tronquitos Glacier (28°32'S, 69°43'W), one of the few studied in details, has lost 2.7 km² of surface between 1955 and 2002 (Rivera et al., 2002), with a front withdrawal of 916 m between 1955 and 2005 (fig. 2). A nearby glacier, Estero Seco del *río Tronquitos*, underwent a *jokulhaupt* process in 1985, when a sudden breakdown of a sub-glacial water pocket caused a flood in *río Manfias*, involving the overall discharge of a volume of 5 hm³ of water over a distance of 83 km until the Lautaro basin (Peña and Escobar, 1987). Another glacier being studied in this Region is the Tapado Glacier (30°08'S, 69°55'W), located in the *río Elqui* valley. An ice core drilled throughout it allowed a study of the influence of El Niño in the mass accumulation processes (Ginot et al., 2002).

Regione Centrale (32°-36°S)

In quest'area esistono più di 1000 km² di ghiaccio distribuiti in circa 1500 ghiacciai (Rivera et al., 2000). Nella regione si manifesta un forte conflitto tra i settori minerario, agricolo, urbano e industriale per l'utilizzo delle risorse idriche (Rosegrant et al., 2000), per lo più di origine nivale o glaciale (Masiokas et al., 2006).

Variazioni dei ghiacciai

Tra i ghiacciai di questa zona emerge lo Juncal Sur (33°05'S, 70°06'W), nella valle del Rio Maipo, con 22,7 km² nel 2006 e con il più elevato valore di ritiro (Rivera et al., 2000). Altri ghiacciai importanti sono l'Olivares Beta (33°08'S, 70°05'W) e l'Olivares Gamma (33°08'S, 70°10'W), rispettivamente con 9,9 e 12,8 km² nel 2006. Nel 1935, osservati durante un'ascensione al Cerro Risopatròn, i due ghiacciai si presentavano uniti (Lliboutry, 1956). Da allora, il processo di ritiro ha coinvolto soprattutto l'Olivares Beta, che ha perso oltre 3,9 km lineari in 71 anni. Nello stesso periodo, l'Olivares Gamma ha subito un ritiro frontale di 2 km e una riduzione di spessore di 0,7 m a^{-1} tra il 1955 e il 1997 (Rivera et al., 2002).

Più a Sud, il Ghiacciaio Echaurren Norte (33°33'S, 70°08'W), oggetto di bilancio di massa dal 1975, fa anch'esso registrare chiare tendenze negative, altamente influenzato del fenomeno de El Niño – Oscillazione Sud (Escobar et al., 1995).

Un caso particolare è quello dello Juncal Norte (33°02'S, 70°06'W) che, rispetto ai suoi vicini, ha subito un ritiro moderato, dovuto alla localizzazione della fronte in una valle profonda raggiunta dalla radiazione solare solo per poche ore al giorno (fenomeno del "restringimento dell'orizzonte") (Rivera et al., 2000). Il suo ritiro si aggira tra i 4 e i 20 m a^{-1} fino al 2006, riguardando principalmente la fronte coperta. La perdita di superficie è stata di 0,21 km² nel periodo 1955-1997 (Rivera et al., 2002). Il Ghiacciaio Cipreses (34°33'S, 70°22'W), nella valle del Cachapoal, è tra quelli dotati di misure più antiche; il suo ritiro, dal 1842, si avvicina ai 5 km (Rivera et al., 2006b). Nella valle del Tinguiririca, il Ghiacciaio Universidad (34°42'S, 70°20'W), così denominato da Lliboutry (1956), ha realizzato un ritiro con valori costanti dal 1945 al 2004, per un totale di 2 km (Le Queste et al., inviato).

Regione di Los Lagos (36°-41°S)

In questa regione si osserva una riduzione del numero di unità glaciali, dovuto alla minor altitudine raggiunta dalla Cordigliera andina. La maggioranza dei ghiacciai è situata su coni vulcanici attivi: tra questi, i Nevados de Chillàn (36°50'S, 71°25'W), un complesso formato da diversi coni vulcanici associati al Vulcano Chillàn (Gonzalez-Ferràn, 1995). Quella dei Nevados de Chillàn è la principale zona glacializzata del bacino del-

Central Region (32°-36°S)

In this Region, approximately 1,500 glaciers account for more than 1,000 km² of ice (Rivera et al., 2000); heated conflicts for the exploitation of water resources are developing among mining, agriculture, urban and industrial sectors (Rosegrant et al., 2000); most of the Region's water is coming from snow or ice runoffs (Masiokas et al., 2006).

Glaciers' variations

Among the glaciers of this Region, one of the most prominent is the Juncal Sur (33°05'S, 70°06'W), in the *río Maipo* Valley, with an extension of 22.7 km² in 2006 and the highest withdrawal rate (Rivera et al., 2000). Other important glaciers are Olivares Beta (33°08'S, 70°05'W) and Olivares Gamma (33°08'S, 70°10'W), with a size of 9.9 e 12.8 km² in 2006 respectively. In 1935, as observed while climbing the the Cerro Risopatròn, the two glaciers were joined (Lliboutry, 1956). Since then, the shrinking process involved mainly the Olivares Beta Glacier, which lost over 3.9 linear km in 71 years. In the same period the Olivares Gamma front withdrew 2 km while thinning by 0.7 m/yr from 1955 to 1997 (Rivera et al., 2002).

Further South, the Echaurren Norte Glacier (33°33'S, 70°08'W), subject to mass balance measurements since 1975, is also experiencing a clearly negative trend, highly influenced by El Niño – South Oscillation (Escobar et al., 1995).

A special case is that of Juncal Norte Glacier (33°02'S, 70°06'W) which, when compared with other glaciers of the same area, underwent a modest shrinkage as its tongue is confined in a deep valley where direct sun radiation strikes the ice only a few hours each day in a typical "horizon narrowing" phenomenon (Rivera et al., 2000). The withdrawal rate was measured between 4 and 20 m/yr until 2006, mostly involving the covered front. Total surface loss for the period 1955-1997 was 0.21 km² (Rivera et al., 2002). The Cipreses Glacier (34°33'S, 70°22'W), in the Cachapoal Valley, was one of the first to be measured; its withdrawal from 1842 to present day is approx. 5 km (Rivera et al., 2006b). In Tinguiririca Valley, the Universidad Glacier (34°42'S, 70°20'W), so named by Llibutri (1956), recorded steady yearly withdrawals from 1945 to 2004, amounting to about 2 km (Le Queste et al., submitted).

Los Lagos Region (36°-41°S)

This Region holds a limited number of glacial units because of the reduced altitude of this stretch of the Cordillera. Most glaciers are located on active volcanoes, such as the Nevados de Chillàn (36°50'S, 71°25'W), a massif consisting of several volcanic cones associated with the Chillàn Volcano (Gonzalez-Ferràn, 1995). This is the main glacial area of the Itata basin and its glaciers were mapped for the first time

l'Itata e i suoi ghiacciai furono rilevati per la prima volta nella carta del naturalista tedesco R. Philippi (1863). Rispetto a quei rilievi si può apprezzare una perdita areale di diversi km² (Zenteno et al., 2004). Negli ultimi anni, gli studi si sono concentrati sui vulcani Villarica e Mocho-Choshuenco (Rivera et al., 2006a); su quest'ultimo, dal 2003, è attivo un bilancio di massa (Rivera et al., 2005). Altri ghiacciai di questa regione sono situati sul Monte Tronador, dove il Ghiacciaio Casa Pangue (41°08'S, 71°52'W) presenta una lingua coperta di detriti. Le sue fluttuazioni sono state ricostruite già per la PEG grazie all'analisi dendroclimatologica degli alberi che crescono nella zona. Dalla fine del XIX secolo il ghiacciaio è stato visitato e descritto da diversi esploratori durante i loro viaggi attraverso la zona del lago Nahuel Huapi: tra questi, dal naturalista Hans Steffen e dall'italiano Padre Alberto Agostini. Dal 1961 ha subito una forte riduzione acceleratasi negli ultimi anni (Bown e Rivera, 2007).

Variazioni dei ghiacciai

Nella carta di Philippi (1863) il Ghiacciaio di Los Nevados de Chillàn (36°50'S, 71°25'W) presenta un'area di 30 km² ca. Nel 2004 essa era di soli 5 km² (Zenteno et al., 2004). Più a Sud, nella Sierra Velluta, è presente un apparato visitato da E. Poepping nel 1828. Dal confronto dei suoi disegni con le fotografie degli anni '50 di Carlos Keller emerge una significativa riduzione di superficie (Poepping, 1960). Per il Ghiacciaio sud-orientale del Vulcano Mocho (39°55'S, 72°02'W) il bilancio di massa netto nel 2003-04 è stato di –0,88 ±0,18 m w.e. a-¹, dovuto principalmente alle condizioni di siccità di quel periodo (Rivera et al., 2005). L'anno seguente il ghiacciaio si è però avvantaggiato dell'aumento delle precipitazioni (Bown et al., in stampa), dimostrando le forti variazioni interannuali che interessano i bilanci di massa. Il ghiacciaio ha perso il 17 % della sua superficie tra 1976 e 2004 (Rivera et al., 2006a). Per il Ghiacciaio Pichillancahue-Turbio del Vulcano Villarica (39°25'S, 71°56'W) si stima un ritiro di -0,81 ±0,45 m a-¹ nel periodo 1961-2004 e una perdita d'area del 13 % tra 1979 e 2005. Si ritiene che l'influenza geotermica del vulcano produca una forte ablazione alla base del ghiacciaio mentre il deposito di ceneri in superficie svolgerebbe un ruolo positivo, proteggendo il ghiaccio dalla radiazione solare (Brock et al., 2007). Le misurazioni radar indicano spessori massimi di 190 m per il Pichillancahue-Turbio e di 270 m per il Mocho (Rivera et al., 2006a).

by the German naturalist R. Philippi (1863). Based on his drawings, a surface loss of several km² can be assumed (Zenteno et al., 2004). In recent years, the studies have been focussed upon Villarica e Mocho-Choshuenco Volcanoes (Rivera et al., 2006), the latter being subject to mass balance measurements since 2003 (Rivera et al., 2005).

Other glaciers in this Region are located on Mount Tronador, where the Casa Pangue Glacier (41°08'S, 71°52'W) exhibits a debris-covered tongue. A dendroclimatologic analysis of the trees growing in this area has yielded a map of its fluctuations from the Little Ice Age to present day. Since the end of the 19th century, the glacier has been visited and described by many explorers wandering through the Lake Nahuel Huapi area; among them the naturalist Hans Steffen and the Italian Father Alberto Agostini. Since 1961 this glacier is undergoing a marked reduction, further accelerated in the last years (Bown and Rivera, 2007).

Glaciers' variations

In the Philippi's map (1863), Los Nevados de Chillàn Glacier (36°50'S, 71°25'W) is drawn with a surface of about 30 km². In 2004 its surface amounted to 5 km² only (Zenteno et al., 2004). Further South, in Sierra Velluta, there is an apparatus visited by E. Poepping in 1828. His drawings, compared with photographs taken in the 1950s by Carlos Keller, testimony a significant surface reduction (Poepping, 1960). The net 2003-2004 mass balance for the South-Eastern Glacier of the Mocho Volcano (39°55'S, 72°02'W), was –0.88 ± 0.18 m w.e./yr, mainly due to the dry conditions of this period (Rivera et al., 2005). The following year the glacier was positively influenced by an increase of precipitation (Brown et al., in press), proving that its mass balance is prone to marked variations from year to year. Overall, the glacier lost 17 % of its surface between 1976 and 2004 (Rivera et al., 2006a). The Pichillancahue-Turbio Glacier on the Villarica Volcano (39°25'S, 71°56'W), was estimated to have lost 0.81 ±0.45 m/yr between 1961 and 2004, with a 13 % surface loss between 1979 and 2005. It is believed that a strong geothermal flux causes a marked ablation at the glacier's base while, near the summit, ash deposits protect the ice from solar radiations (Brock et al., 2007). Radar measurements show a maximum ice thickness of 190 m and 270 m for the Pichillancahue-Turbio and for the Mocho Glaciers respectivey (Rivera et al., 2006a).

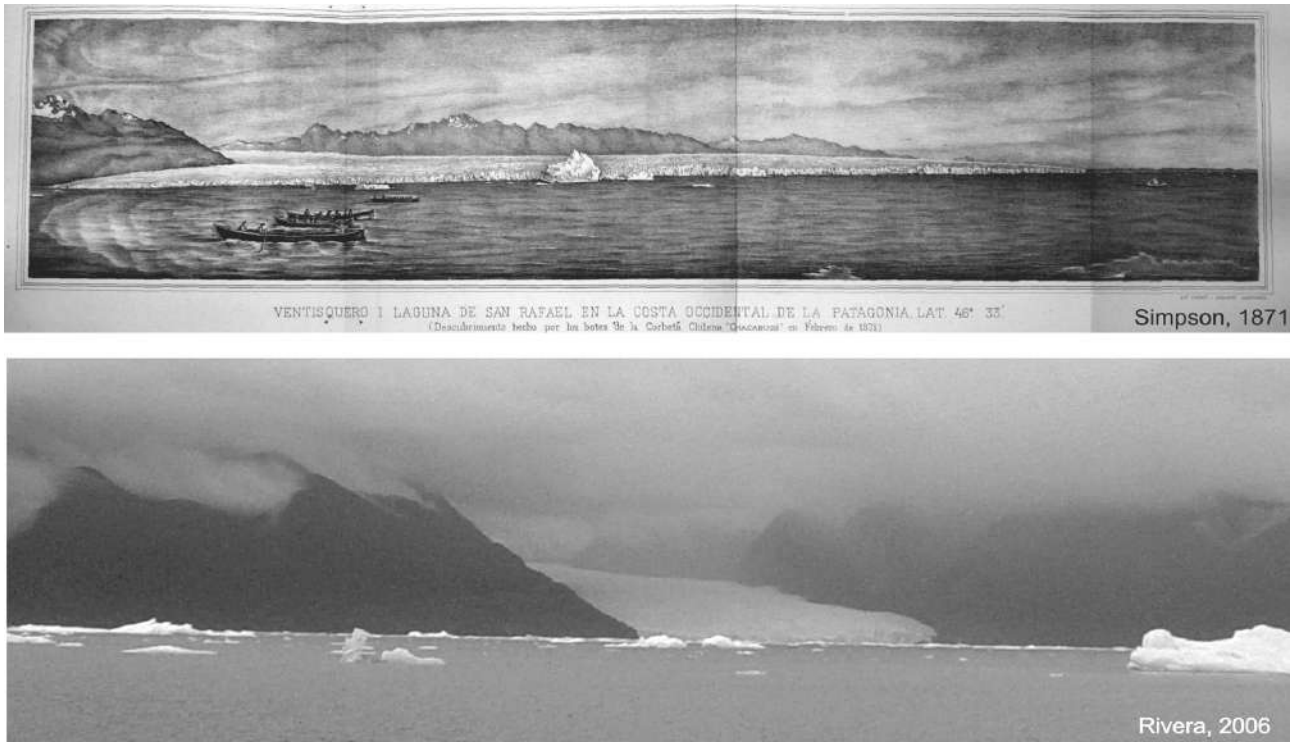


Figura 4 - Il Ghiacciaio di San Rafael in una litografia del 1871 (Simpson, 1875, sopra) e in una fotografia del 2007 (sotto).

Figure 4 - San Rafael Glacier from a 1871 lithograph (Simpson, 1875) (above) and in a 2006 picture (below).

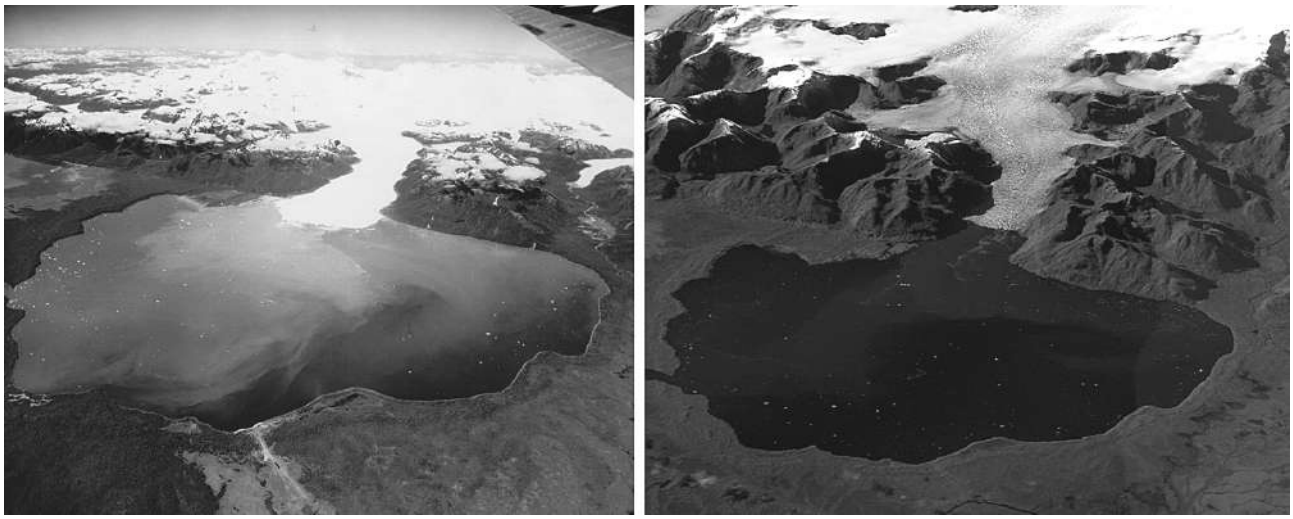


Figura 5 - Il Ghiacciaio San Rafael in un'immagine aerea TRIMETROGON del 1944/45 (sinistra) e in una ripresa satellitare ASTER 2003 (destra).

Figure 5 - San Rafael Glacier from a 1944/1945 TRIMETROGON aerial picture (left) and from a 2003 ASTER space picture (right).

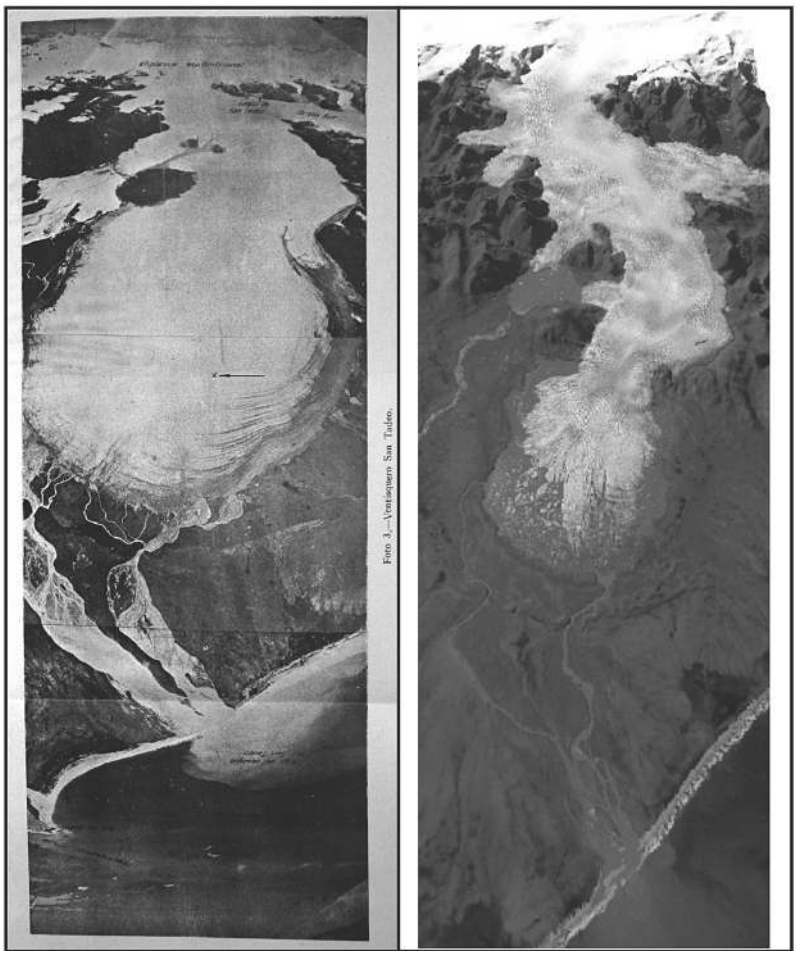


Figura 6 - Il Ghiacciaio San Quintín: in una fotografia aerea TRIMETROGON del 1944/45 (Keller, 1947, sinistra) e nell'immagine satellitare ASTER del marzo 2003 (destra).

