METEOROLOGICA

ISSN 1827-3858

www.umfvg.org

Semestrale dell'Unione Meteorologica del Friuli Venezia Giulia

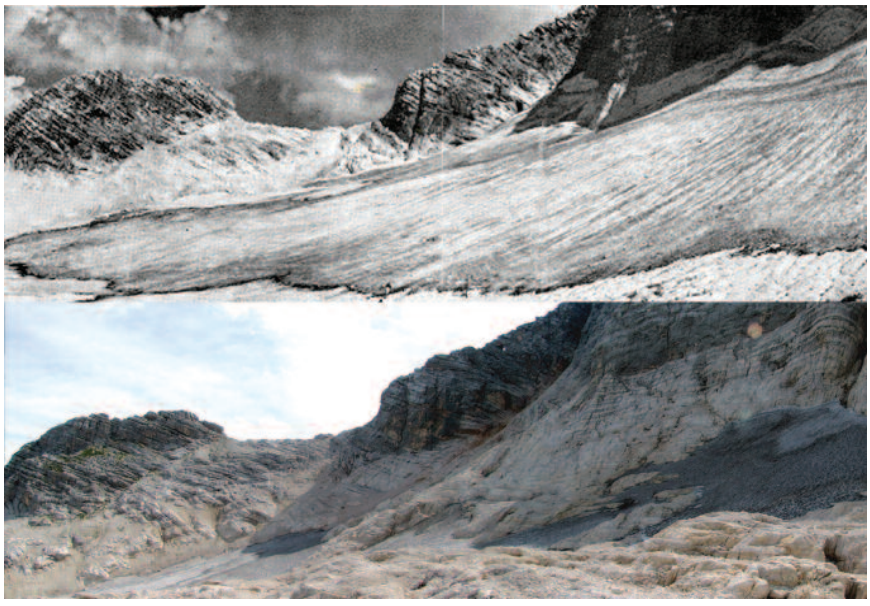
Semiannual Journal of the "Unione Meteorologica del Friuli Venezia Giulia"

Numero speciale - *Special Issue* Anno / *Year* XII - Numero / *Number* 2

Atti della XIII Conferenza Annuale UMFVG - *Proceeding of the 13th UMFVG Annual Conference*

SOTTO ZERO

Storie di climi e ghiacciai degli ultimi 30mila anni



Contenuti a cura di:

Carlo Baroni (UniPi)
Claudio Smiraglia (UniMi)
Giovanni Monegato (CNR To)
Corrado Venturini (UniBo)
Renato R. Colucci (CNR Ts)
Mauro Messerotti (INFN)
Mihaela Triglav (GI Slo)
Gerhard Hohenwarter (ZAMG Aut)
Claudio Pohar (CGI)
Luca Carturan (UniPd)
Emanuele Forte (UniTs)
Stefano Micheletti (OSMER)
Daniele Moro (Regione FVG)

UMFVG is a member of the
European Meteorological Society

METEOROLOGICA

Bollettino dell'Unione Meteorologica del Friuli Venezia Giulia
Bulletin of Friuli Venezia Giulia Meteorological Union
Reg. Trib. di Udine n. 4 del 26/02/2002

www.umfvg.org

Pubblicato da / *published by*
Unione Meteorologica del Friuli Venezia Giulia – O.N.L.U.S.
Via Silvio Pellico, 9 - Cividale del Friuli - ITALY

Direttore Responsabile / *Director*
Marco Virgilio

Direttore editoriale / *Chief Editor*
Renato R. Colucci

Redazione / *Editorial staff*
Renato R. Colucci, Marco Virgilio, Laura Palmisano,Franz Stockinger (ZAMG-Austria), Christian Stefan (ZAMG-Austria), Tanja Cegnar (ARSO-Slovenia)

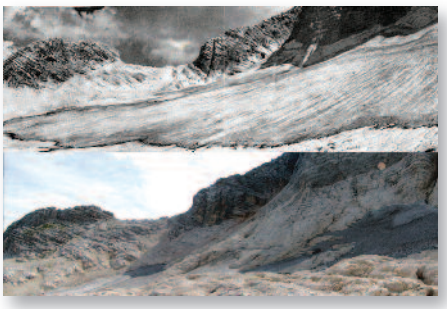
Per ricevere il bollettino o richiedere informazioni scrivere a:
To receive the bulletin or ask for informations write to:
e-mail: segreteria@umfvg.org

Questo numero speciale rappresenta gli "Atti della XIII Conferenza annuale UMFVG", è stato realizzato grazie al supporto di tutti i soci. La raccolta ed organizzazione di testi e fotografie, la realizzazione grafica e l'impaginazione sono state curata da Renato R. Colucci e da Marco Virgilio