Figure 6 - San Quintin Glacier from a 1944/1945 TRIMETROGON aerial picture (Keller, 1947, left) and from a 2003 ASTER space picture (right).

Patagonia (41°-56°S)

Questa zona ospita la maggior parte del ghiaccio temperato dell'emisfero australe, conservato specialmente nel CHN e nei CHS (Naruse e Aniya, 1992): insieme si estendono su circa 17.000 km². Nonostante i numerosi studi (Aniya et al., 1996; Rivera e Casassa, 2004), a oggi non esistono programmi sistematici di bilanci di massa, non si conoscono con certezza i volumi di ghiaccio immagazzinati e le componenti dinamiche che spiegano il comportamento dei diversi ghiacciai (Warren e Sugden, 1993).

Variazioni dei ghiacciai

Il volume di ghiaccio perso in Patagonia negli ultimi anni è raddoppiato rispetto alle tendenze in atto dal 1975 (Rignot et al., 2003). Circa il 9 % del contributo dei ghiacciai montani all'innalzamento del livello dei mari si deve ai due grandi ghiacciai di questa regione. La perdita di superficie del CHN tra 1979 e 2001 si è stimata in 140 km², dovuta per il 62 % al ritiro dei ghiacciai occidentali (Rivera et al., 2007). Nella zona del Chiloè continentale (41°-44°S), i ghiacciai più

Patagonia (41°-56°S)

This region hosts most of the temperate ice of the southern hemisphere, mostly preserved in CHN and CHS (Naruse and Aniya, 1992) which, all together, cover approximately 17,000 km². In spite of the many important studies (Aniya et al., 1996; Rivera and Casassa, 2004), there are still no systematic projects to investigate the mass balance; also not precisely defined are the total volume of ice and possible dynamic components that may explain the different behaviour of the glaciers (Warren and Sugden, 1993).

Glaciers' variations

The ice volume lost in Patagonia over the last few years is twice that of the mean value calculated since 1975 (Rignot et al., 2003). Approximately 9 % of the contribution of mountain glaciers to sea level increase comes from the two big ice fields of this Region. The surface loss of CHN between 1979 and 2001 is estimated to have reached 140 km², with the western glaciers representing 62 % of that figure (Rivera et al., 2007). In the Continental Chiloè area (41°-44°S), the

dinamici, nei pressi del Lago Inexplorado (41°58'S), indicano valori di ritiro elevati dal 1961. Il Ghiacciaio Inexplorado copriva quasi interamente la valle superiore del Rio Blanco, ma dal 1985 le sue due lingue principali si sono separate e, da allora, retrocedono senza sosta (fig. 3). I calving glaciers seguono questa tendenza: il Ghiacciaio Rafael (46°41'S, 73°51'W, figg. 4 e 5), ad esempio, ha subito un ritiro frontale di 2550 m (84 m a^{-1}) negli ultimi 30 anni. Tra i ghiacciai con più elevati valori di ritiro vi è il San Quintin, con una perdita di 33 km² di ghiaccio (Rivera et al., 2007); in particolare, lungo la sua fronte settentrionale si è formata, in luogo della sua fronte, una laguna pro-glaciale (46°52'S, 74°05'W, fig. 6).

Tra i ghiacciai del CHS risalta il Ghiacciaio O'Higgins (48°55'S, 73°08'W) che ha subito un ritiro di 15 km dal 1900 (Casassa et al., 1997), dovuto in parte al galleggiamento della sua fronte nell'area più profonda del fiordo del lago (più di 800 m di profondità; G. Casassa, comunicazione personale). Nello stesso lago, ma insinuato in un altro fiordo, molto meno profondo, il Ghiacciaio Chico (49°00'S, 73°04'W) registra un ritiro di soli 2,6 km nello stesso periodo (Rivera, 2004). Poco a Sud il Ghiacciaio Viedma (49°31'S, 73°01'W), venne visitato nel 1915-16 (Kölliker et al., 1917) allo scopo di confermare la presenza di un campo di ghiaccio dal Viedma al Lago O'Higgins / San Martin (scoperto nel 1877 da Francisco Moreno). Dal 1900 a oggi il ghiacciaio ha subito un ritiro moderato (fig. 7).

Nel *Parque Nacional Torres del Paine*, dove esistono numerosi corpi glaciali, si distingue il Ghiacciaio Grey (51°01'S, 73°12'W, fig. 9), ritiratosi di circa 4 km dal 1937; in un singolare episodio di calving, durante il quale gli iceberg generati bloccarono totalmente l'omonimo lago, ha perduto una superficie di 1 km² ca. Questo singolare evento è riconducibile in parte alla batimetria del lago, ma come nella maggior parte dei casi in Patagonia è soprattutto l'aumento delle temperature atmosferiche a spiegare i mutamenti del ghiacciaio (Rivera e Casassa, 2004).

Un'eccezione alla generalizzata tendenza al ritiro è rappresentata dal Ghiacciaio Pio XI (49°S, 73°W) che è avanzato di oltre 9 km dal 1945 (Rivera e Casassa, 1999); se si sommano però le variazioni intervenute dal momento dalla prima cartografia risalente alla spedizione di King (1839), il ghiacciaio è avanzato per complessivi 19 km, caso assolutamente anomalo in Cile e assai raro sull'intero pianeta.

Nella zona del Magallanes, oltre al CHS vi sono diversi corpi glaciali poco studiati: tra questi, importante, il Gran Campo Nevado che registra riduzioni delle porzioni inferiori e incrementi di quelle superiori (Möller et al., 2007). Per la vicina area glacializzata del Monte Sarmiento (54°27'S, fig. 8), sono disponibili tra le altre le antiche descrizioni prodotte durante il viag-

most dynamic glaciers are located near the Inexplorado Lake (41°58'S) and show high shrinkage values since 1961. The Inexplorado Glacier was covering most of the upper Rio Blanco Valley but, in 1985, its two main tongues parted and have since continued to withdraw (fig. 3). The calving glaciers follow the same trend: the Rafael Glacier (46°41'S, 73°51'W, figs. 4 and 5) for instance, receded by 2,550 m over the last 30 years (84 m/y). Among the glaciers with the highest withdrawal rate, the San Quentin has lost 33 km² of its ice surface (Rivera et al., 2007); more specifically, along its northern front an area previously covered by a portion of the terminal tongue has turned into a pro-glacial lake (46°52'S, 74°05'W, fig. 6).

Among CHS glaciers, the O'Higgins Glacier (48°55'S, 73°08'W) stands out; since 1900 it withdrew 15 km (Casassa et al., 1997), partly due to its front floating in the deepest part of the lake fiord (over 800 m deep; G. Casassa, personal communication). In the same lake but in a different, much shallower fiord, Chico Glacier (49°00'S, 73°04'W) experienced a withdrawal of only 2.6 km for the same period (Rivera, 2004). Further South one finds the Viedma Glacier (49°31'S, 73°01'W), visited in 1915-1916 (Kölliker et al., 1917) to verify the existence of an ice field from Viedma to O'Higgins/San Martin Lake (discovered in 1877 by Francisco Moreno); from 1900 to present day the Viedma Glacier suffered a moderate withdrawal (fig. 7).

In *Parque Nacional Torres del Paine*, where numerous glacial bodies exist, the Grey Glacier (51°01'S, 73°12'W, fig. 9) stands out: it has withdrawn approximately 4 km since 1937 and has lost an area of 1 km² in a single calving episode, when its ice-floats totally blocked the Grey Lake. This rare event may have been favoured by the lake's bathymetry but, as for most Patagonian glaciers, the main causes can be traced to the increasing atmospheric temperature (Rivera and Casassa, 2004).

The Pio XI Glacier (49°S, 73°W) is an exception from the general shrinking trend of Patagonian glaciers: it has advanced more than 9 km since 1945 (Rivera and Casassa, 1999); however, if one computes the variations from its first mapping by King (1839) to present day, the glacier shows a total advance of 19 km, which is an absolutely anomalous episode and quite a rare event for the whole planet too.

In the Magallanes Region several, little known ice bodies exist besides CHS: among these, the Gran Campo Nevado is important: while its lower portion is shrinking, the upper one is expanding (Möller et al., 2007). For the nearby Monte Sarmento glacial area (54°27'S, fig. 8) one can refer, among others, to the descriptions from the 1836 Beagle expedition (King, 1839).

In the southern end of Tierra del Fuego, the

gio del Beagle del 1836 (King, 1839).
Nel Sud della Terra del Fuoco, la Cordigliera Darwin presenta ghiacciai in ritiro lungo la fascia Nord e in avanzata in quella meridionale (Holmund e Fuenzalida, 1995). Uno degli apparati in più forte ritiro a livello nazionale è il Marinelli, la cui lingua terminale è recentemente collassata (Porte e Santana, 2003). Più vicino a noi, gli scriventi hanno constatato il prosieguo dell'avanzata di diversi ghiacciai del lato Sud, in particolare quelli di Bahia Pia e Seno Garibaldi.

Cordillera Darwin has retreating glaciers along the Northern limit and expanding glaciers along the Southern end (Holmund and Fuenzalida, 1995). The Marinelli Glacier, whose tongue has recently collapsed, is among the ice-bodies recording the highest withdrawal rate of the entire country (Porte and Santana, 2003). More recently, the Authors were able to confirm that the advancing trend shown by several glaciers in the southern end, among them the Bahia Pia and the Seno Garibaldi glaciers, is still continuing.

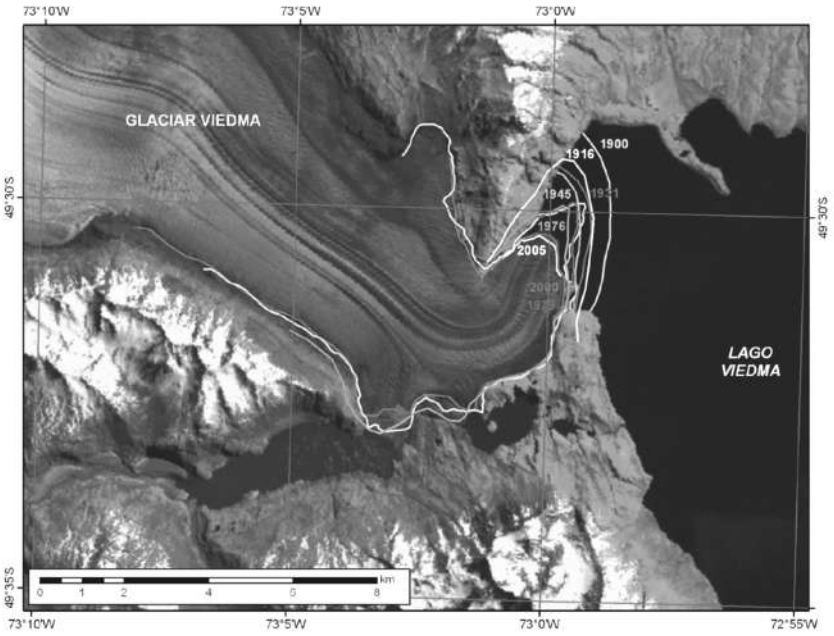


Figura 7 - Variazioni frontali del Ghiacciaio di Viedma (1900-2005).

Figure 7 - Frontal variations of the Viedma Glacier (1900-2005).

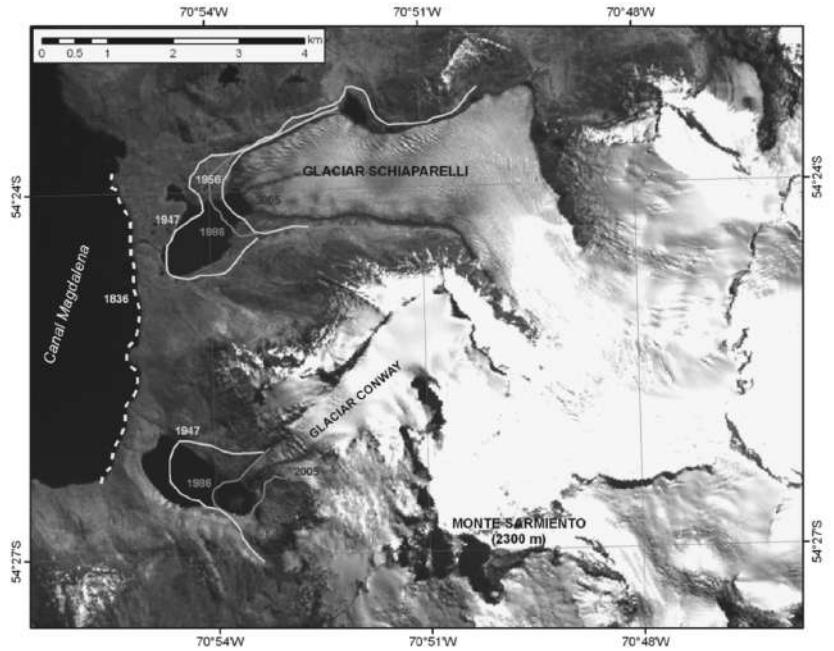


Figura 8 - Variazioni dei ghiacciai sul lato occidentale del Monte Sarmiento.

Figure 8 - Fluctuations of the western glaciers of Mt. Sarmiento.

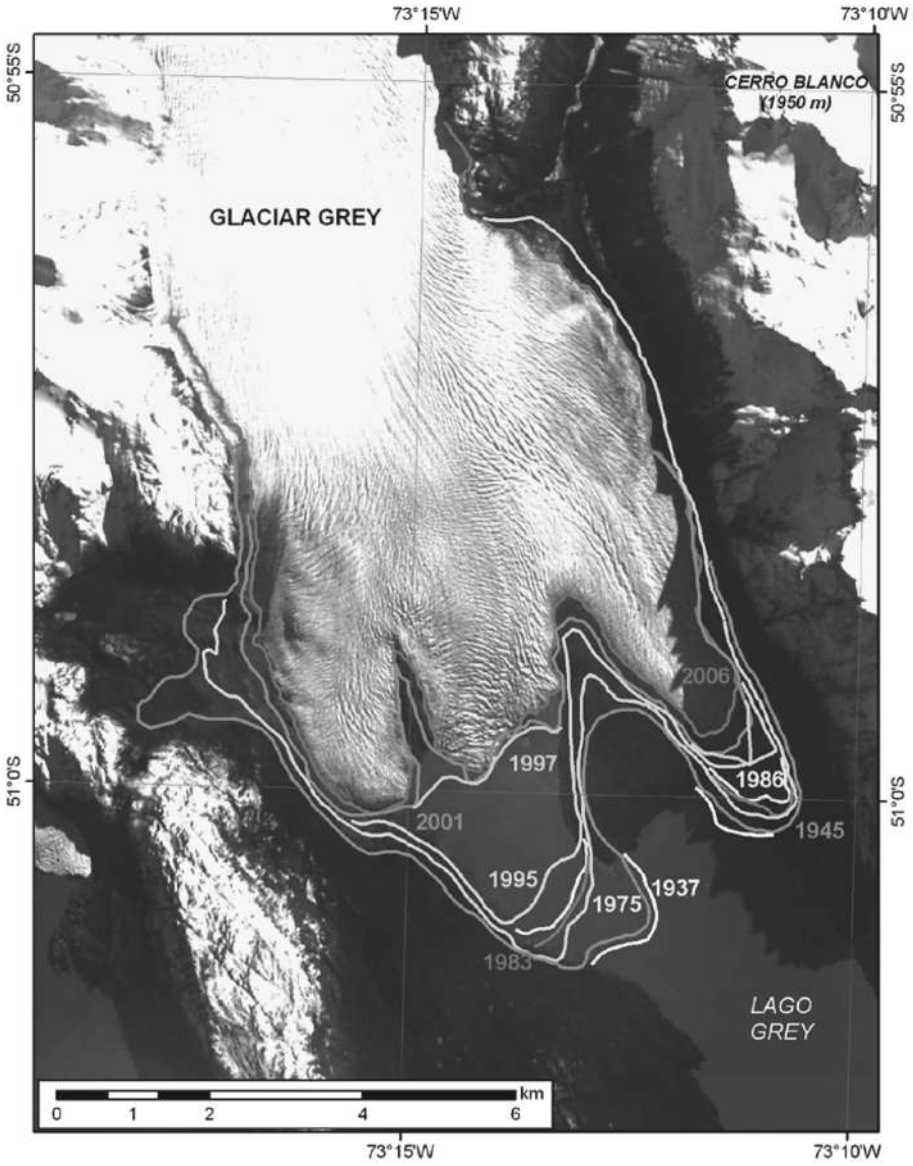


Figura 9 - Variazioni recenti del Ghiacciaio Grey, Parco Nazionale Torri del Paine, Campo de Hielo Patagonico Sur, Cile (variazioni dal 1937 al 2001 secondo Rivera e Casassa, 2004).

Figure 9 - Recent fluctuations of the Grey Glacier, Torres del Paine National Park, Campo de Hielo Patagónico Sur, Chile (changes from 1937 to 2001, according to Rivera and Casassa, 2004).

Discussione e conclusioni

Dalle prime osservazioni disponibili a oggi, la maggior parte dei ghiacciai cileni si è ritirata e le superfici si sono ridotte. Molti mostrano un'accelerazione di tali tendenze, specialmente in Patagonia, dove il ritmo di ritiro è raddoppiato nell'ultimo decennio. Ciononostante, alcuni ghiacciai hanno fatto registrare fasi di avanzata, sebbene i soli in tale stato agli inizi del XXI secolo siano il Pio XI (Rivera e Casassa, 1999), il Garibaldi nella Cordigliera Darwin e il Perito Moreno, nel lago argentino del CHS (Skvarca e Naruse, 2006).

I cambiamenti climatici osservati in superficie e in libera atmosfera (radiosondaggi) indicano un riscaldamento (Carrasco et al., 2005), specialmente sopra gli

Comments and Conclusions

Since their first observations, most Chilean glaciers have withdrawn and lost part of their surface. Many of them show an acceleration of this trend, particularly in Patagonia, where the recorded values have doubled over the last ten-year period. In spite of this general situation, a few glaciers are advancing, though the only ones still maintaining this trend in the 21st century are the Pio XI (Rivera and Casassa, 1999), the Garibaldi in the Darwin Cordillera and the Perito Moreno, located in the CHS Argentinean Lake (Skvarca and Naruse, 2006).

Climate changes recorded by ground-based meteo stations and in the free atmosphere (radio soundings) point to an atmospheric wxzsarming, particularly

850 hPa (1500 m s.l.m.), che rappresenta il principale fattore di fluttuazione dei ghiacciai. Altri fattori secondari hanno però giocato in certi casi un ruolo importante nei movimenti dei ghiacciai: la topografia, ad esempio, in particolar modo nei calving glaciers, predominanti in Patagonia (Naruse e Skvarca, 2000). Anche l'attività vulcanica risulta importante per molti apparati, determinando un aumento della fusione di neve e ghiaccio o, viceversa, in presenza di sufficienti spessori di materiali vulcanici sulla superficie, isolandoli (Rivera et al., 2006a). In altre zone, le perdite, pur minori rispetto a quelle del Cile meridionale, potranno avere grandi ripercussioni sulla disponibilità idrica futura, in particolare alla luce dei forti conflitti esistenti per l'acquisizione e l'uso delle acque (Rosegrant et al., 2000). Nel Cile centrale già si osserva un aumento delle portate (Pelliciotti et al.; Casassa, 2004) dovuto al maggior contributo delle acque di fusione glaciale, in risposta alla risalita dell'isoterma degli 0 °C (Carrasco et al., 2005). Proseguendo il riscaldamento in atto, tale dato potrebbe invertirsi, per la riduzione di massa dei ghiacciai, come già accade nelle Ande tropicali (Coudrain et al., 2005), e per la contrazione delle precipitazioni solide che detengono un ruolo chiave negli scorrimenti superficiali (Masiokas et al., 2007).

Nuovi e più dettagliati studi saranno necessari in futuro, soprattutto laddove proseguisse la tendenza al riscaldamento in corso e i volumi totali di ghiaccio continuassero a diminuire, influenzando così la disponibilità idrica e contribuendo in maniera significativa all'aumento del livello globale dei mari.

above 850 hPa (1,500 m a.s.l.), believed to be the main responsible for glaciers' fluctuation (Carrasco et al., 2005). Beside this one, other secondary factors sometime play an important part in glaciers' dynamics, such as the local topography. The latter may influence the fluctuation of the tongues, particularly for calving glaciers whose number is predominant in Patagonia (Naruse and Skvarca, 2000). Volcanic activity is also important for a great number of glaciers, forcing snow and ice to melt or, viceversa, shielding snow and ice under a sufficiently thick cover of volcanic material (Rivera et al., 2006a). In other areas, net surface losses, though less severe than those recorded in Southern Chile, may dramatically affect the future availability of water resources, expecially if present conflicts over water acquisition and usage are taken into consideration (Rosegrant et al., 2000). Indeed, Central Chile is experiencing increasing water flows (Pelliciotti et al., in press; Casassa, 2004), due to the additional contribution of ice melting processes resulting from the rising 0 °C isotherm (Carrasco et al., 2005). For the future, should the present warm-up continue, this trend could reverse: a) because of the shrinking ice masses, a fact that has occurred in tropical Andes already (Coudrain et al., 2005); b) for the reduction of solid precipitation that play a major role in superficial flows (Masiokas et al., 2007).

New and more detailed studies will be required for the future, expecially if present warming trends will be maintained and total ice volumes shall continue to diminish, thus affecting water availability while adding to the global sea level rise.

Ringraziamenti

Si ringrazia per il sostegno fornito il Centro de Estudios Cientificos (CECS). Il CECS è finanziato con contributi della *Iniziativa Cientifica Milenio* e della Fondazione Tinker. Questo studio gode dell'accesso gratuito alle immagini satellitari dei progetti GLIMS e GLCF.

Acknowledgements

We express our thanks to *Centro de Estudios Cientificos* (CECS) for their active support. CECS is financed by *Iniziativa Cientifica Milenio* and by *Fondazione Tinker*. The present study qualifies for free access to the satellite images of GLIMS and GLCF projects.

Italian translation: Ascensión Romero Fernández
English translation: Francesco Serracchioli

Corresponding author address:
Andrès Rivera, Centro de Estudios Cientìficos (CECS), Av. Arturo Prat 514, Valdivia, Chile.
E.mail : arivera@cecs.cl

Bibliografia / References

Aniya M., Sato H., Naruse R., Skvarca P. and Casassa G. (1996) - *The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glacier of the Southern Patagonia Icefield, South America*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 62, pp. 1361-1369.

Bown F. and Rivera A. (2007) - *Climate Changes and Glacier Responses During Recent Decades in the Chilean Lake District*. Global and Planetary Change, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.015.

Bown F., Rivera A., Acuña C. and Casassa G. (In press) - *Recent glacier mass balance calculations at Volcán Mocho-Choshuenco (40ºS), Chilean Lake District*. IAHS Red Book Series.

Brock B., Rivera A., Casassa G., Bown F. and Acuña C. (2007) - *The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Volcán Villarrica, southern Chile*. Annals of Glaciology, 45, pp. 104-114.

Carrasco J.C., Quintana J. and Casassa G. (2005) - *Changes of the 0ºC isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century*. Hydrological Sciences Journal, 50(6), pp. 933-948.

Casassa G. (2004) - *Increased runoff in basins with negative glacier mass balance: Examples from the Chilean Andes*. In: Second Symposium on Mass Balance of Andean Glaciers "Glacier Shrinkage in The Andes Consequences for Water Resources", Huaraz, Perú.

Casassa G. and Rivera A. (2001) - *Campo de Hielo Sur: Su historia*. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Humanas, 29: pp. 29-78.

Casassa G., Brecher H., Rivera A. and Aniya M. (1997) - *A century-long record of glacier O'Higgins, Patagonia*. Annals of Glaciology, 24, pp. 106-110.

Casassa G., Smith K., Rivera A., Araos J., Schnirch M. and Schneider C. (2002) - *Inventory of glaciers in Isla Riesco, Patagonia, Chile, based on aerial photography and satellite imagery*. Annals of Glaciology, 34, pp. 373-378.

Caviedes J. (1979) - *Inventario de glaciares en la hoya del río Cachapoal y predicción de la escorrentía de deshielo; Andes Centrales*. (Memoria, Escuela de Geología, Universidad de Chile.

Coudrain A., Francou B. and Kundzewicz Z.W. (2005) - *Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources* - Editorial. Hydrological Sciences - Journal - des Sciences Hydrologiques, 50, pp. 925-932.

Escobar F., Pozo V., Salazar A. and Oyarzo M. (1995) - *Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte, 1975 a 1992*. Dirección General de Aguas, publicación interna, H.A. y G. 95/1.

Garín, C. (1987) - *Inventario de glaciares de los Andes Chilenos desde los 18º a los 32º de latitud sur*. Revista de Geografía Norte Grande, 14, pp. 34-48.

Ginot P., Schwikowski M., Gäggeler H., Schotterer U., Kull C., Funk M., Rivera A., Stampfli F. and Stichler W. (2002) - *First results of a paleoatmospheric chemistry and climate study of Cerro Tapado glacier, Chile*. In: Casassa, G., Sepúlveda F. and Sinclair R. (Eds.), "The Patagonian Icefields. A unique natural laboratory for environmental and climate change studies". Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp. 157-167.

González-Ferrán O. (1995) - *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago.

Holmlund P. and Fuenzalida H. (1995) - *Anomalous Glacier responses to 20th century climatic changes in Darwin Cordillera, Southern Chile*. Journal of Glaciology, 41(139), pp. 465-473.

Keller C. (1947) - *La región del Hielo Continental frente al lago Buenos Aires*. Revista Chilena de Historia y Geografía, 110, pp. 309-335.

King P. (1839) - *Narrative of the surveying voyages of His Majesty's Ships Adventure and Beagle between the years 1826 and 1836, describing their examination of the southern shores of South America, and the Beagle's circumnavigation of the globe. Proceedings of the first expedition, 1826-30, under the command of Captain P. Parker King*. Volume I, Henry Colburn, London.

Kölliker A., Kühn F., Reichert F., Tomsen A. and Witte L. (1917) - *Patagonia. Resultados de las expediciones realizadas en 1910 a 1916*. Sociedad Científica Alemana. Tomos I y II, Buenos Aires, Argentina.

Le Quesne C., Acuña C., Boninsegna J. and Rivera A. (submitted) - *Historical glacier variations in the central Andes of Chile and Argentina and long-term precipitation variability reconstructed from tree-rings*. PALAEO.

Lliboutry L. (1956) - *Nieves y glaciares de Chile*. Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago.

Marangunic C. (1979) - *Inventario de Glaciares. Hoya del río Maipo*. Dirección General de Aguas, Publicación G-2, Santiago.

Masiokas M.H., Villalba R., Luckman B.H., Le Quesne C. and Aravena J. C. (2006) - *Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region*. Journal of Climate, 19, pp. 6334-6352.

Masiokas M., Villalba R., Luckman B., Lascano M., Delgado S. and Stepanek P. (2007) - *20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia*. Global and Planetary Change, doi: 10.1016/j.gloplacha. 2006.07.031

Möller M., Schneider C. and Killian R. (2007) - *Glacier change and climate forcing in recent decades at Gran Campo Nevado, southernmost Patagonia*. Annals of Glaciology, 46, pp. 136-144.

Naranjo J.A. and Moreno H. (2004) - *Laharic debris-flows from Villarrica Volcano*. In Lara, L.E. and Clavero J. (eds.), "Villarrica Volcano (39.5ºS), Southern Andes, Chile". Santiago, Sernageomin, Boletín 61, pp. 28-45.

Naruse R. and Aniya M. (1992) - *Outline of Glacier Research Project in Patagonia, 1990*. Bulletin of Glacier Research, 10, pp. 31-38.

Naruse R. and Skvarca P. (2000) - *Dynamic features of thinning and retreating Glaciar Upsala, a lacustrine calving glacier in Southern Patagonia*. Arctic, Antarctic and Alpine Research 32(4), pp. 485-491.

Noveroy C. (1987) - *Inventario de glaciares de la Hoya del río Mataquito*. Dirección General de Aguas, Publicación interna, EH 87/1.

Pelliciotti F., Burlando P. and Van Vliet K. (en prensa) - *Recent trends in precipitation and streamflow in the Aconcagua River Basin, central Chile*. IAHS Red Book Series.

Peña H. and Escobar F. (1987) - *Análisis del aluvión de Mayo de 1985 del glaciar Tronquitos, río Manflas. Cuenca del río Copiapó*. Publicación interna DGA/MOP.

Peña H. and Nazarala N. (1987) - *Snowmelt-runoff Simulation Model of a Central Chile Andean Basin with Relevant Orographic Effects*. In: "Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (Proceedings of the Vancouver Symp.)". IAHS Publ. 166, pp. 161-172.

Philippi R. (1863) - *Exkursion nach den Bädern und dem Neuen Vulkan von Chillan in Chile, im Spätsommer 1862 gemacht*. Petermann's Geographische Mittheilungen, pp. 241-257.

Poeppig E. (1960) - *Un testigo en la alborada de Chile (1826-1829)*. Santiago: Zig-Zag, Versión castellana, notas e ilustraciones de Carlos Keller.

Porter C. and Santana A. (2003) - *Rapid 20th century retreat of Ventisquero Marinelli in the Cordillera Darwin Icefield*. Anales del Instituto de la Patagonia, 31, pp. 17-26.

Quintana J. (2004) - *Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal*. Unpublished M Sc. thesis, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago.

Rignot E., Rivera A. and Casassa G. (2003) - *Contribution of the Patagonia icefields of South America to global sea level rise*. Science, 302, pp. 434-437.

Risopatrón L. (1905) - *La Cordillera de los Andes, entre las latitudes 46° I 50°s*. Imprenta Cervantes, Santiago.

Rivera A. (1989) - *Inventario de glaciares entre las cuencas de los ríos Bio Bio y Petrohué. Su relación con el volcanismo activo: Caso del volcán Lonquimay*. Unpublished undergraduate thesis, University of Chile, Santiago.

Rivera A. (2004) - *Mass balance investigations at Glaciar Chico, Southern Patagonia Icefield, Chile*. PhD thesis, Univ. of Bristol, UK.

Rivera A., Aravena J. and Casassa G. (1997) - *Recent fluctuations of Glaciar Pío XI, Patagonia: discussion of a glacial surge hypothesis*. Mountain Research and Development, 17(4), pp. 309-322.

Rivera A. and Casassa G. (1999) - *Volume changes on Pío XI glacier, Patagonia: 1975-1995*. Global and Planetary Change, 22, pp. 233-244.

Rivera A. and Casassa G. (2004) - *Ice elevation, areal, and frontal changes of glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonia Icefield*. Artic, Antarctic and Alpine Research, 36(4), 379-389.

Rivera A., Casassa G., Acuña C. and Lange H. (2000) - *Variaciones recientes de glaciares en Chile*. Revista de Investigaciones Geográficas, 34, pp. 29-60.

Rivera A., Acuña C., Casassa G. and Bown F. (2002) - *Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sealevel rise*. Annals of Glaciology, 34, pp. 367-372.

Rivera A., Bown F., Casassa G., Acuña C. and Clavero J. (2005) - *Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40ºS)*. Hydrological Sciences Journal, 50(6), pp. 963-974.

Rivera A., Bown F., Mella R., Wendt J., Casassa G., Acuña C., Rignot E., Clavero J. and Brock B. (2006°) - *Ice volumetric changes on active volcanoes in southern Chile*. Annals of Glaciology, 43, pp. 111-122.

Rivera A., Acuña C. and Casassa G. (2006b) - *Glacier variations in central Chile (32°S-41°S)*. In: Knight, P.G., (Ed.). Glacier Science and Environmental Change, Blackwell, Oxford, UK, pp. 246-247.

Rivera A. Benham T., Casassa G., Bamber J. and Dowdeswell J. (2007) - *Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia icefield, Chile*. Global and Planetary Change, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.037

Rosegrant M., Ringler C., McKinney D., Caia X., Keller A. and Donoso G. (2000) - *Integrated economic–hydrologic water modelling at the basin scale: the Maipo river basin*. Agricultural Economics 24, pp. 33-46.

Rosenblüth B., Fuenzalida H. and Aceiturno P. (1997) - *Recent temperature variations in Southern South America*. International Journal of Climatology, 17, pp. 67-85.

Schneider C., Schnirch M., Acuña C., Casassa G. and Kilian R. (2007) - *Glacier inventory of the Gran Campo Nevado Ice Cap in the Southern Andes and glacier changes observed during recent decades*. Global Planetary Change, doi:10.1016/j.gloplacha. 2006.11. 023.

Simpson E. (1875) - *Esploraciones hechas por la Corbeta Chacabuco en los archipiélagos de Guaitecas, Chonos i Taitao*. Anuario Hidrográfico de la Marina de Chile, 1, pp. 3-166.

Skvarca P. and Naruse R. (2006) - *Overview of the ice-dam formation and collapse of Glaciar Perito Moreno, southern Patagonia, in 2003/04*. Journal of Glaciology, 52(178), pp. 476-478.

Tapia G. (2004) - *Inventario de Glaciares del Río Maule*. Unpublished report, DGA/MOP, Santiago.

USGS (1998) - *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: South America*.

Williams R. and Ferrigno J. (Eds.) - *U.S. Geological Survey Professional paper 1386-I*. Washington DC, USA.

Valdivia P. (1984) - *Inventario de Glaciares, Andes de Chile Central (32°-35° lat. S). Hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca*. In: Jornadas de Hidrología de Nieves y Hielos en América del Sur. Programa Hidrológico Internacional, Santiago de Chile 1: 6.1-6.24.

Warren C. and Sugden D. (1993) - *The Patagonian icefields: a glaciological review*. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 25(4), pp. 316-331.

Zenteno P., Rivera A. and García R. (2004) - *Glacier inventory of the Itata basin derived from satellite imagery: Historical trends and recent variations at Nevados de Chillan volcano (36º56'S-71º20'W)*. VIII Congreso Internacional De Ciencias De La Tierra, Santiago, Chile, 18-28 Octubre.

Tim KERR (*) **and Ian OWENS** (*)

Ghiacciai e cambiamenti climatici durante l'ultimo secolo nella regione Aoraki/Mt Cook, Nuova Zelanda

Glaciers and climate change over the last century in the Aoraki/Mt Cook region, New Zealand

Riassunto

Le correlazioni tra variazioni dei ghiacciai e clima nella regione Aoraki/Mt Cook (Nuova Zelanda) sono state studiate tramite un riesame degli studi disponibili a partire dal 1861. Il clima della regione varia considerevolmente di anno in anno ed è strettamente connesso alla circolazione sinottica. Durante l'ultimo secolo si è osservata una tendenza al riscaldamento, principalmente negli anni '40 e '50. Non si identifica alcuna particolare tendenza nell'andamento delle precipitazioni. I ghiacciai della regione hanno vissuto continui cambiamenti sin dall'inizio delle osservazioni. I ghiacciai vallivi hanno fatto registrare un complessivo decremento, con perdite di spessore nelle aree di ablazione e, più recentemente, con ritiri frontali e la crescita dei laghi proglaciali. I ghiacciai più piccoli, pur in ritiro rispetto al tardo Ottocento, hanno conosciuto anche significative fasi di avanzata. Attualmente, gli apparati minori posti su pendii ripidi mostrano segnali di lieve avanzata mentre i ghiacciai più grandi palesano stadi di decremento diversi. Da alcuni anni, il monitoraggio avviene tramite periodici rilievi a distanza del ghiacciaio e del manto nevoso, accompagnati da saltuari rilievi diretti nei bacini di accumulo e di ablazione. Le osservazioni climatiche vengono effettuate in modo continuativo in alcuni siti irregolarmente distribuiti, sempre più mediante sistemi di registrazione automatica plurigiornaliera.

Abstract

Glacier change relationships to climate in the Aoraki/Mt Cook region of New Zealand are explored through a review of relevant research since 1861. The climate of the Aoraki/Mt Cook region of New Zealand varies considerably from year to year and is closely linked to synoptic scale circulation. Over the last one hundred years a general warming trend has been observed, most significantly in the 1940s and 50s. No precipitation trend has been identified. The glaciers of the region have been in a state of constant change since observations were first recorded. The large valley glaciers have been in a general state of decline manifested firstly in a thinning of the ablation areas, and more recently with terminus retreat associated with the growth of pro-glacial lakes. The smaller glaciers, while having retreated from their late 19th century positions, have had significant periods of advance within that time. Currently the smaller steeper glaciers are undergoing minor advances, while the larger glaciers are in various states of retreat. Contemporary glacier monitoring is primarily through regular remote sensing of glacier and snow extent, supplemented with intermittent ground based surveys of accumulation and ablation. Climate observations continue to occur at a small number of irregularly spaced locations, though increasingly with automatic operation and sub daily temporal resolution.

Introduzione

Le relazioni tra andamento climatico e glacialismo neozelandese sono state indagate soprattutto attraverso rilievi condotti su singoli ghiacciai (ad es.: Anderson, 2004; Cutler, 2002; Hay e Fizharris, 1988; Hooker e Fitzharris, 1999; Morris, 1997; Salinger et al., 1983) o con approcci di larga scala basati su immagini aeree oblique rilevate annual-

Introduction

Relationships between glaciation and climate research in New Zealand has primarily been based on either individual glacier responses (e.g. Anderson, 2004; Cutler, 2002; Hay and Fizharris, 1988; Hooker and Fitzharris, 1999; Morris, 1997; Salinger et al., 1983) or a large scale approach based on annual oblique air photos (e.g. Chinn, 1996; Chinn et al., 2005; Clare et

(*) Department of Geography, University of Canterbury, New Zealand.

mente. Questo lavoro prende invece in considerazione lo studio del clima e dei ghiacciai del solo bacino imbrifero del Lago Pukaki, esteso per 1359 km², comprendente 133 ghiacciai (Chinn, 2001) e qui denominato regione Aoraki/Mt Cook (per le località menzionate nel testo, vedi fig. 1). Questa regione è situata all'interno dell'*Aoraki/Mt Cook National Park*, importante area turistico-ricreativa, con il lago Pukaki che costituisce, a livello nazionale, un importante bacino di produzione di energia idroelettrica. Poiché le aree glacializzate di questo bacino hanno un significativo impatto sulla disponibilità idrica (Anderton, 1974) e possono influenzare la fruizione turistica della zona, la comprensione dei rapporti tra clima e ghiacciai riveste per questa regione una notevole importanza.

L'area Aoraki/Mt Cook è situata al riparo dello spartiacque delle Alpi meridionali neozelandesi. Le *Southern Alps* risultano dal sollevamento dovuto al movimento della placca tettonica del Pacifico contro quella Australiana lungo l'*Alpine Fault* che si estende al margine occidentale del rilievo. Questo si eleva per oltre 3000 m, articolato in cinque creste principali: tra esse, quattro grandi ghiacciai vallivi scendono fin sotto i 1000 m. Le loro aree di ablazione sono ricoperte da uno spesso strato detritico dovuto alla ridotta inclinazione e al notevole grado di fratturazione ed erodibilità delle rocce locali, appartenenti alla Formazione chiamata G*rovacca Torlesse*, costituita principalmente da arenarie e siltiti indurite (Suggate, 1978). I ripidi versanti vallivi provocano importanti frane di roccia e la formazione di pendii di detriti trasportati a valle dai ghiacciai e dalle acque meteoriche (Whitehouse, 1988). Le *Southern Alps* formano una barriera contro i venti occidentali dell'Emisfero Sud determinando così le abbondanti precipitazioni che alimentano l'area glacializzata della regione. Questo studio ripercorre gli studi relativi ai cambiamenti climatici che hanno interessato la regione e prosegue con l'analisi delle variazioni del glacialismo. Al termine viene inquadrata la correlazione tra clima e ghiacciai.