This special issue, representing the "Proceedings of the 13th UMFVG Annual Conference", has been realized thanks to the support of all UMFVG members.
The collection and the organization of texts and photographs, the graphic design and layout has been edited by Renato R. Colucci and Marco Virgilio

Copertina/*Cover*
Il ghiacciaio orientale del Canin, fotografato dal medesimo punto di osservazione, nel 1948 (D. Di Colbertaldo) e nel 2012 (R.R. Colucci) evidenzia l'importante perdita di massa
Immagine di sfondo: Ortofoto da elicottero del ghiacciaio orientale del Canin, con le morene della piccola età glaciale, presa il 4 ottobre 2011 - ©UMFVG

Images of Canin orientale glacier, from the same point of view, taken in 1948 (D.Di Colbertaldo) and in 2012 (R.R.Colucci) emphasizes the important mass loss
Background image: Ortophoto from the helicopter of Canin orientale glacier, with moraines of little ice age, taken October 4th, 2011 - ©UMFVG



A cura del Presidente UMFVG

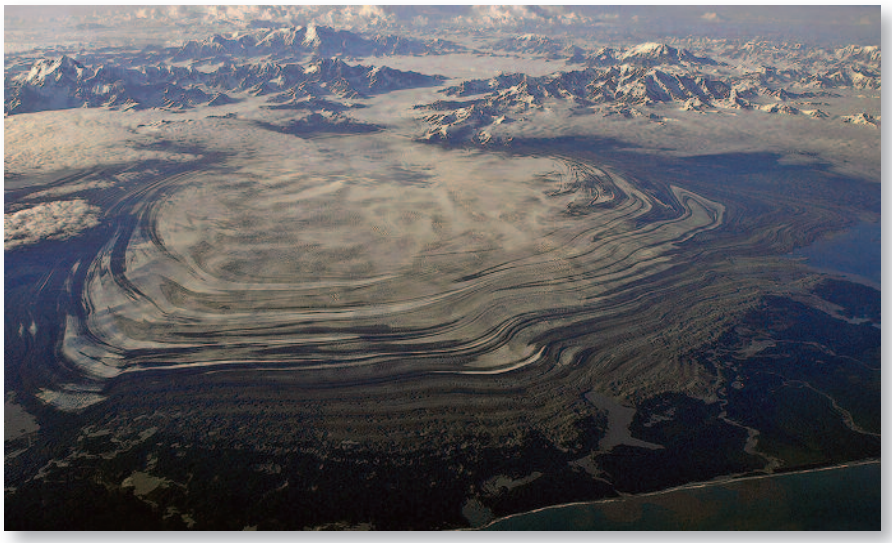
Abstract

The 13th UMFVG annual conference, this year, is organized also thanks to the support of Parco Naturale Regionale delle Prealpi Giulie. The aim of this conference is to drive the attention of the general public to a topical and fascinating argument; the cryosphere and its sensitive relation with climate variability. We will do this by telling the history of glacial and landscape evolution of Friuli Venezia Giulia, starting from the end of the Last Glacial Maximum (LGM) up to present days. Dramatic and sudden climate changes occurred several times in the history of the earth, always triggering advances and retreats of glaciers. The huge glacier, flowing out from Tagliamento and Fella valleys about 22 thousand years ago, released the great charge of sediments, trapped inside and above it, forming the gentle moraine hills of high friulian plane. Since then a general climate amelioration occurred even if with some interruption, the last of which is represented by the Younger Dryas event (12500-11700 years before present). The last 10 thousand years have shown a general climate optimum, able to permit the evolution of human culture, society, commerce and agriculture. The little Ice Age (1450-1850 AD) is probably the most important glacial event of last 8000 years. Today we still can see the frontal moraines released by glaciers during this cold and wet phase of climate evolution, standing in some cases only few hundred meters away from the present glacier terminus. We will not talk here about human impact on climate, this is another story; our aim is to make a summary of the recent glaciological researches actually in progress in Friuli Venezia Giulia. This, we hope, will be useful for understanding how is important it is to know the past evolution of climate, in order to better understand the possible future scenarios. Last, but not least, we warmly thank sponsorships and patronages of Italian Glaciological Committee (CGI), Italian Association of Phisical Geography and Geomorphology (AIGEO), Friulian Alpine Society (SAF), Venzone Municipality and the Regional Administration of Friuli Venezia Giulia.

Introduzione

E' con estrema soddisfazione che introduco la conferenza annuale UMFVG, quest'anno giunta alla sua tredicesima edizione, organizzata con il supporto del Parco Naturale Regionale delle Prealpi Giulie. Un convegno che vuole portare all'attenzione del pubblico un argomento tanto di attualità quanto affascinante: l'evoluzione della criosfera, così sensibile ai mutamenti del clima, in un lasso di tempo che va dalla fine dell'ultima glaciazione wurmiana fino ai giorni nostri.