Il clima della regione Aoraki/Mt Cook

Il clima della Nuova Zelanda è stato oggetto di osservazioni e registrazioni dal 1861 (Salinger, 1981). Le osservazioni iniziali erano limitate al dato giornaliero di precipitazione e di temperatura, massima e minima. Queste costituiscono la base per l'analisi dei cambiamenti climatici. Il numero e la dislocazione dei siti di osservazione è poi mutata, con la posa di stazioni automatizzate e la registrazione ogni dieci minuti dei dati climatici (vento, temperatura, pre-cipitazioni, radiazione solare). L'identificazione di correlazioni statistiche tra i vari siti ha consentito la definizione delle diverse aree climatiche della Nuova Zelanda (Mullan, 1998; Salinger e Mullan, 1999; Salinger, 1979; Salinger, 1980).

al., 2002; Fitzharris et al., 1997). In contrast, this report brings together the glacier and climate research associated with a single catchment, the Lake Pukaki catchment, of 1,359 km² encompassing 133 glaciers (Chinn, 2001) and for the purposes of this report called the Aoraki/Mt Cook region (for locations mentioned in the text, see fig. 1). This region is within the *Aoraki/Mt Cook National Park*, a major tourist and recreation area, while Lake Pukaki itself is of national importance as a hydro electric reservoir. With the glaciated region of the catchment having a significant impact on the catchment hydrology (Anderton, 1974) as well as affecting the tourism and recreation experience, understanding glacier-climate relationships has particular relevance in this region.

The Aoraki/Mt Cook region lies to the lee of the main divide of the Southern Alps of New Zealand. The Southern Alps are the result of uplift from movement of the Pacific tectonic plate against the Australian plate at the Alpine Fault which runs along the western edge of the mountains. These mountains rise to over 3,000 m with five major ridges and four large valley glaciers between them descending to below 1,000 m. The ablation areas of these large valley glaciers have a thick layer of debris, a function of the low angled surface and the region's highly fractured, erodible rock referred to as Torlesse greywacke and consisting mainly of indurated sandstone and siltstone (Suggate, 1978). The over steepened valley sides result in extensive rock fall and formation of large talus slopes with the rivers and glaciers transporting debris to lower regions (Whitehouse, 1988). The Southern Alps form a barrier to the Southern Hemisphere westerly winds with associated high precipitation fuelling the region's glaciation. This report begins with a review of climate change research for the Aoraki/Mt Cook region. A synopsis of glacial change observations is then made. Lastly, an outline of identified climate-glacier relationships is presented.

Aoraki/Mt Cook climate

The climate of New Zealand has been consistently observed and recorded since 1861 (Salinger, 1981). Observations were initially limited to daily rainfall and maximum and minimum temperatures. These data provide the basis of climate variation analysis. Over time, the number and location of observation sites has changed with stations gradually being converted to operate automatically, recording a variety of climate variables (including temperature, precipitation, wind, solar radiation) every 10 minutes. Identification of statistical relationships between sites has enabled delineation of climate regions within New Zealand (e.g. Mullan, 1998; Salinger and Mullan, 1999; Salinger, 1979; Salinger, 1980)

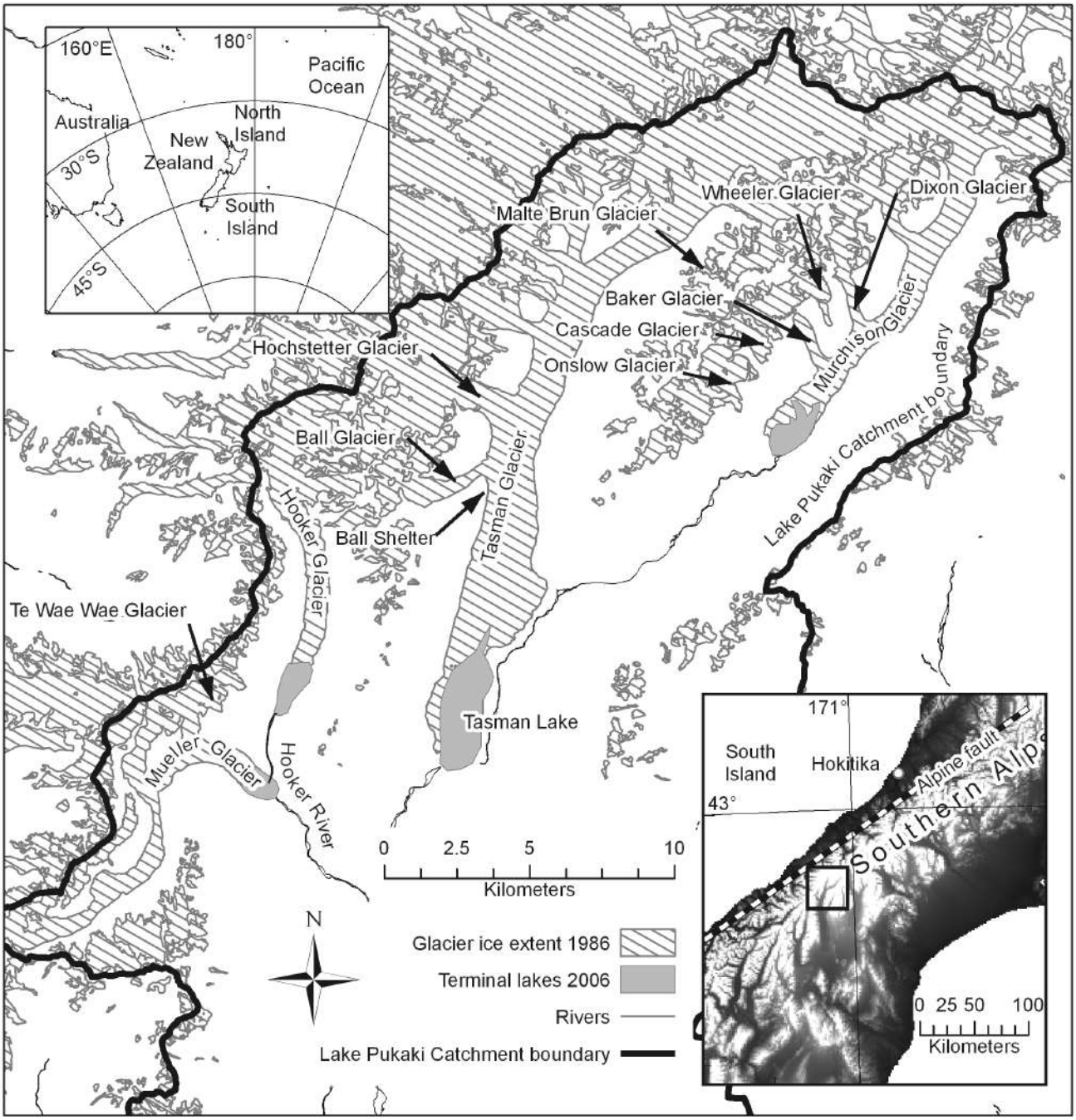


Figura 1 - La regione Aoraki/Mt Cook.

Figure 1 - Aoraki/Mt Cook region.

Le osservazioni di lungo periodo dei cambiamenti climatici presso i singoli siti sono utilizzate come *proxy* del cambiamento climatico dell'intera regione. Le osservazioni raccolte a Hokitika forniscono i dati di riferimento per la regione che comprende i ghiacciai di Aoraki/Mt Cook (fig. 2).

L'analisi dei dati di Hokitika mostra come nel periodo 1920-1990 la temperatura media annua sia aumentata di 0,7 °C ((Folland e Salinger, 1995; Salinger et al., 1995; Salinger et al., 1992). Un distinto periodo di riscaldamento è stato riscontrato a partire

Observed climate change at long term sites within individual climate regions have then be used as a proxy for climate change within the entire climate region. Observations taken at Hokitika provide such a proxy for the climate region that contains the Aoraki/Mt Cook glaciers (fig. 2).

Analysis of these Hokitika data has found that the mean annual temperature for the 1920 to 1990 period has increased by 0.7 ˚C (Folland and Salinger, 1995; Salinger et al., 1995; Salinger et al., 1992). A distinct warming period occurred from the mid 1940s until

dalla metà degli anni ‘40 sino alla metà degli anni ‘50. In questa breve fase, la tendenza all’aumento della temperatura è stata simile sia per le minime che per le massime, mentre negli anni ’80 si è registrato il solo aumento delle minime. Durante gli anni ’40, ’50 e ’70, le temperature invernali sono aumentate a un ritmo superiore a quello delle altre stagioni. Non si è riscontrata alcuna chiara tendenza di lungo periodo nelle precipitazioni su scala interannuale o decennale (Salinger et al., 1992). Anche l’analisi delle anomalie non ha permesso di rilevare alcuna tendenza evolutiva delle precipitazioni e ha prodotto risultati contrastanti per le temperature in relazione al periodo e ai valori soglia utilizzati per l’analisi (Manton et al., 2001; Salinger e Griffiths, 2001).

Nel tentativo di comprendere le maggiori influenze sul clima regionale, è stata indagata l’associazione tra valori osservati e indici di circolazione atmosferica (Salinger e Mullan, 1999). Nell’area Aoraki/Mt Cook le temperature risultano strettamente correlate alle correnti settentrionali, mentre le precipitazioni a quelle occidentali. Un cambiamento verso condizioni più aride si è verificato a metà degli anni ‘40, seguito da un’attenuazione della circolazione meridionale (con aumento delle temperature) nei primi anni ’50 e dalla riduzione di quella occidentale dal 1955. Verso la fine degli anni ’70, l’incremento delle temperature ha subito un arresto e si sono rafforzate le perturbazioni occidentali (con aumento delle precipitazioni), senza che si sia peraltro rilevato un eguale, ben definito, cambiamento nella circolazione meridionale (fig. 2).

Il *Southern Oscillation Index* (SOI), che misura il movimento delle masse d’aria tra le aree del Pacifico e dell’Indonesia, è collegato a molteplici modificazioni atmosferiche e oceaniche (Kiladis e Diaz, 1989). Per l’area climatica cui appartengono i ghiacciai di Aoraki/Mt Cook, sono state individuate significative correlazioni tra SOI e temperatura, e relazioni meno importanti, di segno negativo, con le precipitazioni (Gordon, 1986; Mullan, 1995). Nel lungo periodo, l’*Inter-decadal Pacific Oscillation* (IPO), un indice derivato dalla temperatura superficiale dell’intero Oceano Pacifico, mostra correlazioni con variazioni del 10 % delle precipitazioni regionali tra una fase e l’altra (Salinger et al., 2001). La transizione dell’indice IPO dalla fase positiva a quella negativa, verso la fine degli anni ’40, risulta associata a un periodo più caldo e secco. La successiva transizione da negativa a positiva, alla fine degli anni ’70, si associa a un incremento delle precipitazioni, ma senza alcun raffreddamento.

In sintesi, il clima della regione Aoraki/Mt Cook mostra una forte variabilità interannuale strettamente correlata alla circolazione atmosferica regionale. La temperatura mostra una tendenza al riscaldamento, soprattutto negli anni ’40 e ’50, mentre per le precipitazioni non si identifica alcun trend specifico.

the mid 1950s. During this shorter period the increasing trend was similar in both the mean annual daily minimum and maximum temperatures, whereas in the 1980s the minimum temperatures continued to increase, while the maximums did not. Seasonally, through the 1940s, 1950s and 1970s the winter temperatures increased at a greater rate than the other seasons. No clear evidence of long term trends has been found in the precipitation record with inter-annual and decadal-scale variability more notable (Salinger et al., 1992). Analysis of trends in extreme conditions also failed to identify any trend in precipitation and produced conflicting results for temperature depending on the period and thresholds used for analysis (Manton et al., 2001; Salinger and Griffiths, 2001).

In an effort to understand wider influences on regional climate, associations between observation records and circulation indices have been investigated (Salinger and Mullan, 1999). The temperature of the Aoraki/Mt Cook region was found to have a high correlation with northerly flow over the country, whereas rainfall had the strongest correlation with westerly flow. A change point in rainfall (to drier conditions) was identified in the mid ‘40s followed by reduced southerly flow (and increasing temperatures) in the early ‘50s and then reduced westerlies from about 1955. In the late ‘70s, temperatures stopped increasing and the westerlies strengthened (with associated increasing rainfall), though without an equally well defined change in southerly flow (fig. 2).

The “Southern Oscillation Index” (SOI), a measure of the movement of airmass between the Pacific and Indonesian regions has been shown to correlate to a host of different atmospheric and oceanic changes (Kiladis and Diaz, 1989). For the climate region that the Aoraki/Mt Cook glaciers are within, significant correlations between temperature and SOI have been found, with less significant negative correlations identified with rainfall SOI (Gordon, 1986; Mullan, 1995). At a longer timescale, the “Inter-decadal Pacific Oscillation” (IPO), an index derived from Pacific-wide sea surface temperatures, has been shown to correlate to a 10 percent change in precipitation for the region between phases (Salinger et al., 2001). The transition of the IPO from its +ve to –ve phase in the late 1940s is associated with a warming and drying period. The next transition from –ve to +ve in the late 70s is associated with increased precipitation, though no cooling was observed.

In summary, the observed climate of the Aoraki/Mt Cook region has high inter-annual variability strongly related to the air mass flow over the region. A warming trend is apparent in the observed temperatures, particularly during the 1940s and 1950s but no distinct precipitation trend has been identified.

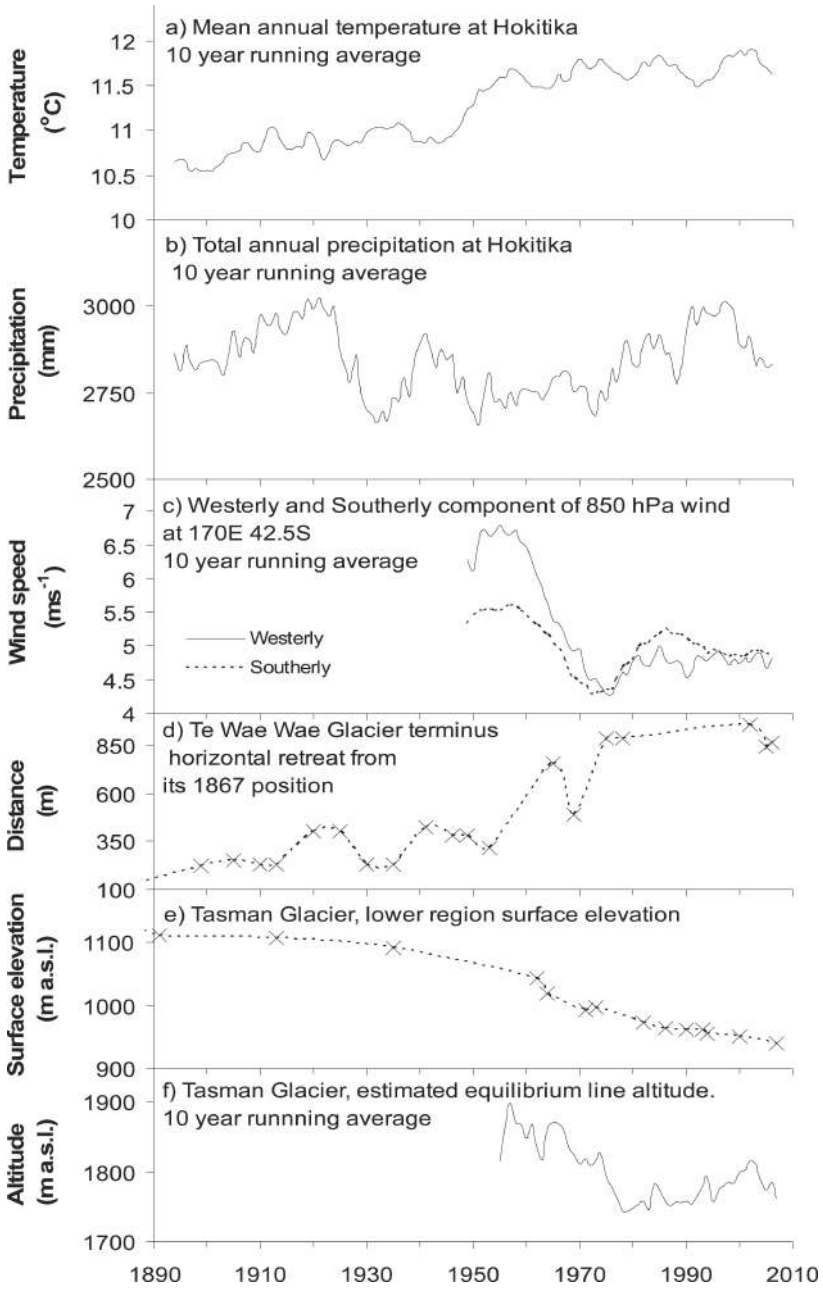


Figura 2 - Variazioni del clima e dei ghiacciai dal 1890.
a) Temperatura media annuale a Hokitika, media mobile su 10 anni. Dati ottenuti dal data-base climatico NIWA e resi omogenei secondo Sallinger (1981); **b)** Precipitazioni globali annuali a Hokikita, media mobile su 10 anni. Dati ottenuti dal data-base climatico NIWA; **c)** Componenti dei venti occidentali e meridionali a 850 hPa alla posizione 170°E 42,5°S, media mobile su 10 anni. Derivati dalla rielaborazione di dati di NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996); **d)** Ritiro orizzontale della fronte del Te Wae Wae Glacier dalla sua posizione nel 1867. Fonte: (Allen et al., in stampa; Gjermundsen, 2007; Salinger et al., 1963); **e)** profilo altimetrico della porzione inferiore del Tasman Glacier. Fonti: (Anderton, 1975; Broadbent, 1974; Brodrick, 1891a; Claridge, 1983; DOSLI, 1972; Farr et al., 2007; Kirkbride, 1995a; Skinner, 1964; Thomas e Williams, 2007; von Lendenfeld, 1884; Watson, 1995); **f)** Tasman Glacier, stima dell'ELA. Media mobile su 10 anni. Fonte: (Chinn, 2007).

Figure 2 - Glacier and climate change since 1890.
a) Mean annual temperature at Hokitika 10 year running average. Data sourced from NIWA climate database and adjusted for homogeneity following Sallinger (1981); **b)** Total annual precipitation at Hokitika 10 year running average. Data sourced from NIWA climate database; **c)** Westerly and Southerly component of 850 hPa wind at 170E 42.5S 10 year running average. Derived from NCEP/NCAR Reanalysis data (Kalnay et al., 1996); **d)** Te Wae Wae Glacier terminus horizontal retreat from its 1867 position. Sources: (Allen et al., Submitted; Gjermundsen, 2007; Salinger et al., 1983); **e)** Tasman Glacier, lower region surfae elevation. Sources: (Anderton, 1975; Broadbent, 1974; Brodrick, 1891a; Claridge, 1983; DOSLI, 1972; Farr et al., 2007; Kirkbride, 1995a; Skinner, 1964; Thomas and Williams, 2007; von Lendenfeld, 1884; Watson, 1995); **f)** Tasman Glacier, estimated equilibrium line altitude. 10 year running average. Source: (Chinn, 2007).

Osservazioni glaciologiche

1862/1888 - Nel 1862 la fronte del Mueller Glacier era posta a contatto dell'apparato morenico, ma la superficie del ghiacciaio si situava 30 m sotto il suo margine superiore (Haast, 1879), a indicare una fase di non massima espansione del ghiacciaio. Nello stesso periodo, la rilevazione della fronte del Tasman Glacier (Gellatly, 1985) stabiliva i riferimenti per le successive misurazioni. Alla prima verifica, nel 1869 (Holm, 2005), vennero riscontrate solo variazioni marginali. D'altro canto, la fronte del Tasman Glacier subirà spostamenti limitati anche nel corso dei successivi centoventi anni (Kirkbride e Warren, 1999). Nel 1882 la superficie del ghiacciaio sormontava di 7,5 m l'orlo superiore della morena, nei pressi del Ball Shelter. Si osservavano continui crolli di massi sulla morena (che si elevava di 18 m dal ripiano glaciale situato tra la morena laterale e i fianchi della valle). L'area centrale del ghiacciaio si presentava più bassa delle sue zone laterali, dove il ghiaccio sormontava la morena del Ball Glacier. Si è ipotizzato che tale situazione non si sia prodotta in conseguenza di un incremento di massa del Ball Glacier, bensì per la riduzione della sua forza di spinta rispetto a quelle del Tasman e del Hochstetter che, uniti, formano il corpo principale del Tasman Glacier (Green, 1883). Questa interessante interpretazione suggerisce l'idea che i ghiacciai si trovassero in fase di decremento. Al controllo del 1883 la fronte del Tasman non mostrava variazioni rispetto alle misurazioni degli anni '60 (von Lendenfeld, 1884). Nel contempo, la fronte del Mueller Glacier viveva fasi cicliche di avanzata e ritiro, parzialmente imputabili all'interazione con l'Hooker River che periodicamente scorreva attorno alla fronte o al di sotto di essa (Hutton, 1888).

1888/1935 - Nel 1888 la fronte del Mueller si era ritirata di circa 250 m rispetto alla prima misura. Nel 1891 venne prodotta la prima mappa ufficiale governativa di quest'area, basata su rilievi del 1888 (Brodrick, 1891a). Il ritiro frontale del Murchison e del Mueller Glacier risulta evidente confrontando questa mappa con i rilievi speditivi del 1862, mentre non si riscontrano sostanziali cambiamenti nella fronte del Tasman. Le saltuarie osservazioni effettuate da G.E. Mannering, abituale visitatore di quella regione, evidenziarono una fase di ritiro dei ghiacciai di Hooker, Mueller e Tasman, dovuto al dimagrimento del quinquennio precedente il 1890 (Mannering, 1890). Ciò, nonostante nel 1889/90 la morena, nell'area del Ball Shelter, venisse ancora sormontata dal ghiaccio (Brodrick, 1892; Harper, 1946). Non tutti i ghiacciai osservati in quel momento si trovavano però in fase di ritiro. Ad esempio, i ghiacciai Baker e Dikson, tributari del Murchison, erano stimati in avanzata, con i bordi

Glacier observations

1862/1888 - In 1862, the terminus of the Mueller Glacier was constrained by moraines with the glacier surface some 30 m below their summit (Haast, 1879) indicating that the glacier was not in a major advance. The Tasman Glacier terminus was surveyed at this time (Gellatly, 1985) providing a base line for later surveys. Indeed, in 1869 the first re-survey occurred (Holm, 2005) but with little variation observed. As time would show, the Tasman Glacier terminus would move little for over one hundred and twenty years (Kirkbride and Warren, 1999). In 1882, glacier ice was overtopping the lateral moraine by about 7.5 m near the current location of Ball Shelter. Stones were continually dropping on to the moraine, which was itself 18 m above the outwash terrace between the lateral moraine and the valley walls. The middle of the glacier was lower than the sides with the ice that overtopped the moraine derived from the Ball Glacier. It was suggested that the overtopping may not have been a result of increased volume of the Ball Glacier but caused by a reduction of relative power compared to the Hochstetter and Tasman ice which, combined, form the main trunk of the Tasman Glacier (Green, 1883). This is an interesting interpretation which suggests that the glaciers were not in an advancing state (as the overtopping would imply), but in a retreat phase. In 1883, the Tasman Terminus was re-surveyed yet again with still no change found when compared to the surveys from the 1860s (von Lendenfeld, 1884). Meanwhile, the Mueller Glacier terminus was alternately retreating and advancing, partly as a result of interaction with the Hooker River which alternately flowed around the terminus, or underneath it (Hutton, 1888).

1888/1935 - By 1888 the Mueller terminus had retreated overall by about 250 m from the earliest observed extent. In 1891, the first official government map of the area was published based on surveys taken in 1888 (Brodrick, 1891a). Retreat of the Murchison and Mueller Glacier termini are evident when this map is compared to the surveys of 1862 but no significant change in the Tasman terminus can be detected. Casual observation by G.E. Mannering, a regular visitor to the region, led him to conclude that the Hooker, Mueller and Tasman glaciers were all in recession from thinning over the five years prior to 1890 (Mannering, 1890). This is despite moraine still being overtopped by ice in the Ball Shelter region in 1889/90 (Brodrick, 1892; Harper, 1946). Not all glaciers were observed as being in retreat at this time. For example the Baker and Dixon glaciers, tributaries of the Murchison, were both assessed to be advancing with lateral ice ridges above their adjacent moraines

laterali a sormontare le morene in fase di graduale innalzamento (Brodrick, 1891b).

Nel 1888 prese avvio un piccolo progresso della fronte del Mueller, ancora una volta oltrepassando l'Hooker River, che mantenne posizioni avanzate per tutti gli anni '90 (Gellatly, 1985). Nello stesso periodo, anche il vicino Te Wae Wae Glacier, frequentemente fotografato dai visitatori della regione, mostrava una piccola avanzata frontale, con oscillazioni entro una fascia di circa 30 m sino al 1913 (Salinger et al., 1983) (fig. 2). Per contro, il Malte Brun Glacier iniziò una fase di marcato ritiro testimoniata dal confronto delle immagini del 1893 e del 1915 (Ruddell, 1995). Nel periodo 1899-1906 il Tasman ridusse la propria velocità di scorrimento a valori inferiori a quelli del 1895-1899 (Brodrick, 1906). Più a Est, nel 1914, mentre la fronte del Murchison Glacier permaneva nei pressi delle posizioni del 1888, il ripido Onslow Glacier si era ritirato di 80 m (Rose, 1937).

1935/1964 - Le osservazioni del 1935 rilevarono un ritiro di 800 metri della fronte del Murchison rispetto al 1914; un lieve regresso dell'Onslow; il ritiro del Cascade al di sopra della sporgenza rocciosa dalla quale avevano origine i crolli di ghiaccio che, nel 1888, ne avevano determinato il nome; il ritiro di oltre 60 m del Baker (in avanzata nel 1888) (Rose, 1937). Dal 1913 la posizione della fronte del Te Wae Wae Glacier iniziò un'oscillazione ciclica all'incirca decennale, culminata nel forte ritiro avvenuto tra 1950 e 1960 (Salinger et al., 1983). Nel frattempo, i ghiacciai Tasman, Hooker e Mueller subivano una costante perdita di spessore (Gellatly, 1985; Goldthwaite e McKellar, 1962; Harper, 1935; Harrington, 1952; Mannering, 1943; Skinner, 1964; Speight, 1940) (fig. 2) quantunque la fronte del Tasman Glacier non mostrasse segni di ritiro o, addirittura, risultasse in leggera avanzata (Speight, 1940).

1964/1986 - Le fotografie aeree della regione del 1964 e '65 portarono alla stesura di nuove mappe topografiche (*Department of Lands and Survey*, 1972). Queste hanno permesso il primo confronto regionale delle variazioni della superficie glacializzata intercorse dal 1891, con la conferma della sostanziale stabilità della fronte del Tasman Glacier (Hochstein et al., 1995). Dal 1957 ha preso avvio il bilancio di massa del Tasman (Goldthwaite e McKellar, 1962) (fig. 2). Lo studio ha rilevato elevati valori di accumulo (precipitazioni nevose per oltre 5000 mm di equivalente in acqua) e di ablazione (oltre 13.000 mm nella zona di ablazione) con una perdita di massa, stimata, di 42 milioni di m^3 d'acqua nell'annata 1958-59. A partire dal 1965 il Tasman è stato sottoposto a dieci anni di misure di bilancio di massa (Chinn, 1994). Si è confermata la notevole portata degli accumuli (in un sito

that were being built up (Brodrick, 1891b).

1888 marked the start of a minor advance of the Mueller Terminus with it once again crossing the Hooker River and remaining in this advanced position throughout the 1890s (Gellatly, 1985). At the same time the nearby Te Wae Wae Glacier, frequently photographed by visitors to the region, showed a small advance of its terminus with fluctuations of about 30 m until at least 1913 (Salinger et al., 1983) (figure 2). The Malte Brun Glacier, however undertook a marked retreat, as evidenced by comparison of photographs taken in 1893 and 1915 (Ruddell, 1995) and the the Tasman Glacier was found to be slowing down with 1899-1906 velocity measurements less than those obtained from the 1895-1899 period (Brodrick, 1906). Further east, by 1914, while the Murchison Glacier terminus had not retreated from its 1888 position, the steep Onslow Glacier had retreated by 80 m (Rose, 1937).

1935/1964 - Observations in 1935 found the Murchison terminus had retreated by 800 m since 1914, the Onslow had retreated only a small amount since 1914, the Cascade had retreated to above the ledge from which falling ice in 1888 had led to its name and the Baker, which in 1888 was clearly advancing, had thinned by over 60 m (Rose, 1937). From 1913 the Te Wae Wae glacier undertook an oscillation of terminus position in approximately ten year cycles, culminating in a large recession from 1950 to 1960 (Salinger et al., 1983). Meanwhile the Tasman, Hooker and Mueller glaciers were all observed to continue thinning (Gellatly, 1985; Goldthwaite and McKellar, 1962; Harper, 1935; Harrington, 1952; Mannering, 1943; Skinner, 1964; Speight, 1940) (figure 2) though notably the terminal position of the Tasman Glacier had still not retreated, and may have even advanced slightly (Speight, 1940).

1964/1986 - Aerial photography of the region in 1964 and 1965 led to a new set of topographic maps (*Department of Lands and Survey*, 1972). This enabled the first regional comparison of the change of glacial extent since 1891 and confirmed that the terminus of the Tasman Glacier had not moved position significantly (Hochstein et al., 1995). From 1957 the mass balance of the Tasman Glacier was monitored (Goldthwaite and McKellar, 1962) (figure 2). This work revealed the very high accumulation (over 5000 mm water equivalent in the neve) and the equally large ablation (over 13000 mm water equivalent in the ablation zone) with a mass loss of 4.2×10^7 m^3 water equivalent estimated for 1958-59. From 1965, ten years of mass balance measurements were undertaken on the Tasman Glacier (Chinn, 1994). This work confirmed the very high mass input of the glacier (4710

sino a circa 4710 mm medi di equivalente in acqua), ma, nel contempo, è emersa un'elevata variabilità interannuale (dai 7260 mm del 1968 ai 2.930 del 1974). Il confronto con le immagini aeree del 1964 (Hochstein et al., 1995), restituiva nel 1971 (Broadbent, 1974) un abbassamento medio della superficie del Tasman, nei pressi della fronte, di circa 6 m. Contemporaneamente, veniva rilevata la superficie di un piccolo lago epiglaciale posta alla stessa quota del torrente ablatore. Misure effettuate nel 1971-72 segnalarono, 9 km a monte della fronte, una velocità di scorrimento del Tasman di appena 88 m annui (Anderton, 1985), dimezzata rispetto ai 167 m del 1891 (Brodrick, 1891b). Nel 1981 si è riscontrato un abbassamento della fronte di ulteriori 20 m e un aumento delle dimensioni dei laghetti epiglaciali (Hochstein et al., 1995).

1986/2002 - Nel febbraio del 1986 è stata effettuata una nuova ricognizione aerea per l'aggiornamento cartografico (DOSLI, 1992) che ha permesso di rilevare ulteriori riduzioni di spessore e nuove variazioni frontali. Si è inoltre osservato l'incremento dei piccoli laghi epiglaciali e proglaciali presenti sui quattro principali ghiacciai vallivi. Le misure di velocità rilevate nel 1986 (Kirkbride, 1995), e dal 1986 al 1989 (Ruddell, 1995), sempre a 9 km dalla fronte del Tasman, non evidenziano ulteriori rallentamenti tranne che nelle aree inferiori. Le immagini aeree mostrano nel '91 l'unione dei piccoli laghi epiglaciali del Tasman a formare il cosiddetto Tasman Lake (Department of Internal Affaire, 1994; Kirkbride e Warren, 1999). Le fronti dei ghiacciai Hooker, Mueller e Tasman sono state controllate nel 1994, con il riscontro di un ulteriore accrescimento dei laghi presso tutte le fronti (DOSLI, 1992). In quel momento, dei quattro grandi ghiacciai vallivi, solo il Murchison era privo di un lago proglaciale, mentre i suoi bacini epiglaciali continuavano la loro espansione. Successive misure ricavate da immagini satellitari (2000-01), hanno confermato le piccole variazioni di velocità (a 9 km dalla fronte), ma suggeriscono che la maggior parte di questo ghiaccio derivi dal Hochstetter Icefall, e che il ghiaccio più a monte si arresti prima di confluire nell'Hochstetter Ice (Kaab, 2002).

2002/2007 - Le immagini satellitari del 2002 hanno restituito la presenza di un lago presso la fronte del Murchison. Attraverso fenomeni di *calving*, questi laghi influenzano l'ablazione dell'area frontale, il cui ritiro è determinato principalmente dalla topografia e dalla batimetria del lago più che dai parametri climatici (Purdie e Fitzharris, 1999). La crescita dei laghi dei quattro maggiori ghiacciai vallivi è stata monitorata utilizzando tecniche di *remote sensing* che ne hanno evidenziata la costante espansione (Allen et al., in stampa; Chinn,

mm water equivalent on average at one site in the neve) but also found high inter-annual variation (from 7260 mm in 1968 to 2930 mm in 1974). A survey in 1971 (Broadbent, 1974) revealed an average surface lowering near the terminus of the Tasman of 6 m compared to map contours derived from the 1964 aerial photography (Hochstein et al., 1995). During this same survey, the surface level of a melt pond on the glacier was found to be at the same elevation as the glacier outlet stream. Measurements taken in 1971-72 found that the flow of the Tasman Glacier at a region 9 km up valley from its terminus had halved from 167 m a^{-1} in 1891 (Brodrick, 1891b) to just 88 m a^{-1} (Anderton, 1975). By 1981 the terminus had dropped a further 20 m, the melt ponds had grown in size and were all at the level of the outlet stream (Hochstein et al., 1995).

1986/2002 - In February 1986 another aerial survey was carried out for cartography (DOSLI, 1992). This enabled further identification of surface lowering and terminus variation. It also identified the growth of melt ponds and terminal lakelets on the four major valley glaciers. Velocity measurements taken in 1986 (Kirkbride, 1995a) and from 1986 to 1989 (Ruddell, 1995) showed no further decrease at the 9 km site on the Tasman but did detect a general slowing in the lower terminus region. Aerial photos showed that by 1991 the melt ponds on the Tasman Glacier had coalesced to form what has become known as the Tasman Lake (Department of Internal Affairs, 1994; Kirkbride and Warren, 1999). The termini of the Hooker, Mueller and Tasman glaciers were resurveyed in 1994 showing the growth of terminal lakes on all of them (DOSLI, 1992). By this time, of the four large valley glaciers, only the Murchison Glacier did not have a lake form in its terminus region though its melt ponds continued to grow. Further velocity measurements derived from satellite imagery obtained in 2000 and 2001 confirmed little change in ice velocity at the 9 km site, but suggested most of this ice was derived from the Hochstetter Icefall, and that the ice from further up the Tasman Glacier was all but stopping prior to its confluence with the Hochstetter Ice (Kaab, 2002).

2002/2007 - By 2002 a lake was visible from satellite images of the terminus of the Murchison. With these terminal lakes affecting ablation in the terminus region through calving, the retreat of the glacier termini is now largely a response of lake topography and bathymetry and not as strongly influenced by climate (Purdie and Fitzharris, 1999). Lake growth of the four major valley glaciers has been monitored using remote sensing techniques showing their continued growth and expansion through to present day (Allen et al.,

1996; Kirkbride e Warren, 1999). La stessa metodologia è stata utilizzata per rilevare le variazioni del Te Wae Wae Glacier, quasi sempre in avanzata negli anni dal 1983 al 1992 (Chinn, 1999), ma all'interno di una fase di più complessivo ritiro tra 1978 e 2002 (Gjerdmundsen, 2007). Una successiva avanzata è segnalata tra 2002 e 2006 (Allen et al., in stampa). Il rilevamento della *snow line* al termine dell'estate, effettuato a partire dal 1978, ha evidenziato una grande variabilità nel posizionamento annuale di questo parametro, con fasi, nei primi anni '80 e '90, caratterizzate da snow line site a quote molto basse, e conseguenti bilanci di massa positivi (Chinn, 1995). Complessivamente, i ghiacciai della regione hanno conosciuto una fase di generale recessione rispetto alle posizioni raggiunte a fine Ottocento. I ghiacciai vallivi hanno manifestato una costante riduzione di spessore e la formazione di laghi proglaciali, a partire dai primi anni '90, poi ampliatisi con conseguenze negative sui margini frontali. Negli ultimi 120 anni, e anche negli ultimi decenni, i piccoli ghiacciai della regione hanno manifestato diverse fasi di avanzata. Queste ultime, tuttavia, non sono risultate sufficienti a bilanciare il forte ritiro occorso tra la fine degli anni '40 e la fine degli anni '70.

Le relazioni tra ghiacciai e clima

Le variazioni del Te Wae Wae Glacier rispondono alle temperature con un ritardo di due anni e alle precipitazioni con un ritardo di cinque (Salinger et al., 1983), seppure permangano dubbi sul significato di queste correlazioni (Gellatly e Norton, 1984). La stima dell'ablazione sulla parte inferiore del Tasman Glacier mostra chiaramente una correlazione non lineare con la temperatura; ciò fa presumere che il riscaldamento della regione nel periodo 1890-1987 abbia prodotto un aumento medio dell'ablazione di 15 mm al giorno per la fase centrale dell'estate, mentre il feed-back positivo della riduzione di spessore alle quote più basse ha influito per ulteriori 10 mm al giorno. Questa relazione non lineare indica che il riscaldamento produce i suoi effetti più importanti sull'ablazione alle quote inferiori (Kirkbride, 1995), benché tale effetto venga in parte attenuato, nei ghiacciai più grandi, da uno spesso strato di detriti che riducono l'ablazione di oltre il 90 % (Purdie e Fitzharris, 1999). Gli accumuli nevosi della regione Aoraki/Mt Cook sono stati modellizzati per il periodo 1930-93 utilizzando i dati di temperatura e di precipitazione (Fitzharris e Garr, 1995). Non si è individuata alcuna tendenza di lungo periodo per i massimi accumuli nevosi annuali, ma sin sono lette correlazioni tra forza e direzione dei venti occidentali e variabilità interannuale degli accumuli.

Submitted; Chinn, 1996; Kirkbride and Warren, 1999). The same techniques have been used to identify variations in the extent of the Te Wae Wae Glacier with advances noted for most years between 1983 to 1992 (Chinn, 1999) a general retreat between 1978 and 2002 (Gjermundsen, 2007) but another advance between 2002 and 2006 (Allen et al., Submitted). Monitoring of the snow line at the end of summer since 1978 has uncovered a large variation in snow line extent from one year to the next with multi year periods in the early 1980s and 1990s showing very low snow lines, indicating positive mass balances (Chinn, 1995). Overall the glaciers of the region have shown a general recession from their state in the late 1800s. The large valley glaciers have undergone reasonably steady surface lowering with proglacial lakes forming by the early 1990s, the growth of which has caused terminus retreat. The smaller glaciers of the region have had many periods of advance over the last 120 years including several in recent decades. These advances, however, have not been enough to overcome the major retreat that occurred from the late 1940s through to the late 1970s.

Links between Glaciers and climate

The variations in Te Wae Wae glacier was found to relate to temperature data lagged by 2 years, and precipitation data lagged by 5 years (Salinger et al., 1983) though there is some question of the significance of these relationships (Gellatly and Norton, 1984). Assessment of ablation on the lower Tasman Glacier identified a clear non-linear relationship with temperature leading to an estimation that regional warming from 1890 to 1987 caused an increase in mean mid-summer ablation of 15 mm day^{-1} while the positive feedback of surface lowering into warmer elevations is estimated to have caused an increase of 10 mm day^{-1}. The non-linear relationship identified means warming has the greatest effect on ablation at lower elevations (Kirkbride, 1995b), though this is somewhat offset on the larger glaciers by the thick layer of debris that can suppress ablation by over 90 % (Purdie and Fitzharris, 1999). Snow storage in the Aoraki/Mt Cook region has been modelled from 1930 through to 1993 using low level observations of both temperature and rainfall (Fitzharris and Garr, 1995). No long term trend in annual maximum snow storage was identified in this period. Links were found, however, between the strength and direction of westerly winds over the region and inter-annual variability of snow storage.