Recenti lavori, pubblicati su riviste internazionali *peer review* del settore, evidenziano come l'ultimo acme glaciale (Last Glacial Maximum o LGM) si sia verificato tra 27mila e 22mila anni fa, quando l'enorme lingua del ghiacciaio tilaventino uscì dalle valli del Tagliamento e del Fella per espandersi a ventaglio nell'alta pianura friulana, assieme al suo abbondante carico detritico. Una visione imponente, che potremmo oggi paragonare, forse, a quella assunta dal ghiacciaio Malaspina, in Alaska (figura 1). Un carico tale di sedimenti, di dimensioni le più svariate, rilasciato alla fronte di questo enorme nastro trasportatore che andò a formare quelle che oggi sono le colline moreniche della periferia nord di Udine, testimoni di quello che fu uno dei più intensi mutamenti climatici della storia del pianeta degli ultimi 30mila anni. Le evidenze, gli indizi e le prove per asserire che fu un enorme ghiacciaio a disegnare e plasmare la geometria



Laurent Dick

Fig. 1
Vista aerea del ghiacciaio Malaspina, Alaska; l'aspetto dell'alta pianura friulana di 22mila anni fa potrebbe non discostarsi molto da questa immagine
Aerial view of Malaspina glacier, Alaska; the appearance of the high friulian plane 22 thousand years ago may not differ much from this picture

delle colline dell'alta pianura friulana sono tali da lasciare veramente pochi dubbi in merito.

Dall' LGM iniziò una fase caratterizzata da regimi fluviali imponenti dovuti alla fusione continua di queste enormi masse ghiacciate che via via si ritiravano sempre più in alto e sempre più all'interno delle nostre montagne. Una fase interrotta da alcune brevi recrudescenze climatiche, l'ultima delle quali avvenuta tra 12.500 e 11.700 anni fa, nota con il nome di Younger Dryas. Da lì in poi il clima continuò a scaldarsi raggiungendo tra gli 8000 ed i 6000 anni fa quello che è chiamato Optimum Climatico Olocenico. Questo miglioramento del clima permise lo sviluppo della società umana, della cultura, delle prime forme di commercio e dell'agricoltura. 6000 anni fa, probabilmente, l'estensione glaciale delle Alpi era molto ridotta rispetto a quella attuale con il bosco che si spingeva anche 200-300 m più in alto di quanto non faccia ai giorni nostri. Gli ultimi 5000 anni sono storia recente, recentissima. Un periodo contraddistinto da una lenta recrudescenza climatica che troverà il suo acme nella piccola età glaciale, tra il 1450 ed il 1850. I resti lasciati dall'avanzata dei ghiacciai alpini di questo periodo sono ancora visibili e praticamente intatti, a volte a poche centinaia di metri dalle attuali fronti glaciali che così rapidamente stanno nuovamente contraendosi e ritirandosi a quote via via più elevate. Un'altalena continua che porta ghiacciai ad espandersi ed a ridursi, se non a scomparire, per poi ricostituirsi ed avanzare ancora verso valle. Un'altalena continua che funziona, naturalmente, da milioni di anni, e che per la prima volta potrebbe essersi inceppata per una motivazione diversa, in gran parte derivante dal nostro sviluppo tecnologico ed energetico… ma questa è un'altra storia, di cui oggi, qui, non parleremo. Parleremo invece dei segni lasciati sul territorio del FVG da questi eventi del passato lontano e recente dalla portata così imponente; parleremo dello stato attuale dei nostri ghiacciai, o di quel poco che di loro, in Friuli Venezia Giulia, resta; parleremo di coloro che si occupano di monitorare, osservare e prevedere l'evoluzione di neve e ghiaccio oggi; parleremo di cosa l'UMFVG stia facendo in questo senso negli ultimi anni grazie anche alle collaborazioni scientifiche instaurate in regione, ma anche all'estero, come il caso della vicina Slovenia. Questo numero speciale della rivista, che di fatto rappresenta gli "Atti della XIII conferenza annuale UMFVG", nasce con l'intento di raccogliere e riassumere le attività di ricerca in campo glaciologico in atto in Friuli Venezia Giulia e nelle vicine Slovenia e Carinzia, che con noi condividono punti di vista diversi delle nostre montagne.