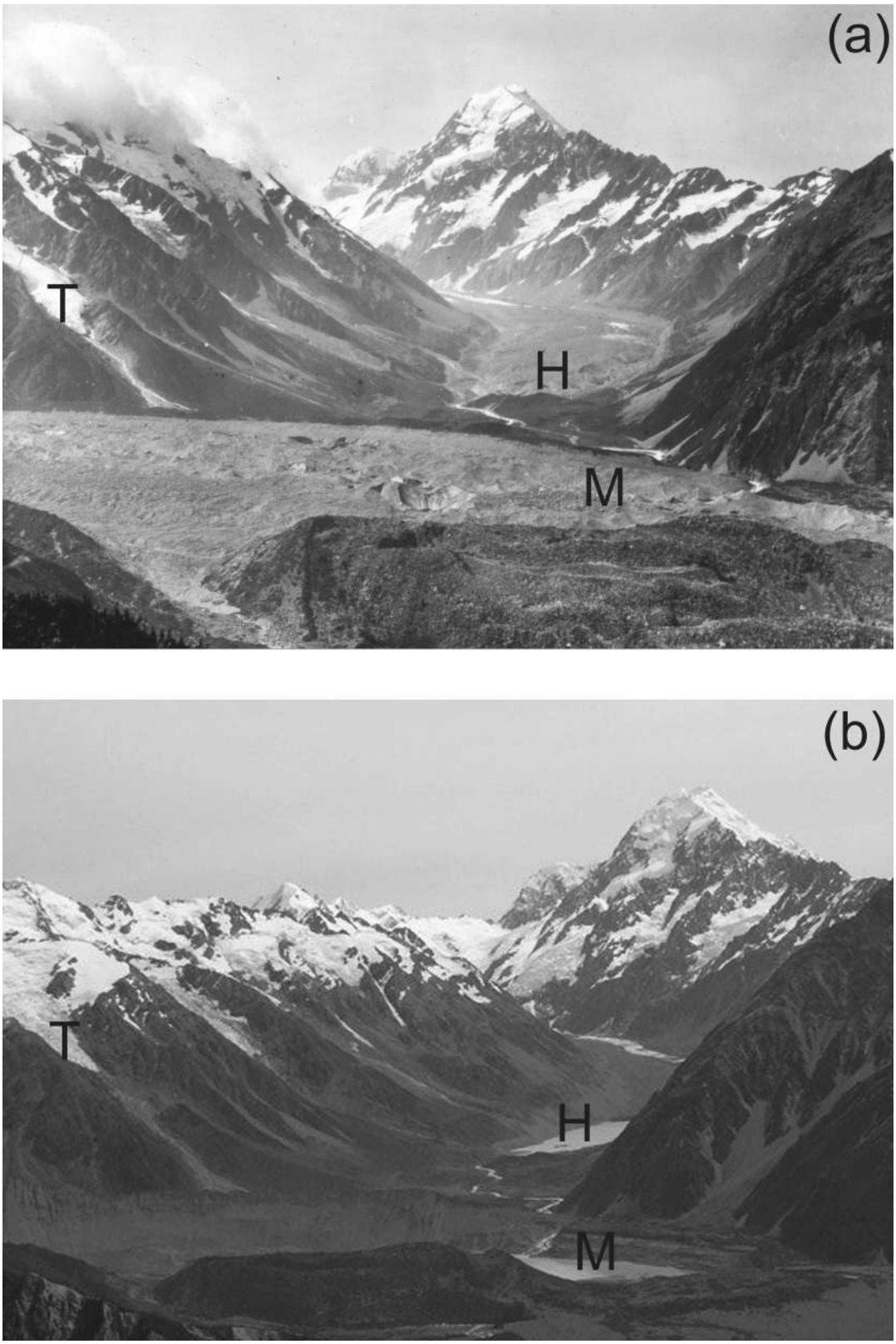


Figura 3 - L'Aoraki/Mt Cook: **(a)** in un'estate tra 1901 e 1910, **(b)** il 29 dicembre 2005. Si osservino la perdita di massa del Hooker Glacier (H), coperto da detrito morenico, e i laghi proglaciali del Mueller Galcier (M). Evidente il ritiro del Ghiacciaio di Te Wae Wae/Stocking (T). L'immagine (a) è di Ebenezer Teichelmann (1859-1938) e proviene dall'archivio del museo di Canterbury, collezione Kennedy (rif. 1975.203.5593). L'immagine (b) è di Heather Purdie.

Figure 3 - Views towards Aoraki/Mt Cook taken **(a)** in summer some time between 1901 and 1910 and **(b)** terminal lakes. Note also the retreat of the Te Wae Wae/Stocking Glacier (T). Image (a) taken by Ebenezer Teichelmann (1895-1938) and sourced from the Kennedy Collection in the Canterbury Museum, reference 1975.203.5593. Image (b) taken and supplied by Heather Purdie.

Annate con venti occidentali e forti componenti settentrionali risultano caratterizzate da minori accumuli, mentre annate con venti occidentali e importanti componenti meridionali presentano accumuli maggiori (De Latour, 1999).

Per il periodo 1977-94 è stata sviluppata un'analisi delle condizioni climatiche associate alle differenti snow line rilevate (Fitzharris et al., 1997). Comparata a condizioni medie, nelle annate con snow line elevata la fascia delle correnti occidentali, in area neozelandese, risulta spinta a sud, con un incremento della componente settentrionale dei venti che spirano sulle Southern Alps. In anni con snow line a quote più basse, la fascia dei venti occidentali è spinta a nord e si rileva una bassa componente settentrionale dei venti che interessano le Southern Alps. Per il periodo 1977-99, le snow line rilevate a fine stagione sono anche state poste in relazione con il clima e la temperatura marina superficiale (Clare et al., 2002). Annate molto nevose risultano associate all'aumento della pressione atmosferica nel Sud-Est della Nuova Zelanda, a una pressione ridotta nel Pacifico sud-orientale, a una minore velocità delle correnti a getto subtropicali e a temperature più elevate della superficie del mare.

Condizioni opposte si verificano negli anni di scarso innevamento. Mentre si riscontrano snow line basse negli anni con valore di SOI negativo, snow line più elevate sono caratterizzate per lo stesso indice da un ampio intervallo di valori, indicando l'assenza di chiare correlazioni lineari.

Analizzando le osservazioni su variazioni dei ghiacciai e loro tempo di risposta, sono stati identificati tra il 1954 e il 1994 due distinti periodi climatici (Fitzharris et al., 2007). La prima fase, dal 1954 al 1974, ha proposto condizioni climatiche che hanno determinato il ritiro dei ghiacciai. Nel secondo periodo, dal 1974 al 1994, l'andamento del clima ha invece favorito la loro avanzata. Per questi periodi, il riesame dei dati rilevati alla quota di 700hPa nell'Emisfero Sud ha permesso di identificare che un anomalo riscaldamento (o raffreddamento) durante la stagione di ablazione nella regione neozelandese corrisponde a un clima favorevole al ritiro (o all'avanzata) dei ghiacciai. Questi periodi coincidono con le differenti fasi della *Interdecadal Pacific Oscillation*.

La variabilità del bilancio di massa dei ghiacciai della regione mostra una chiara correlazione con il clima, in particolare con la forza e la direzione dei venti occidentali predominanti. Il vento è a sua volta componente di un più ampio sistema collegato ai diversi centri di circolazione attivi nell'Emisfero Sud.

Sintesi

L'incremento di massa dei ghiacciai è strettamente connesso alla forza e alla direzione dei venti occidentali, mentre l'ablazione si connette alle temperature. I venti occidentali sembrano seguire un ciclo multi-

Years with westerlies with a greater northerly component resulted in less snow storage, while years with westerlies with a greater southerly component resulted in more snow storage (De Latour, 1999).

The climate conditions associated with different snow lines at the end of summer have been analysed for the 1977 to 1994 period (Fitzharris et al., 1997). Compared to the average conditions, for years with high end of summer snow lines, the southern hemisphere westerly wind belt in the New Zealand sector is further south and there is an increased northerly component of the wind over the Southern Alps. In years with low snow lines at the end of the ablation season, the westerly wind belt is further north and there is a reduced northerly component to the winds over the Southern Alps. The end of summer snow line assessments have also been related to climate and sea surface temperatures for the 1977 to 1999 period (Clare et al., 2002). High snow years were associated with increased air pressure to the south east of New Zealand, reduced pressure in the south east Pacific, reduced subtropical jet wind speed and warmer sea surface temperatures.

The opposite was found to be true for low snow years. Interestingly, while low snow lines occurred during negative Southern Oscillation Index years, high snow lines occurred for a wide range of Southern Oscillation Index values indicating no clear linear relationship.

Through consideration of observations of glacier change and reaction times, two distinct climate periods between 1954 and 1994 were identified (Fitzharris et al., 2007). The first period from 1954 to 1974 had climate that resulted in glacier retreat. The second period, from 1974 to 1994 had climate that resulted in glacier advance. Analysis of Southern Hemisphere 700 hPa heights for these periods from reanalysis data enabled identification of an anomalous atmospheric warming (cooling) in the New Zealand region during the ablation season of the retreat (advance) type climate. These periods coincide with different phases of the *Interdecadal Pacific Oscillation*.

The variability of mass balance of the glaciers in the Aoraki/Mt Cook region shows clear relationships to climate, primarily to the strength and direction of the predominant westerly winds. The wind is in turn one component of a larger system linked to various circulation centres of action at least within the Southern Hemisphere.

Summary

The mass input to the glaciers is closely related to the strength and direction of the westerly winds whereas the ablation is closely related to air temperature. The westerlies appear to follow a multi-decadal cycle, with

decennale, con una notevole variabilità interannuale. La temperatura della regione, pur molto variabile di anno in anno, mostra una generale tendenza all'aumento, maggiore negli anni '40 e '50.
Questa tendenza ha avuto un notevole impatto sulle aree di ablazione dei ghiacciai della regione. I ghiacciai ripidi hanno accusato un ritiro e i ghiacciai vallivi hanno manifestato un sostanziale assottigliamento seguito da un ampliamento dei laghi proglaciali (fig. 3). I maggiori cambiamenti si riferiscono al riscaldamento degli anni '40-'60, in concomitanza con una periodica variazione della circolazione atmosferica, caratterizzata dall'affievolimento dei venti occidentali. Dalla fine degli anni '70, con il ritorno a maggiori flussi occidentali, i ghiacciai a risposta più rapida hanno velocemente raggiunto un nuovo equilibrio. La risposta delle fronti di questi apparati riflette l'elevata variabilità interannuale del clima, che maschera le tendenze termiche di lungo periodo. I ghiacciai vallivi, con aree di ablazione ampie, pendenze ridotte e copertura detritica, hanno continuato il loro ritiro sino al momento in cui i laghi proglaciali hanno alterato la relazione tra andamento climatico e risposta delle fronti. I processi di calving e di fusione associati ai laghi proglaciali hanno la prevalenza su quelli di accumulo; conseguentemente, è probabile che l'accrescimento dei laghi continui sino al raggiungimento di nuovi equilibri. Il rilevamento delle variazioni delle aree glacializzate è in corso tramite fotografie aeree annuali tardo-estive, che costituiscono la principale serie di dati di lungo termine, integrate da rilevamenti speditivi sul ghiacciaio e analisi delle immagini satellitari.

considerable inter-annual variability. The region's temperature, while also highly variable from year to year shows a general increasing trend with a significant step change through the 1940s and 1950s.

The general warming trends experienced over the last 100 years has had a major impact in the ablation areas of the region's glaciers. Steep glaciers have undergone retreat while the large valley glaciers have experienced substantial thinning followed by proglacial lake growth (fig. 3). The greatest rate of change appears to be in response to the rapid warming through the 1940s and 1950s in conjunction with a periodic change in the circulation to reduced westerly winds. With a return to increased westerly conditions from the late 1970s the fast response glaciers soon attained a new equilibrium. The terminus response of these smaller glaciers now reflects the high inter-annual variability of the climate which swamps any long term temperature trend. The valley glaciers with large, low angled, debris covered ablation regions continued to downwaste until proglacial lake development has decoupled their terminus response from the climate. Calving and melting associated with the proglacial lakes is currently greater than the mass input so lake growth is likely to continue until a new equilibrium is attained. Monitoring of glacial change is ongoing with annual late-summer aerial photography providing the primary long term observation data augmented with periodic ground based surveys and satellite image analysis.

Italian translation: Fabrizio Roveda

Corresponding author address:
Tim Kerr, Department of Geography, University of Canterbury. Private Bag 4800, Christchurch 8020 - New Zealand. E.mail: Tim.kerr@pg.canterbury.ac.nz

Bibliografia / References

Allen S., Owens I. and Sirguey P. (Submitted) - *Satellite remote sensing procedures for glacial terrain analyses and hazard assessment in the Aoraki Mount Cook Region, New Zealand*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics.

Anderson B. (2004) - *The response of Ka Roimata O Hine Hukatere/Franz Josef Glacier to climate change*. Ph.D. Thesis, University of Canterbury, Christchurch.

Anderton P.W. (1974) - *Estimation of snow storage and melt in the catchment of Lake Pukaki, New Zealand*. Hydrological Society Symposium Proceedings, Dunedin.

Anderton P.W. (1975) - *Tasman Glacier 1971-73*. Report no. 33, Ministry of Works and Development.

Broadbent M. (1974) - *Seismic and gravity surveys on the Tasman Glacier: 1971-2*. Report no. 91, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington.

Brodrick (1891a) - *Map of Tasman and Murchison glaciers*. Government Survey, Christchurch.

Brodrick T.N. (1891b) - *Report on the Tasman Glacier*. Appendix to the Journal of the House of Representatives of New Zealand, Session 2, 1 (C1-A, Appendix 4), pp. 39-43.

Brodrick T.N. (1892) - *Appendix*. In: M. Ross (Editor), Aorangi; or The heart of the Southern Alps, New Zealand. George Didsbury, Government Printer, Wellington, pp. 54-64.

Brodrick T.N. (1906) - *Glacier Movements*. Appendix to the Journal of the House of Representatives of New Zealand, Session 2, 1(C-1A, Appendix 2), pp. 16-17.

Chinn T.J. (1994) - *Snow and ice balance measurements from the Tasman Glacier, Waitaki catchment, New Zealand*. Client Report 413399.22, Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited, Wellington.

Chinn T.J. (1995) - *Glacier fluctuations in the Southern Alps of New Zealand determined from snowline elevations*. Arctic and Alpine Research, 27(2), pp. 187-198.

Chinn T.J. (1996) - *New Zealand glacier responses to climate change of the past century*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 39, pp. 415-428.

Chinn T.J. (1999) - *New Zealand glacier response to climate change of the past 2 decades*. Global and Planetary Change, 22, pp. 155-168.

Chinn T.J. (2001) - *Distribution of the glacial water resources of New Zealand*. Journal of Hydrology (NZ), 40(2), pp. 139-187.

Chinn T.J. (2007) - *Tasman Glacier equilibrium line altitude data*. Hawea Institute of Cryosphere.

Chinn T.J. Heydenrych C. and Salinger M.J. (2005) - *Use of the ELA as a practical method of monitoring glacier response to climate in New Zealand's Southern Alps*. Journal of Glaciology, 51(172), pp. 85-95.

Clare G.R. Fitzharris B., Chinn T.J. and Salinger M. (2002) - *Interannual variation in end-of-summer snowlines of the Southern Alps of New Zealand, and relationships with Southern Hemisphere atmospheric circulations and sea surface temperature patterns*. International Journal of Climatology, 22, pp. 107-120.

Claridge D. (1983) - *A geophysical study of the termini of the Mount Cook National Park glaciers*. M.Sc. Thesis, University of Auckland, Auckland.

Cutler E.S. (2002) - *High elevation seasonal snow melt at the Tasman Glacier neve, Southern Alps, NZ*. M.Sc. Thesis, University of Otago, Dunedin.

DOSLI (1972) - *NZMS 1 S79 Mt Cook*. Department of Lands and Survey, Wellington.

DOSLI (1992) - *260-H36 Mount Cook*. Department of Survey and Land Information, Wellington.

De Latour S.M.A. (1999) - *Seasonal snow storage in hydro catchments and atmospheric circulations*. M.Sc. Thesis, University of Otago, Dunedin.

Department of Internal Affairs (1994) - Assign place names New Zealand Gazette - Te Kahiti o Aotearoa

Department of Lands and Survey (1972) - *NZMS 1 S79 Mt Cook*. Department of Lands and Survey, Wellington.

Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D. and Alsdorf D. (2007) - *The shuttle radar topography mission*. Reviews of Geophysics, 45, p. 33.

Fitzharris B., Chinn T.J. and Lamont G.N. (1997) - *Glacier balance fluctuations and atmospheric circulation patterns over the Southern Alps, New Zealand*. International Journal of Climatology, 17, pp. 745-763.

Fitzharris B. and Garr G.E. (1995) - *Simulation of past variability in seasonal snow in the Southern Alps, New Zealand*. Annals of Glaciology, 21, pp. 377-382.

Fitzharris B.B., Clare, G.R. and Renwick J. (2007) - *Teleconnections between Andean and New Zealand glaciers*. Global and Planetary Change, in press.

Folland C.K. and Salinger J.M. (1995) - *Surface temperature trends and variations in New Zealand and the surrounding ocean, 1871-1993*. International Journal of Climatology, 15, pp. 1195-1218.

Gellatly A.F. (1985) - *Historical records of glacier fluctuations in Mt Cook National Park, New Zealand: A Century of change*. The Geographical Journal, 151(1), pp. 86-99.

Gellatly A.F. and Norton D.A. (1984) - *Possible warming and glacier recession in the South Island, New Zealand*. New Zealand Journal of Science, 27, pp. 381-388.

Gjermundsen E.F. (2007) - *Recent changes in glacier area in the central Southern Alps of New Zealand*. MSc. Thesis, University of Oslo, Oslo.

Goldthwaite R.P. and McKellar I.C. (1962) - *New Zealand glaciology, Antarctic Research*. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, pp. 209-216.

Gordon N.D. (1986) - *The Southern Oscillation and New Zealand Weather*. Monthly Weather Review, 114, 371-387.

Green W.S. (1883) - *The high alps of New Zealand*. Macmillan and Co., London.

Haast J.V. (1879) - *Geology of the provinces of Canterbury and Westland, New Zealand. A report comprising the results of official explorations*. "Times office", Christchuch.

Harper A.P. (1935) - *Glacier retreat*. The New Zealand Alpine Journal, 5, pp. 322-326.

Harper A.P. (1946) - *Observations of glaciers and snow, Memories of mountains and men*. Williams and Simpson Ltd., Christchurch, pp. 190-197.

Harrington H.J. (1952) - *Glacier wasting and retreat in the Southern Alps of New Zealand*. Journal of Glaciology, 2: pp. 140-144.

Hay J.E. and Fizharris B.B. (1988) - *A comparison of the energy-balance and bulk-aerodynamic approaches for estimating glacier melt*. Journal of Glaciology, 34 (117), pp. 145-153.

Hochstein M.P., Claridge D., Henrys S.A., Pyne A., Nobes D.C. and Leary S.F. (1995) - *Downwasting of the Tasman Glacier, South Island, New Zealand: changes in the terminus region between 1971 and 1993*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 28, pp. 1-16.

Holm J. (2005) - *Caught Mapping*. Hazard Press, Christchurch.

Hooker B.L. and Fitzharris B. (1999) - *The correlation between climatic parameters and the retreat and advance of Franz Josef Glacier, New Zealand*. Global and Planetary Change, 22, pp. 39-48.

Hutton F.W. (1888) - *Notes on the Mueller Glacier, New Zealand*. Proceedings of the Linnean Society of New South Wales, 13 (series 2 volume 3), pp. 429-442.

Kaab A. (2002) - *Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data*. Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 57, pp. 39-52.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R. and Joseph D. (1996) - *The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project*. Bull. of the American Meteorol. Society, 77(3): p. 437.

Kiladis G.N. and Diaz H.F. (1989) - *Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation*. Journal of Climate, 2, pp. 1069-1090.

Kirkbride M. (1995a) - *Ice flow vectors on the debris-mantled Tasman Glacier, 1957-1986*. Geografiska Annaler, 77/A (1995) 3, pp. 147-157.

Kirkbride M. and Warren C.R. (1999) - *Tasman Glacier, New Zealand: 20th-century thinning and predicted calving retreat*. Global and Planetary Change, 22, pp. 11-28.

Kirkbride M.P. (1995b) - *Relationships between temperature and ablation on the Tasman Glacier, Mount Cook National Park, New Zealand*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 38, pp. 17-27.

Mannering G.E. (1890) - *On the Murchison Glacier*. Transactions of the New Zealand Institute, 23, pp. 355-366.

Mannering G.E. (1943) - *The phenomena of glaciers, Eighty years in New Zealand*. Simpson and Williams Ltd., Christchurch, pp. 241-255.

Manton M.J., Della-Marta P.M., Haylock M.R., Hennessy K.J., Nicholls N., Chambers L.E., Collins D.A., Daw G., Finet A., Gunawan D., Inape K., Isobe H., Kestin T.S., Lefale P., Leyu C.H., Lwini T., Maitrepierre L., Ouprasitwong N., Page C.M., Pahalad J., Plummer N., Salinger M.J., Suppiah R., Tran V.L., Trewin B., Tibig I. and Yee D. (2001) - *Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998*. International Journal of Climatology, 21, pp. 269-284.

Morris A.L. (1997) - *Synoptic Influences on ablation, energy exchange and local winds, Brewster Glacier, South Westland*. Masters Thesis, University of Canterbury, Christchurch.

Mullan A.B. (1995) - *On the linearity and stability of southern oscillation-climate relationships for New Zealand*. International Journal of Climatology, 15, pp. 1365-1386.

Mullan A.B. (1998) - *Southern hemisphere sea-surface temperatures and their contemporary and lag association with New Zealand temperature and precipitation*. International Journal of Climatology, 18, pp. 817-840.

Purdie J. and Fitzharris, B. (1999) - *Processes and rates of ice loss at the terminus of Tasman Glacier, New Zealand*. Global and Planetary Change, 22, pp. 79-91.

Rose J.H. (1937) - *Recent retreat of Murchison Glacier*. New Zealand Journal of Science and Technology, 19(7), pp. 453-457.

Ruddell A.R. (1995) - *Recent glacier and climate change in the New Zealand Alps*. Ph.D. Thesis, University of Melbourne, Melbourne.

Salinger J.M., Basher R.E., Fitzharris B., Hay J.E., Jones P.D., MacVeigh J.P. and Schmidely-Leleu I. (1995) - *Climate trends in the South-West Pacific*. International Journal of Climatology, 15, pp. 285-302.

Salinger J.M., McGann R., Coutts L., Collen B. and Fouhy E. (1992) - *South Pacific historical climate network. Temperature trends in New Zealand and outlying islands, 1920 - 1990*. New Zealand Meteorological Service, Wellington.

Salinger J.M. and Mullan A.B. (1999) - *New Zealand climate: temperature and precipitation variations and their links with atmospheric circulation 1930-1994*. International Journal of climatology, 19, pp. 1049-1071.

Salinger J.M., Renwick J. and Mullan A.B. (2001) - *Interdecadal pacific oscillation and South Pacific climate*. International Journal of Climatology, 21, pp. 1705-1721.

Salinger M. (1981) - *New Zealand climate: the instrumental record*. Ph.D. Thesis, Victoria University of Wellington, Wellington.

Salinger M., Heine M.J. and Burrows C.J. (1983) - *Variations of the Stocking (Te Wae Wae) Glacier, Mount Cook and climatic relationships*. New Zealand Journal of Science, 26, pp. 321-338.

Salinger M.J. (1979) - *Climatic regions of New Zealand based on cluster techniques*. New Zealand Statistician, 14, pp. 26-34.

Salinger M.J. (1980) - *New Zealand climate: I. Precipitation patterns*. Monthly Weather Review, 108, pp. 1892-1904.

Salinger M.J. and Griffiths G.M. (2001) - *Trends in New Zealand daily temperature and rainfall extremes*. International Journal of Climatology, 21, pp. 1437-1452.

Skinner B.E. (1964) - *Measurement of twentieth century ice loss on the Tasman Glacier, New Zealand. N.Z.* Journal of Geology and Geophysics, 7(4), pp. 796-803.

Speight R. (1940) - *Ice wasting and glacier retreat in New Zealand*. Journal of Geomorphology, 3(2), pp. 131-143.

Suggate R.P. (Editor) (1978) - *The Geology of New Zealand*. 1. E. C. Keating, Wellington.

Thomas J. and Williams B. (2007) - *G.P.S. survey of the Tasman Glacier*. Department of Geography, University of Canterbury.

von Lendenfeld R. (1884) - *der Tasman-Glestscher und seine Umrandung. Mitteilungen aus justus perthes' geographischer anstalt,* 16.

Watson M.I. (1995) - *Geophysical and glaciological studies of the Tasman and Mueller glaciers*. MSc. Thesis, The University of Auckland, Auckland.

Whitehouse I.E. (1988) - *Geomorphology of the central Southern Alps, New Zealand: the interaction of plate collision and atmospheric circulation*. Zeitschrift fur Geomorphologie. Supplementband, 69, pp. 105-116.

FOTO

Luca BONARDI [*]

Oltre un secolo di deglaciazione

More than a century of deglaciation

Come dimostrano i quindici contributi presentati in questo volume (la cui ripresa avviene qui con la sola indicazione dell'autore), negli ultimi decenni i ghiacciai montani del Pianeta hanno subito massicce perdite volumetriche, grandi cambiamenti areali, chilometrici ritiri frontali e tutti gli altri fenomeni tipici di una fase di "riscaldamento globale". Non vi sono dubbi sulla dimensione sostanzialmente planetaria di questa "disfatta" e sulla sua origine termica. Come ovvio, e dimostrato proprio da alcuni studi qui presentati, è necessario in qualche caso tener conto del ruolo svolto da eventi climatici di carattere locale (El Niño), da fattori o da dinamiche glaciali di natura extra-climatica (fenomeni vulcanici; surge, calving, copertura detritica ecc.)

In alcune regioni gli effetti dell'aumento delle temperature sono sostenuti dalla riduzione delle precipitazioni nevose. Ovunque, l'innalzamento dello zero termico trasforma in pioggia una parte delle precipitazioni, nevose in altre congiunture climatiche; ciò, sino a quote sempre più elevate, nelle nordiche Montagne Rocciose del Canada come nella meridionale Cordigliera Real di Bolivia.

Anche dove, di norma grazie all'aumento delle precipitazioni, i ghiacciai non segnalano perdite imponenti, i bilanci presentano significativi incrementi dei valori assoluti di ablazione. Con l'eccezione delle calotte polari, negli ultimi decenni l'ablazione è aumentata su tutti i ghiacciai (+30 mm annui secondo Francou), anche laddove si sono registrati alcuni recenti bilanci positivi (in Norvegia, ad esempio; o nelle aree della "anomalia del Karakorum", vedi Smiraglia). Dove però l'incremento dell'ablazione non è controbilanciata da una sufficiente crescita degli accumuli, le aree glaciali sono divenute il "regno" della fusione, della dissoluzione, dell'estinzione …

Anche nelle regioni non oggetto di analisi in questo volume, si osservano gli effetti della stessa "legge".

Diversi studi evidenziano la deglaciazione che colpisce il "Grande Nord". Nell'Isola di Ellesmere, nell'Ar-

As shown by the fifteen contributions of this volume (quoted here by the mere name of the author) during the last decades a large part of mountain glaciers of the world has experienced massive volume's reductions, enormous changes of extent, kilometrical frontal retreats, and many other phenomena typical of a "global warming" period. There are no doubts on the fundamentally planetary dimension of this "defeat", nor on its thermic origin. Obviously it is sometimes necessary to consider the role played by local climatic events or phenomena (El Niño), by non-climatic factors (vulcanism) or by non-climatic glacial dynamics (surge, calving, debris cover etc.).

In some regions, the effects of the temperature's increase are enlarged by the reduction of the snowfalls. Everywhere, the rising of the freezing level operates on the mass balance also transforming snow in rain up to an altitude higher and higher: in Northern (e.g. Canadian Rocky Mountains) such as in Southern hemisphere (e.g. Cordillera Real de Bolivia).

Also where glaciers, due to the increase of atmospheric snow-falls, do not present important shrinkages, their mass balances show significant amplification of the ablation. Except for the polar caps, in the last decades the ablation has increased in all glaciers (+30 mm/year rate: Francou), as well where they have recently shown some positive mass balances (e.g. Norway; or Karakorum, see Smiraglia). But where the growing ablation is not counterbalanced by a sufficient raise of the accumulation, the glacial areas are becoming the "kingdom" of melting, of glacier's dissolution, of extinction …

Everywhere, also in the regions not included in this volume, we can observe the effects of the same "law".

Several studies point out the deglaciation affecting the "Great North". For some ice caps of the Ellesmere Island (Arctic Canada) Braun et al. (2004) mapped a shrinkage of 30-47 % in the period 1959-1999/01. Negative sign also for others Canadian gla-

[*] Servizio Glaciologico Lombardo and Department of Geography and Human Sciences of the Environment, University of Milan. Italia.

tico canadese, Braun et al. (2004) hanno rilevato per alcune calotte una contrazione areale dal 30 al 47 % durante il periodo 1959-1999/01. Segni negativi si evidenziano per i ghiacciai canadesi, anche al di fuori delle regioni considerate nello studio di Demuth et al. (ad es., Sharp et al., 2003).

Nello stesso intervallo di tempo, e sempre nelle regioni artiche, due ghiacciai degli Urali polari studiati da Nossenko e Tzvetkov (2003) registrano perdite d'area del 27 % tra 1953 e 2000.

Più a Sud, negli Stati Uniti, gli apparati del *Glacier National Park* hanno visto la loro superficie contrarsi del 65 % dal massimo della Piccola Età Glaciale (PEG) al 1993 (Fagre, 2004).

Anche i ben noti ghiacciai svizzeri hanno registrato impressionanti perdite dalla fine della PEG: -27 % al 1973 (Maisch, 2000) e -18 % dal 1973 al 1999 (Paul et al., 2004), con perdite ancora più consistenti in alcune regioni (Kääb et al., 2002).

Sull'altro lato delle Alpi, il Ghiacciaio del Careser tra il 1933 e il 200 ha perduto il 45 % della sua superficie (Giada e Zanon, 2005).

Come dimostrano gli studi su un campione significativo di grandi ghiacciai alpini, il trend di riduzione dello spessore è passato da -0,25 m/n del periodo 1850-1970/80 a -0,65 m/n del 1980-2000 sino a -1 m/n dopo il 2000 (Haeberly, 2006).

Un poco migliori le condizioni in Tibet, dove i ghiacciai "monsonici" del Sud-Est hanno perduto "solo" il 23 % della propria area dalla PEG a oggi (Su e Shi, 2002). Non lontano, il Dokriani (Himalaya di Garhwal) ha perso il 20 % del proprio volume dal 1962 al 1995 (WWF Nepal Program, 2005).

Oggi, le condizioni probabilmente peggiori per la sopravvivenza dei ghiacciai si hanno nelle regioni tropicali, dove in alcuni massicci i ghiacciai segnalano perdite attorno all'80 % rispetto alla PEG. In particolare, per quanto riguarda le montagne equatoriali siamo testimoni della "evaporazione" delle riserve glaciali. Durante il XX secolo, i ghiacciai africani, frantumatisi in parecchie sub-unità negli ultimi decenni, hanno vissuto regressi impressionanti: -70 % ca. per il Ruwenzori (Kaser and Noggler, 1996), il Kilimanjaro (Hastenrath and Greischar, 1998) e i ghiacciai del Monte Kenia (WGMS, 2005). In quest'ultimo, l'area del Ghiacciaio Lewis si è contratta da 0,63 a 0,261 km^2 tra 1899 e 1982, con un ritiro lineare di 600 metri (Hastenrath, 1984).

Una percentuale analoga è stata perduta tra gli anni '30 e gli anni '90 dai pressoché sconosciuti ghiacciai del Puncak Jaya, in Nuova Guinea (Quarles van Ufford and Sedgwick, 1998). Un "dramma" per la natura di queste regioni tropicali, ma non una tragedia se comparato a realtà quali quelle del Chacaltaya (Mendoza). Non troppo lontana da questo, la copertura glaciale della Cordigliera Blanca (Perù) si è contratta dagli 850–ciers, not considered by Demuth et al. in this volume (e.g., Sharp et al., 2003).

Always within the Arctic region, two glaciers of the Polar Urals studied by Nossenko and Tzvetkov (2003) show an area decrease of 27 % in the same interval (1953-2000).

Southernly, the glacial bodies of the *Glacier National Park* (USA) suffered an area decline of 65 % from the LIA's maximum to 1993 (Fagre, 2004).

In Europe the well-studied Switzerland glaciers show impressive losses after the end of the Little Ice Age: -27 % during the period LIA-1973 (Maish, 2000) and -18 % from 1973 to 1999 (Paul et al., 2004), with even greater decrease in some regions (Kääb et al., 2002).

On the other slope of the Alps, Careser Glacier (Italy) lost 45 % of its surface area from 1933 to 2000 (Giada and Zanon, 2005).

As shown by the behavior of an important sample of alpine glaciers, the trend of reduction passed from -0,25 m/y of the period 1850-1970/80 to -0,65 m/y (1980-2000) and to -1 m/y after 2000 (Haeberly, 2006).

Slightly better than on the Alps are the conditions on the Tibet plateau, where the monsoonal glaciers of the southeast have lost "only" the 23 % of their area from the LIA to the present (Su and Shi, 2002). Not far, the Dokriani Glacier, in the Garhwal Himalaya, lost the 20 % of its volume during the period 1962–1995 (WWF Nepal Program, 2005).

Nowadays, the worst conditions for the glaciers' survival are probably found in tropical regions, where some massifs show losses of the 80 % of their glacial area from LIA's maximum. Especially in the equatorial mountains we witness the "evaporation" of glacial stocks. In the XXth century, the African glaciers, split up in different bodies during the last decades, suffered a dramatic retreat: -70 % ~ for the Ruwenzori (Kaser and Noggler, 1996) the Kilimanjaro (Hastenrath and Greischar, 1998) and the Mount Kenia glaciers (WGMS, 2005). In this last massif, the area of the Lewis Glacier decreased from 0,63 to 0,261 km^2 during the period 1899-1982 with a length reduction of 600 meters (Hastenrath, 1984).

From the 1930's to the 1990's, a same percentage was lost by the almost unknown glaciers of the Puncak Jaya, in New Guinea (Quarles van Ufford and Sedgwick, 1998). A "drama" for the nature of these tropical regions, but not a "tragedy" if compared to the shocking Chacaltaya conditions summarized by Mendoza. Not far, in the Cordillera Blanca (Perù) the ice coverage reduced from 850–900 km^2 (LIA) to ~ 600 km^2 at the end of the XXth century (800–850 km^2 in 1930, 660–680 km^2 in 1970, 620 km^2 in 1990) (Georges, 2004). In this region, glaciers retreat was especially strong in the 1930s–1940s (Georges, 2004).

900 km^2 della PEG ai 600 di fine Novecento (800–850 nel 1930, 660–680 nel 1970, 620 nel 1990) (Georges, 2004). E un poco più a Nord, i ghiacciai colombiani hanno perduto la metà della loro area nella II metà del XX secolo (Ceballos et al., 2005).

Per quanto concerne i ghiacciai montani, la situazione più complessa la si incontra nella fascia centrale dell'Emisfero Sud. Dalla PEG, i ghiacciai neozelandesi hanno perduto ¼ della loro area (Chinn, 1998), ma oggi registriamo alcune avanzate dei ghiacciai minori e ritiri più o meno pronunciati di quelli più grandi (Kerr e Owens).

A diecimila chilometri di distanza, nelle Ande meridionali, influenzate dal fenomeno de El Niño, alcune importanti differenze sono prodotte dal dato latitudinale e, come dappertutto, da quello altimetrico: alcuni modesti ritiri nelle regioni centrali del Cile, rari eventi di forte avanzata in Patagonia (Pio Xi, Garibaldi), ma, non lontano, il recente collasso del Ghiacciaio Marinelli (Rivera) e una perdita areale del 2,4 % a decennio per i grandi ghiacciai di sbocco del Gran Campo Nevado tra 1942 e 2002 (Schneider et. al., 2005).

Anche i *calving glaciers* argentini (Patagonia) mostrano dinamiche contraddittorie: rapido ritiro per l'Upsala Glacier e probabile stabilità per il Perito Moreno (Leiva et al.). Più a Sud, andamento ugualmente contrastante tra i ghiacciai settentrionali della Cordigliera Darwin (in ritiro) e quelli del lato Sud (stabili o in avanzata) (Leiva et al.).

Ovviamente, tali ritiri corrispondono a trend negativi del bilancio di massa dei ghiacciai. Una delle poche analisi di lungo periodo e alla scala globale, relativa a sei diverse aree montuose del Pianeta, fornisce, per il XX secolo, una perdita di 0,25 m w/e a^{-1} (Hoelzle et al., 2003).

Somewhere else in the Andes mountains, the Colombian glaciers lost ~ 50 % of their area in the second half of the XXth century (Ceballos et al., 2005).

As concern mountain glaciers' movements, the most complex situation is found in the central belt of the South Hemisphere. Glaciers of New Zealand's South Island had lost ~ 25 % of their area since the Little Ice Age (Chinn, 1998), but nowadays they show some advances (smaller glaciers) and various states of retreat (larger glaciers) (Kerr and Owens).

Ten thousand kilometres eastwords, in the Southern Andes influenced by El Niño some significant differences are due to the latitude and, as elsewhere, to the altitude reached by the different sectors of the mountains. Modest shrinkages in the Central region of Chile, rare events of great advances in Patagonia (Pio XI, Garibaldi) and, not so far from here, the recent collapse of the Marinelli Glacier (Rivera). On average, the outlet glaciers of the Gran Campo Nevado have lost the 2.4 % per decade during the period 1942-2002 (Schneider et. al., 2005).

In Argentina, the Patagonian calving glaciers show different states: a fast retreat concerns the Upsala Glacier and a probably stability the Perito Moreno (Leiva et al.). Southernly, the same contrast is experienced by the glaciers of the Northern end of the Cordillera Darwin (in recessions) and those of the Southern (stable or advancing) (Leiva et al.).

Obviously, all these retreats correspond to negative trends of glaciers' mass balances. One of the few long-terme analysis at a global scale, relative to six different mountain regions, furnishes a total loss of 0.25 m w/e a^{-1} during the XXth century (Hoelzle et al., 2003).

Tabella 1 - Variazioni dei ghiacciai nell'Asia Alta in diversi periodi (in WWF Nepal Program, 2005).

Table 1 - Variations of the glaciers in the High Asia in different periods (in WWF Nepal Program, 2005).

periodo / period	**ghiacciai monitorati / glaciers observed**	**in ritiro (%) / retreating (%)**	**in avanzata (%) / advancing (%)**	**stazionari (%) / stable (%)**
1950-70	116	53.44	30.17	16.37
1970-80	224	44.2	26.3	29.5
1980-90	612	90	10	0
1990 - present	612	95	5	0

La principale interruzione a questo trend di decrescita si verificò tra gli anni '60 e '70 e, in qualche caso, '80, quando i ghiacciai di molte regioni manifestarono segni, anche consistenti, di indremento. Contrariamente alla fase attuale, non si trattò però di una crescita generalizzata. Per le loro dimensioni, diversi grandi ghiacciai vissero il classico sfasamento dato dall'incremento dei bacini di accumulo, da un lato, e dal proseguimento del ritiro frontale, dall'altro. In altre

The trend of retreat show the most important interruption in the '60s, '70s, and somewhere '80s, with the growth of the glaciers in many mountain groups. Differently from the actual retreat, this growth not involved all glaciers. During these years, the glaciers of a number of regions show the increase of their accumulation basins and at the same time the retreat of their front. In other regions the glaciers continue to loose mass while in several cases started a period

zone, i ghiacciai continuarono il loro decremento mentre in altre ancora prese avvio una crescita destinata in qualche caso a prolungarsi sino agli anni '90 (ad es., i ghiacciai islandesi, vedi Sigurðsson). Come ricordano Kerr e Owens, grazie alla tendenza positiva avviatasi a metà degli anni '70, i ghiacciai neozelandesi giunsero a recuperare il 40 % della superficie persa dopo la PEG.

Tuttavia, a uno sguardo più generale, la contrazione post-PEG pare subire un'improvvisa impennata proprio attorno alla metà degli anni Settanta (1976 secondo Francou). Da questo momento, in numerose regioni (Tien Shan, Pamir, Ande tropicali ecc.) i ghiacciai entrano in una fase di pronunciato ritiro.

I ghiacciai del Popocatépetl, in Messico, registrano tra 1978 e 1982 una media di ritiro di 40 m annui (anche a causa di un aumento dell'attività vulcanica) a fronte dei 7 m tra 1906 e 1968 e dei +10 m annui nel decennio di avanzata 1968-1978 Miranda et al., 2005).