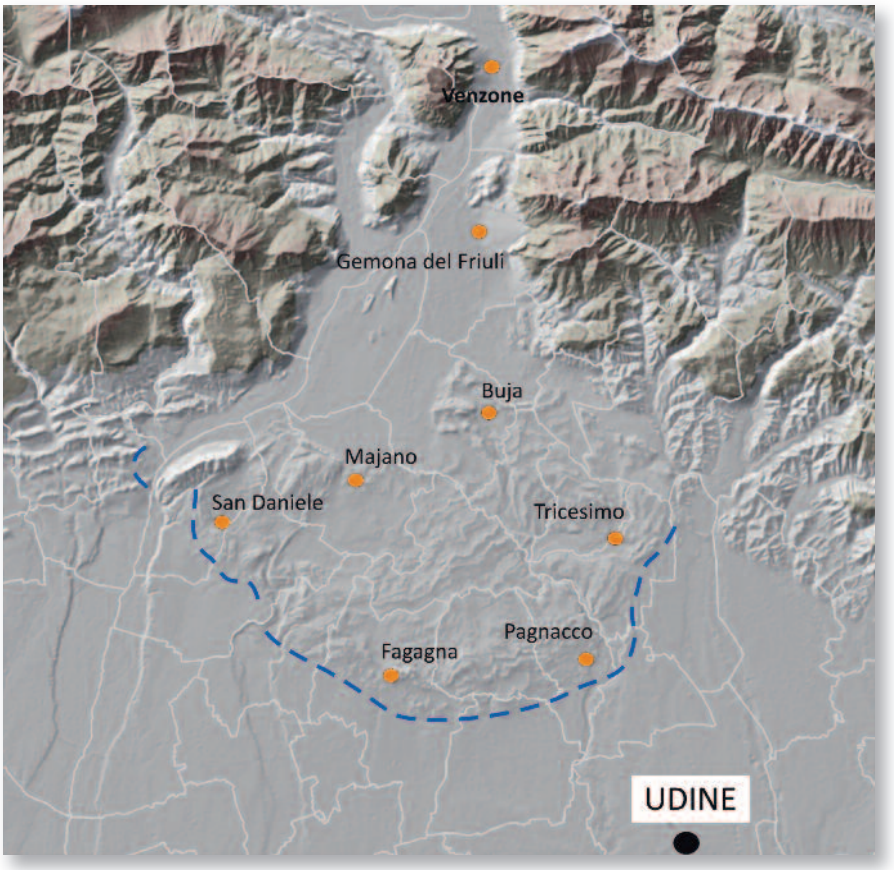


Fig. 2
Modello digitale del terreno (© Regione FVG) grazie al quale è possibile intuire la serie di archi morenici dell'anfiteatro del Tagliamento. La linea azzurra evidenzia la massima fase di avanzata LGM, denominata Santa Margherita (Monegato et al., 2007)
Digital terrain model (© Regione FVG) allow the visualization of the Tagliamento morainic amphitheater. The blue line outlines Santa Margherita maximum advance of LGM (Monegato et al., 2007)

Oltre a ringraziare tutti gli autori che con i loro contributi scientifici hanno permesso la realizzazione di questo numero speciale, devo dire grazie a tutti coloro che in un modo o nell'altro hanno dato il loro contributo, volontario, alla realizzazione di questa edizione della conferenza. Un ringraziamento particolare va anche agli importanti patrocini: Il Comitato Glaciologico Italiano (CGI), l'Associazione Italiana di Geografia Fisica e Geomorfologia (AIGEO), la Società Alpina Friulana (SAF), il Comune di Venzone e la Regione Friuli Venezia Giulia.

Un ringraziamento speciale ai moderatori del convegno:

Fabio Pagan

Biologo e giornalista scientifico, è stato redattore de "Il Piccolo" (sul quale scrive da 45 anni), addetto stampa del Centro internazionale di fisica teorica di Trieste e vicedirettore del Master in comunicazione della scienza della SISSA. Conduttore della trasmissione RAI-Radio3 Scienza, fa parte del direttivo dell'UGIS (Unione giornalisti italiani scientifici). Ha pubblicato "Dentro l'atomo" (Fabbri, 1983) in una collana diretta da Piero Angela e "Io penso che domani" con Margherita Hack (Scienza Express, 2013). Da molti anni collabora con l'UMFVG e coordina la conferenza annuale.

Barbara Pernar

Laureata in Scienze della Comunicazione all'Università di Trieste, dal 2002 lavora come conduttrice presso Radio Punto Zero, conduce il programma del mattino e le numerose rubriche, con la partecipazione di vari ospiti. Appassionata di scienza dai tempi del liceo scientifico, dedica spesso spazi e rubriche ad argomenti che riguardano la meteorologia ed il clima, di cui anche l'emittente Triveneta si occupa quotidianamente. Annualmente segue con interviste, articoli e approfondimenti i convegni dell'UMFVG.

Renato R. Colucci

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa
Comitato Glaciologico Italiano

IL COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO
oltre 100 anni di ricerche glaciologiche in una nuova banca dati

Carlo Baroni
Carlo Baroni è Professore ordinario di Geomorfologia nell'Università di Pisa e vice-direttore del Dipartimento di Scienze della Terra. Afferisce all'Istituto di Geoscienze e Georisorse del CNR di Pisa, è Presidente del Comitato Glaciologico Italiano, coordinatore del monitoraggio dei ghiacciai delle Alpi Centrali e corrispondente nazionale del World Glacier Monitoring Service (WGMS-UNESCO)

Il Comitato Glaciologico Italiano (CGI) è un'istituzione scientifica fondata nel 1895 a Torino nell'ambito del Club Alpino Italiano (con l'iniziale denominazione di "Commissione per lo studio dei ghiacciai") allo scopo di promuovere e coordinare le ricerche italiane nel campo della glaciologia. Dal 1914 il CGI è diventato un organismo indipendente che, con il sostegno del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) e di altri enti e istituzioni, ha condotto e conduce studi scientifici d'interesse glaciologico, coordinando le attività di monitoraggio delle variazioni glaciali e, soprattutto, promuovendo ricerche sulla dinamica e sull'evoluzione dei ghiacciai italiani.

Sin dai primi passi del CGI si sono poste le basi per la costituzione di un archivio storico di documenti originali, principalmente (ma non solo) relativi ai ghiacciai italiani che, come è ben noto, di per sé sono straordinari archivi naturali della storia climatica del nostro Paese. Infatti, oltre a costituire una preziosa risorsa idrica utilizzabile per scopi agricoli, civili e industriali, i ghiacciai sono indicatori ambientali molto sensibili alle variazioni climatiche, in quanto reagiscono alle sollecitazioni esterne mutando forma e dimensioni. I ghiacciai alpini, in particolare, essendo costituiti quasi esclusivamente da ghiaccio a temperatura prossima a quella di fusione (ghiacciai temperati), sono sentinelle particolarmente attente alle variazioni della temperatura (soprattutto dei mesi estivi) e dell'entità delle precipitazioni nevose (e principalmente di quelle invernali).

Il monitoraggio dei ghiacciai italiani

L'importanza del controllo sistematico, e ripetuto nel tempo, degli apparati glaciali venne riconosciuta fin dai primi atti CGI che, da oltre un secolo, promuove campagne glaciologiche. Ogni anno, alla fine della stagione estiva, viene condotta una campagna di rilevamento sistematico delle fronti di numerosi ghiacciai campione, integrata da fotografie riprese da stazioni fisse, osservazioni della copertura nevosa e della morfologia delle fronti glaciali. Questa attività, iniziata alla fine del XIX Secolo, continua con regolarità sin dal 1911 (con limitate interruzioni in alcuni anni di guerra) e ha consentito di raccogliere una delle più lunghe serie di osservazioni delle variazioni frontali esistenti al mondo. Ai risultati delle Campagne Glaciologiche, a partire dal 1927, venne riservata un'apposita sezione del Bollettino del Comitato Glaciologico (I e II serie), ancor oggi mantenuta sulla rivista Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria (III serie del Bollettino, dal 1977). Attualmente, circa 150 ghiacciai campione vengono controllati ogni anno da un numero almeno doppio di operatori, anche in collaborazione con altre associazioni di volontari.

Le campagne glaciologiche pubblicate sul Bollettino del CGI e sulla rivista Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, sono tutte disponibili e liberamente scaricabili dal sito web del CGI (http://www.glaciologia.it/i-ghiacciai-italiani/le-campagne-glaciologiche/?lang=it).

Il bilancio di massa di alcuni ghiacciai italiani, con misure avviate nel 1967 sul Ghiacciaio del Careser (Carturan et al., 2013), interessano oggi una dozzina di ghiacciai, compreso il Ghiacciaio del Calderone sul Gran Sasso, che rappresenta l'unico e ultimo residuo del glacialismo appenninico e il più meridionale dei ghiacciai europei. Le campagne di rilevamento per la determinazione dei bilanci di massa sono condotte da numerosi volontari e ricercatori di varie università italiane.

Tutti i dati relativi alle attività di monitoraggio dei ghiacciai italiani vengono regolarmente trasmessi al World Glacier Monitoring Service (WGMS), attraverso il quale viene garantita la diffusione dei dati raccolti dalla comunità scientifica italiana nei network internazionali (www.geo.uzh.ch/microsite/wgms/).