Dall'altra parte della Terra, il Puruogangri (Tibet settentrionale), maggior ghiacciaio della regione, ha perduto dalla PEG il 5,7 % della sua area, con un ritmo di ritiro frontale passato dai 20 m/n (PEG-anni '70) ai 40-50 m dei decenni '70-'90 (WWF Nepal Program, 2005). Complessivamente, nell'ultimo quarantennio, i ghiacciai tibetani hanno perduto complessivamente 6606 km^2, con ritiri più importante a partire dalla metà degli anni Ottanta (WWF Nepal Program, 2005).

In Himalaya, il Gangotri Glacier vede il suo ritiro passare dai 15 m/n del 1935-76 ai 23 m del 1985-01 (Hasnain et al., 2004), con un trend, nell'ultimo trentennio, "tre volte superiore a quello dei precedenti 200 anni ca." (WWF Nepal Program, 2005).

In Europa meridionale e in altre regioni la ripresa (o l'accentuazione) dei ritmi di contrazione è spostata ai primi anni '80. É così per i ghiacciai italiani (Rovelli; Galluccio e Scotti), per quelli tedeschi (Samuel-Eckerle) e sui due lati dei Pirenei (René; Chueca).

Per numerose montagne glacializzate del Pianeta, gli ultimi dieci anni sono stati caratterizzati da un'accelerazione dei ritmi di fusione con, in qualche caso, un'ulteriore impennata nell'ultimo quinquennio (fig. 1) (vedi ad esempio Galluccio e Scotti).

Il rapporto preliminare sui bilanci di massa 2006 del WGMS (2008) sembra confermare tale tendenza. Quasi tutti gli 80 ghiacciai che costituiscono il campione del World Glaciers Monitoring Service di Zurigo fanno registrare perdite di massa. Anche gli apparati norvegesi, in bilancio positivo negli ultimi anni, mostrano importanti decrementi volumetrici. La gravità dello stato dei ghiacciai appare evidente dalla lettura della figura 2. La statistica, basata su 27 ghiacciai siti in otto regioni montuose del Pianeta (per maggiori dettagli vedi la didascalia della figura), mostra i pessimi risultati del 2006. Con un valore medio di -1301 mm di w.e., il 2006 si pone come annata peggiore dal 1980. Appare inoltre evidente il progressivo peggioramento dei valori di bilancio.

of growth that in some areas reached the '90 (e.g. the Icelandic glaciers, see Sigurðsson). As mentioned by Kerr and Owens, thanks to the positive trend started in the half '70s, New Zealand glaciers recovered the 40 % of the surface area lost after the Little Ice Age.

Although, considering the general trend, from the same half '70s (according to Francou, 1976), the rate of glacier shrinkage has had a sudden rise. From this moment, in several regions, such as in the Tien Shan, in the Pamir or in the Tropical Andes, glaciers enter in a period of dramatic decrease.

For the ice bodies of the Popocatépetl (Mexico) the average retreat in 1978-82 was 40 m/y (also caused by an increase of volcanic activity): it was ~ 7 m/y between 1906 and 1968, and +10 during the growth of the period 1968-78 (Miranda et al., 2005).

On the other side of the world, in the Northern Tibet Plateau, the Puruogangri Ice Field, the largest of this region, has lost 5.7 % of its LIA's area, while the frontal retreat has passed from 20 m/y (LIA-'70s) to 40-50 m/y ('70s-'90s) (WWF Nepal Program, 2005). During the last 40 years, Tibet Plateau glaciers have shrunk more than 6,606 km^2 "with the greatest retreat occurring since the mid 1980s" (WWF Nepal Program, 2005).

For one of the better studied himalayan glaciers, the Gangotri, the rate of retreat passed from -15 m of the period 1935-1976 to -23 m of the last fifteen year of the XXth century (1985-2001) (Hasnain, et al., 2004). It has been demonstrate that the rate of withdraw of this glacier during the last three decades "is more than three times the rate of the earlier 200 years or so" (WWF Nepal Program, 2005).

In South Europe and in other regions the retreat began later, in the first 1980s. It was so in Italian (Rovelli; Galluccio and Scotti) and German Alps (Samuel-Eckerle) and on the two slopes of the Pyrenees (René; Chueca).

In a large part of the world's glacial mountains, the last ten years have been characterized by an accelerated glacier melting; in some cases with a further acceleration in the last five years (fig. 1) (e.g. Galluccio and Scotti).

The 2006's preliminary mass balance (WGMS, 2008) confirm this trend. Almost all the 80 glaciers of the sample considered by the World Glaciers Monitoring Service of Zurich show dramatic mass losses. Also the Norway glaciers, a part of which with positive mass balance in the past years, show important negative mass balance. The seriousness of the glacier's state is evident in fig. 2. Based on 27 glaciers of eight mountain regions of the world (for further details see the caption of the figure 2), the statistic shows the bad result of the year 2006, when the mean specific net balance (-1301 mm w.e.) is the worst from 1980. Besides, the progressive deterioration of the mass balance values it is evident for this considerable group of glaciers.

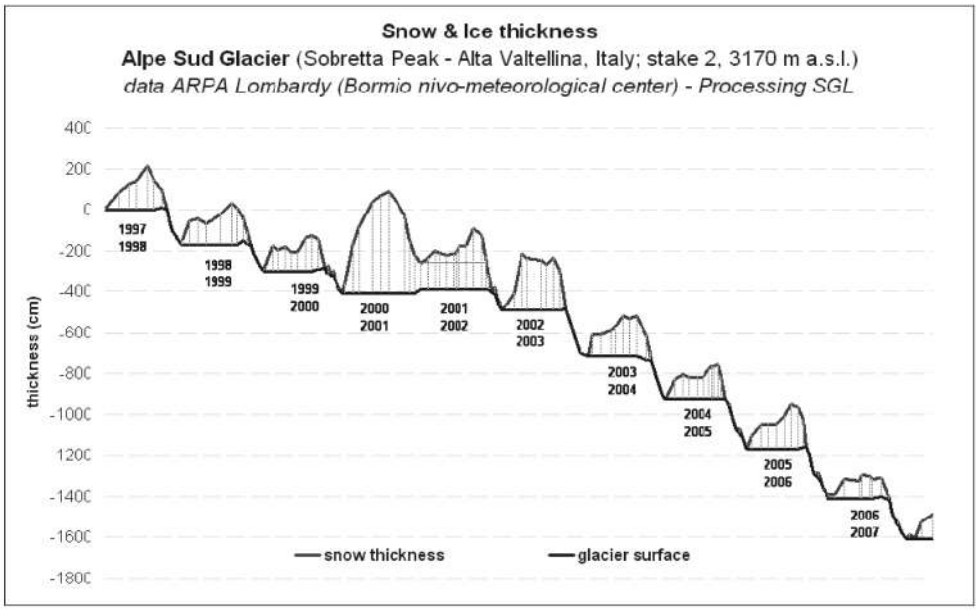


Figura 1 - Variazioni di spessore del Ghiacciaio di Alpe Sud (Alpi centrali italiane) dal 1997 al 2007. (ARPA Lombardia e Servizio Glaciologico Lombardo; www.sgl.cluster.it).

Figure 1 - Tickness variations of Alpe Sud Glacier (Italian Central Alps) from 1997 to 2007. (ARPA Lombardia and Servizio Glaciologico Lombardo; www.sgl.cluster.it).

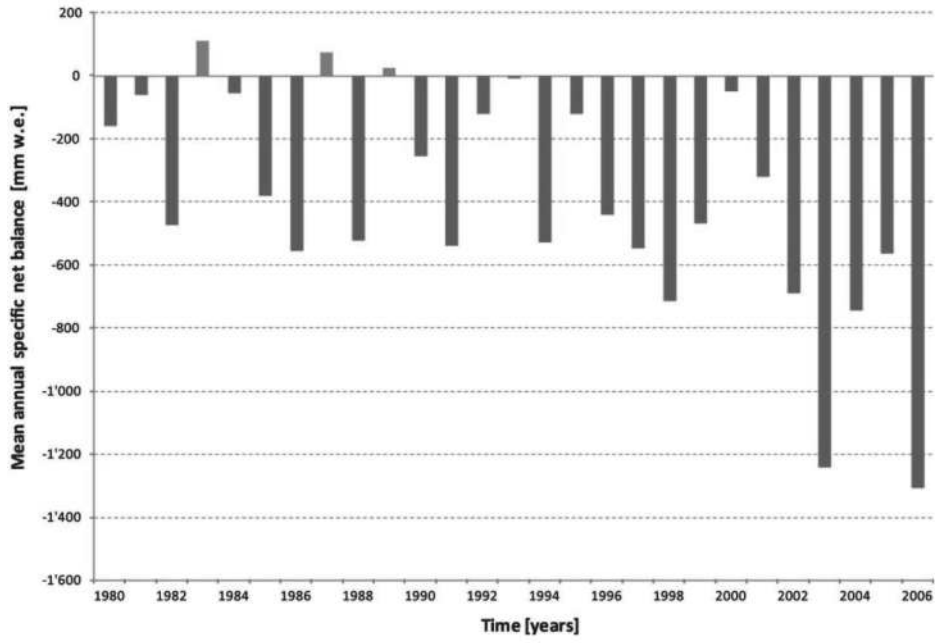


Figura 2 - Bilanci di massa 1980-2006 dei ghiacciai campione del WGMS (statistica basata su 27 ghiacciai nel 2006, dati preliminari, 29 nel 2005, 30 nel 2004) siti in diverse regioni del Pianeta (8 nel 2006, 9 nel 2004 e 2005). (WGMS, 2008).

Figure 2 - Mass balance of the sample glaciers of the WGMS (statistic based on 27 glaciers for 2006, preliminary data, 29 in 2005, 30 in 2004) in eight (nine in 2004 and 2005) regions of the world (1980-2006). (WGMS, 2008).

Secondo Mike Demuth et al., l'attuale "contrazione della copertura glaciale sta evolvendo a una velocità non conosciuta da diversi millenni". Il forte riscaldamento del XX secolo, e in particolare degli ultimi decenni, costituisce il fattore di controllo principale del drastico regresso dei ghiacciai.

Following Mike Demuth et al., the actual "glacier cover contraction is evolving at an unprecedented pace towards a state not in evidence for several millennia". The slight warming of the 20th century, and in particular of the last decades, is the major factor controlling the dramatic recession of the glaciers.

Uno dei "migliori" risultati di questa tendenza è l'estinzione, o lo stato di pre-estinzione, di un gran numero di ghiacciai e glacionevati. Nelle Alpi lombarde (Italia), il Servizio Glaciologico Lombardo registra la scomparsa di circa 15 unità ogni anno (2006 e 2007). Più o meno accentuate, queste dinamiche agiscono un po' ovunque, soprattutto a danno dei piccoli ghiacciai di circo.

Diverse contesti geografici stanno per assistere alla scomparsa delle forme glaciali e, in qualche caso, "alea iacta est". In Europa, Appennini e Tatra sono di fatto ormai deglacializzati mentre nelle Alpi Slovene (vedi Gabrovec) tale situazione potrebbe verificarsi tra pochissimi anni. Anche senza un ulteriore riscaldamento, nei prossimi decenni i ghiacciai potrebbero scomparire dai Pirenei, dalle Alpi tedesche (vedi Samuel-Eckerle and Hagedorn) e da diversi settori di quelle italiane. Fuori dal vecchio continente, alcune aree andine e la fascia tropicale nel suo complesso rappresentano le aree a più vicino rischio di deglaciazione. Un intero continente, quello africano, potrebbe perdere le sue già intaccate tracce di glacialismo.

Gli effetti economici, ambientali e sociali dei mutamenti in atto sono in parte noti. Soprattutto a livello locale e regionale essi contribuiranno ad aumentare la conflittualità, in alcuni ambiti già esistente (vedi Rivera et al.), attorno alle risorse idriche. I settori agricolo, turistico ed energetico rischiano di sopportare le conseguenze più pesanti, ma è chiaro che ricadute indesiderate potranno a catena colpire anche molti altri ambiti della vita umana (tutti?).

Parecchi elementi, come afferma a buona ragione Antonio Galluccio, capaci di trasformare "una passione scientifica in impegno civile". Non troppo diversamente, Emmanuel Le Roy Ladurie ha saggiamente ammonito sull'urgenza di porre con incisività la Storia (la "cliosfera") al servizio della criosfera.

È lecito domandarsi se uguali attenzioni non debbano venire anche da altri ambiti disciplinari e, soprattutto, da quel mondo politico a cui ci ostiniamo a delegare (con sempre minor convinzione) le scelte sul nostro e altrui futuro. I segnali che vengono da diversi Paesi sono però ben lontani da una "politica al servizio della criosfera".

One of the "best" outcomes of this trend is the disappearance, already happened or forthcoming, of an incredible number of glaciers and glacial bodies. In Lombardy Alps (Italy), the Servizio Glaciologico Lombardo report the extinction of about fifteen glaciers every year (2005-06 and 2006-07). More or less, the same consequences are observed on many mountain massifs of the world, mainly regarding the small cirque glaciers.

The glaciers are nearly disappeared on some massifs and in some cases "alea iacta est". In Europe, Appennins and Tatra mountains have already lost their "glacial estate" and Slovenian Alps (see Gabrovec) could lost it in the next few years.

Also without further warming, in the next decades glaciers could disappear in French and Spanish Pyrenees, in German Alps (see the very bad state of this glaciers in Samuel-Eckerle and Hagedorn) and in some geographical sectors of the Italian Alps. Outside the "old continent", some regions of the Andes and the Tropical belt are close to deglaciation. A whole continent, Africa, could lost its already damaged glaciers.

The economical, social and environmental consequences of the changes of glaciers' state are partly known. Specially to a local and regional scale, these changes will contribute to increase the conflicts for use of water resources, like it already happens in some areas (see Rivera et al.). Agriculture, tourism and energy seem to be the most affected sectors but it is evident that unwanted consequences could concern many others fields (all?) of human life.

As rightly noted by Antonio Galluccio, these contents are able to transform the scientific passion of the researchers in a "community engagement". Not so differently, Emmanuel Le Roy Ladurie has wisely warned about the urgency to put History (the "cliosphere") in service of the cryosphere.

Besides History, it could be necessary the same attention from other fields of research and, above all, from the political institutions at which we delegate (more and more un-convinced) the choices about our and someone else's future. The signs coming from several Countries are still far from a "policy in service of the cryosphere".

Corresponding author address:
Luca Bonardi, Dipartimento di Geografia e Scienze Umane dell'Ambiente, Università degli Studi di Milano, Via Festa del Perdono, 7, 20122 Milano, Italia. E.mail : luca.bonardi@unimi.it

Bibliografia / References

Barry R. (2006) - *The status of research on glaciers and global glacier recession: a review*. Progress in Physical geography, 30(3), pp. 285-306.

Braun C., Hardy D.R. and Bradley R.S. (2004) - *Mass balance and area change of four High Arctic plateau ice caps*. Geografiska Annaler, 86A, pp. 43-52.

Ceballos J.L., Escátegui C. and Ramírez J. (2005) - *Colombia*. In: World Glacier Monitoring Service (WGMS) IUGG (CCS) – UNEP – UNESCO. "Fluctuations of Glaciers 1995–2000", VIII, pp. 40-41.

Chinn T.J. (1988) - *New Zealand glacier responses to climate change of the past century*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 39, pp. 415-428.

Fagre D. (2004) - *Global change research. A focus on mountain ecosystems*. NRMSC, US Geological Survey. (http://www.nrmsc.usgs.gov/research/glacier_retreat.htm).

Francou B. and Vincent C. (2007) - *Les glaciers à l'épreuve du climat*, IRD Éditions - Éditions Belin, Paris.

Georges C. (2004) - *20th-Century Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca, Perù*. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 36(1), pp. 100–107.

Giada M. and Zanon G. (2005) - *Careser Glacier, 1990-1997 and 1997-2000, Italy 1:5,000*. In: World Glacier Monitoring Service (WGMS) IUGG (CCS) – UNEP – UNESCO. "Fluctuations of Glaciers 1995–2000", VIII, pp. 68-69.

Haeberly W. (2006) - *Climate change, ice loss and natural hazards in the Alps*. Oral communication, Milan 29/11/2006.

Hasnain S.I., Ahmad S. and Kumar R. (2004) - *Impact of Climate Change on Chhota Shigri Glacier, Chenab Basin, Gangotri Glacier, Ganga Headwater in the Himalaya*. In: "Proceedings of Workshop on Vulnerability Assessment and Adoption Due to Climate Change on Indian Water Resources, Coastal Zones and Human Health", 27-28 June 2003, New-Delhi, India, Govt. of India, Ministry of Environment and Forests, pp. 1-7.

Hastenrath S. (1984) - *The glaciers of equatorial East Africa*. Reidel Publishing Company, Dordrecht/Boston/ Lancaster.

Hastenrath S. and Greischar L. (1998) - *Glacier recession on Kilimanjaro, East Africa, 1912-1989*. Journal of Glaciology, 43(145), pp. 455-459.

Hoelzle M., Haeberli W., Dischl M. and Pesche W. (2003) - *Secular glacier mass balance derived from cumulative glacier lenght changes*. Global and Planetary Change, 36, pp. 295-306.

Kääb A., Paul F., Maisch M., Kellenberger T. and Haeberly W. (2002) - *The new remote sensing-derived Swiss glacier inventory: II. First results*. Annals of Glaciology, 34, pp. 362-366.

Kaser G. and Noeggler B. (1996) - *Glacier fluctuations in the Ruwenzory Range (East Africa) during the 20th century. A preliminary report*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32, pp. 109-117.

Maisch M. (2000) - *The longterm signal of climate change in the Swiss Alps. Glacier retreat since the Little Ice Age and future ice decay scenarios*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 23, pp. 139-152.

Miranda P.J., Delgado Granados H. and Kääb A. (2005) - *Popocatépetl Volcano, México*. In: World Glacier Monitoring Service (WGMS) IUGG (CCS) – UNEP – UNESCO. "Fluctuations of Glaciers 1995–2000", VIII, p. 70.

Nossenko G. and Tzvetkov D.G. (2003) - *Assessments of glaciers change in the Polar Urals from ASTER*. In: "Papers and recommendations: Snow Watch 2002 Workshop on Assessing Global Glacier recession", Glaciological Data report GD-32, National Snow and Ice Data Center, Boulder, USA, pp. 82-83.

Paul F., Kääb A., Maisch M., Kellenberger T. and Haeberly W. (2004) - *Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*. Geophisical Research Letters, 31(21).

Quarles van Ufford A. and Sedgwick P. (1998) - *Recession of the equatorial Puncak Jaya Glaciers (~ 1825 to 1995), Irian Jaya (western New Guinea), Indonesia*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 34, pp. 131-140.

Schneider C., Schnirch M., Casassa C., Acuña C. and Kilian R. (2005) - *Gran Campo Nevado*. In: World Glacier Monitoring Service (WGMS) IUGG (CCS) – UNEP – UNESCO. "Fluctuations of Glaciers 1995–2000", VIII, pp. 66-67.

Sharp M.J., Copland L., Filbert K., Burgess D and Williamson S. (2003) - *Recent changes in the extent and volume of Canadian Arctic glaciers*. In: Papers and recommendations: Snow Watch 2002 Workshop on Assessing Global Glacier recession. National Snow and Ice Data Center, Boulder, USA, pp. 73-75.

Su Z. and Shi Y.-F. (2002) - *Response of monsoonal temperate glaciers to global warming since the Little Ice Age*. Quaternary International, 97-98, pp. 123-131.

WGMS (World Glacier Monitoring Service) IUGG (CCS) - UNEP - UNESCO (2005) - *Fluctuations of Glaciers 1995–2000, vol. VIII* (http://www.geo.unizh.ch/wgms/fog/fog8.pdf).

WGMS (World Glacier Monitoring Service) (2008) - *Glacier mass balance data 2003/2004, 2004/2005, and 2005/2006* (preliminary daya) (http://www.geo.unizh.ch/wgms/).

WWF Nepal Program (ed.: Sandeep Chamling Rai) (2005) - *An Overview of Glaciers, Glacier Retreat, and Subsequent Impacts in Nepal, India and China*. (http://assets.panda.org/downloads/himalayaglaciersreport2005.pdf).

Young J.A.T. and Hastenrath S. (1991) - *Glaciers of Africa*. In: Williams jr. R.S. and Ferrigno J.G. (Eds.), "Satellite image Atlas of Glaciers of the World" U.S. Geological Survey Professional, paper 1386-G (http://pubs.usgs.gov/prof/p1386g).