L'archivio fotografico

Grazie alla raccolta di una preziosissima documentazione fotografica, il CGI ha acquisito un'enorme massa di dati relativi alle variazioni della forma e delle dimensioni delle fronti glaciali, ma anche estremamente utili per ricostruire le variazioni areali e

Fig. 1
I ghiacciai della Lobbia e del Mandrone (Gruppo dell'Adamello) in una preziosa fotografia panoramica del 1904
Lobbia and Mandrone glaciers (Adamello Group) in a valuable landscape photography of 1904

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa
Comitato Glaciologico Italiano

volumetriche di moltissimi apparati. L'insostituibile valore, a futura memoria, dell'utilizzo delle riprese fotografiche nelle ricerche sulla dinamica glaciale fu particolarmente sostenuto da Federico Sacco, membro fondatore della Commissione per lo studio dei ghiacciai e del CGI. I suoi lavori sugli apparati delle Alpi Occidentali, pubblicati quasi un secolo fa sui primi numeri del Bollettino, sono corredati da magnifiche tavole fotografiche che mettono a confronto riprese effettuate in epoche diverse. Oggi l'archivio fotografico del CGI custodisce diverse decine di migliaia di immagini relative ai ghiacciai italiani (ma non solo) impresse su diversi supporti (negativi, stampe b/n e colore, diapositive, dvd e preziose quanto delicate lastre di vetro). La gran mole d'immagini, il parziale deperimento dei supporti cartacei e la fragilità delle lastre di vetro pongono non pochi problemi di conservazione, catalogazione, razionale consultazione e salvaguardia di questo importante patrimonio iconografico. Il CGI ha recentemente avviato un impegnativo programma di sistematica scansione e informatizzazione del patrimonio fotografico, basato sul prezioso contributo di alcuni volontari.

Renato R. Colucci

Fig. 2
Il ghiacciaio dei Forni a fine periodo di ablazione 2011 in una immagine aerea scattata il 15 settembre
Forni Glacier at the end of 2011 ablation season in an aerial photo taken on September 15th

La cartografia storica

Già nel XIX Secolo i primi glaciologi avevano sottolineato l'esigenza di disporre di basi cartografiche accurate dei corpi glaciali tanto che, sin dagli albori, il Bollettino del CGI ha ospitato monografie su singoli apparati glaciali particolarmente rilevanti, corredate da rilievi fotogrammetrici di dettaglio. Il volume n.1 del 1914, ad esempio, si apre con la pubblicazione del rilievo topografico alla scala 1:10.000 della fronte del Ghiacciaio del Miage, prima applicazione italiana mediante stereoautografo Zeiss. Successivamente, la tradizione dei rilievi fotogrammetrici di importanti apparati glaciali, ad esempio quelli del Lys eseguiti dall'Istituto Geografico Militare negli anni 1920 e 1925, si consolida tra il 1955 e il 1975, anche in risposta alle sollecitazioni che venivano dal contesto culturale e scientifico che accompagnato l'Anno Geofisico Internazionale 1957-58. Tutte le carte rilevate e pubblicate sono state scansionate e verranno messe a disposizioni di tutti i ricercatori interessati. Inoltre, per completare il quadro del patrimonio cartografico, meritano certamente un cenno i rilievi inediti che accompagnavano le attività di monitoraggio delle fronti glaciali e che sono custoditi nella sede del CGI.

Il catasto dei ghiacciai italiani: uno strumento di base da costruire e mantenere aggiornato.

Il più antico catasto esistente si deve a Porro (1925) e Porro e Labus (1927). Furono censiti 774 ghiacciai, rappresentati in 4 tavole alla scala di 1:500.000. L'elenco comprendeva 773 ghiacciai alpini e 1 ghiacciaio Appenninico, il Ghiacciaio del Calderone, nel massiccio del Gran Sasso (Abruzzo).

Grazie al supporto del CNR, in occasione dell'Anno Geofisico Internazionale (1957-58), il CGI ha realizzato un catasto dei ghiacciai italiani in 4 volumi (CGI-CNR 1959-1962). I ghiacciai sono rappresentati su carte topografiche dell'IGM alla scala di 1:25.000. Il catasto comprende 838 ghiacciai esistenti alla fine degli anni '50 del XX Secolo, oltre a 190 apparati estinti nei precedenti 50 anni (per un totale di 1028 schede). Distinti per i tre settori nei quali vengono suddivise le Alpi italiane, in Piemonte e Valle d'Aosta vengono censiti 322 ghiacciai, in Lombardia 185, nelle Tre Venezie 330. Le acque di fusione di 534 ghiacciai si riversavano nel bacino idrografico del Po, 255 in quello dell'Adige, mentre 48 ghiacciai appartenevano ad altri bacini idrografici. Il Ghiacciaio del Calderone restava l'unico ghiacciaio dell'Appennino.

Nei primi anni '80 del XX Secolo il CGI ha contribuito alla realizzazione del World Glacier Inventory (WGI 1981-84; http://map.ngdc.noaa.gov/website/nsidc/glacier/viewer.htm) la prima versione in formato elettronico di una banca dati dei ghiacciai italiani. Serandrei Barbero e Zanon (1993) riportano dal WGI 1397 ghiacciai sull'arco alpino (italiano) per un'estensione di 608 km^2, così distinti per settore: Piemonte e Valle d'Aosta: 531; Lombardia, 305; Tre Venezie, 560. Zemp et al. (2008) indicano altresì, sulle Alpi italiane, 1.368 ghiacciai che coprono, in totale, una superficie di 602.4 km^2. La differenza rispetto a quanto indicato da Serandrei Barbero e Zanon è imputabile alla presenza di ghiacciai che si trovano a cavallo del confine di Stato.

Tramite una convenzione con il Ministero dell'Ambiente, attraverso la restituzione fotogrammetrica digitale di fotografie aeree dell'intero arco alpino sulla base del "Volo Italia 1988-89", il CGI ha realizzato un aggiornamento del catasto dei ghiacciai italiani alla fine degli anni '80. Sono stati censiti gli apparati di dimensioni > di 5 ettari; Ajassa et al. (1997) riportano 787 ghiacciai che nel 1988-89 coprivano un'estensione di totale di 474 km^2. Il catasto del 1988-89, sebbene tuttora inedito, rappresenta un momento particolarmente significativo della storia climatico-ambientale recente perché precede di pochi anni l'inizio di una vigorosa fase di contrazione glaciale, tutt'ora in atto.

Non esistono versioni aggiornate e complete del catasto dei ghiacciai italiani, nè in forma cartacea nè, tantomeno, in forma digitale. Peraltro, sono stati recentemente realizzati diversi catasti regionali, provinciali o di Parchi Naturali, alcuni dei quali di pregevole qualità.

Resta comunque viva l'esigenza di disporre di un catasto aggiornato dei ghiacciai italiani e, pertanto, il CGI è sensibile a tutte le iniziative rivolte in questa direzione, anche contribuendo direttamente alla loro realizzazione (Smiraglia et al., 2013).

BARONI C.
Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa
Comitato Glaciologico Italiano

La banca dati glaciologici del CGI

Il CGI ha predisposto un sistema di archiviazione dei dati glaciologici raccolti in oltre un secolo di attività da parte dei suoi operatori (volontari) utilizzando un Sistema Informativo Geografico (Geodatabase di dati cartografici – aereofotografici e fotografici) per la consultazione dei dati stessi nell'ambito dei progetti promossi dal CGI.

Inoltre, tramite convenzioni con diverse università italiane, il CGI offre agli studenti universitari l'opportunità di condurre attività di tirocinio finalizzate all'acquisizione di crediti formativi universitari (CFU) nell'ambito di lauree triennali e/o magistrali delle sedi che hanno aderito a questo progetto. Si tratta di un'iniziativa che vede la partecipazione diretta di forze giovani e motivate alla valorizzazione del patrimonio storico dei dati glaciologici.

Nell'ultimo decennio, numerosi ghiacciai alpini si sono ripetutamente trovati totalmente al di sotto del limite delle nevi perenni, registrando bilanci di massa fortemente negativi, con conseguente spinta riduzione delle risorse idriche custodite dalle nostre montagne. Solo l'inerzia delle masse glaciali ha consentito loro di superare le fasi più critiche: il forte squilibrio che sembra caratterizzare i ghiacciai rispetto alle condizioni climatiche attuali suggerisce che, se perdurerà questa situazione, si debbano attendere ulteriori, drammatiche riduzioni areali e volumetriche dei ghiacciai alpini.

Quali potranno essere le conseguenze sull'utilizzazione delle risorse idriche immagazzinate nei ghiacciai? Quali scenari dobbiamo attenderci nei prossimi decenni? A queste domande non vi è una risposta certa e univoca; sarebbe pertanto auspicabile una maggiore consapevolezza scientifica del mondo glaciale alpino, che puo' derivare solo da un'approfondita conoscenza dei ghiacciai, della loro dinamica, degli archivi d'informazioni paleombientali che in essi sono custoditi e della loro storia antica e recente.

La banca dati glaciologici del CGI rappresenta un importante archivio da tutelare, valorizzare e rendere fruibile non solo alla comunità scientifica, ma anche a un pubblico più vasto, che comprenda gli appassionati della montagna e dell'ambiente.

Il mezzo di distribuzione delle informazioni oggi è fornito dal web e dall'utilizzo di sistemi informatici di archiviazione e consultazione dei dati online.

The Italian Glaciological Committee over a Century of glaciological research in a new data-base

The Italian Glaciological Committee (CGI) has been working in Italy since 1895, with the task to promote and to coordinate research in the field of glaciology. Originally the CGI was a commission for the study of Italian glaciers within the Italian Alpine Club (CAI); since 1915, it became independent organism with the support of the National Research Council (CNR) and of other organizations and agencies interested in glaciological research.

Since its origin, the CGI recognized the importance of systematic monitoring of Italian glaciers and, in particular, of measurement of frontal variations. This activity is regularly conducted since the end of the 19th Century, supplying therefore one of the longest observations series of glaciers frontal variations in the world. The annual glaciological surveys allowed acquiring a large amount of data and a precious photographic documentation. A section of the CGI Bulletin is dedicated, since 1927, to the results obtained in the framework of the glaciological campaigns (http://www.gfdq.glaciologia.it/).

At present, approximately 150 glaciers are monitored every year by a large number of voluntary surveyors, also linked to other associations (http://www.glaciologia.it/i-ghiacciai-italiani/le-campagne-glaciologiche/?lang=en).

Mass balance of selected Italian glaciers is measured since 1967 (e.g. Careser Glacier). About a dozen of glaciers are presently monitored for measuring the glaciological mass balance. All the collected data related to the monitoring of frontal variations and annual mass balances measured in the Italian Alps contribute to the World Glacier Monitoring Service (WGSM) database (www.geo.uzh.ch/microsite/wgms/).

Glacier inventories represent important tools, which allow the quantification of glaciers extension and volumes. Porro (1925) compiled the oldest inventory of the Italian glaciers: 774 glaciers are represented in 4 maps at the scale of 1:500.000 (Atlas of the Italian Glaciers; Porro and Labus, 1927; http://www.glaciologia.it/pubblicazioni/?lang=en). This systematic work on the Italian glaciers is amongst the first examples of glacier inventories in the world: 773 glaciers were identified in the Alps whereas only 1 glacier (Ghiacciaio del Calderone in the Gran Sasso Massif) was reported in the Apennines, at the southernmost glacierization limit of Europe.

On the occasion of the International Geophysical Year in 1957-1958, the CGI surveyed a new inventory, published in four volumes (CGI-CNR, 1959; 1962). The CGI-CNR inventory include 838 glaciers, which existed at the end of the 1950s; 190 glaciers that disappeared from the previous inventory are also reported. In total 1028 glaciated units were

Renato R. Colucci

Fig. 3
Crepacci al ghiacciaio dei Forni, estate 2010
Crevasses on Forni Glacier, summer 2010

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa
Comitato Glaciologico Italiano

documented (http://www.glaciologia.it/ghiacciai.html). In the volumes, glaciers of the Italian Alps are grouped in three main sectors: 322 glaciers are hosted in the Western Alps, 185 glaciers in Central Alps, 330 glaciers in the Eastern Alps. The meltwater generating from these sectors was also summarized. 534 glaciers contributed to the hydrological regime of Po River (the main Italian River), 255 glaciers to the Adige River and the remaining 48 glaciers belonged to other hydrological basins. The southernmost Italian glacier, the Ghiacciaio del Calderone was still the only glacier in the Apennines.

Data collected by the CGI also contributed to the World Glacier Inventory (WGI 1981-84), in which are reported 1397 glaciers of the Italian Alps, covering a total extension of 608 km2 (531 glaciers in Western Alps, 305 in Central Alps, and 560 in Eastern Alps).

The more recent updating of the Italian glaciers inventory refers to 1988-'89. Based on an aerial photogrammetrical survey conducted across the entire Italian Alps, the inventory was supported by the Italian Minister of the Environment. This inventory considers 787 glaciers with dimensions greater than 0.05 km^2, which covered a total area of 474 km^2 (about 20% of the total extension of the glaciers in the Alps). The comparison between the two CGI inventories evidences a drastic reduction of the glacierized areas in the Italian Alps from 1958 and 1988-89. The Gran Sasso Massif hosts the remnant of the last Apennine glacier, the Calderone Glacier, now reduced to little more than a debris covered glacieret.

The largest glacial complex of the Italian Alps is the Adamello Glacier, a composite summit glacier (about 18 km2 in 1991, 16 km^2 in 2007), while the larger valley glacier is the Forni Glacier in the Ortles-Cevedale Group (about 13 km^2 in 1991, 12 km^2 in 2003). Over 80% of the Italian glaciers, however, consists of glaciers very small in size.

The Italian glaciers, since the end of the maximum Holocene advance (occurred during the Little Ice Age, in the first half of the 19th Century) have experienced a phase of generalized retreat, accentuated in the 50s of the 20th Century, which was followed by a slight advancing stage culminated in the late '70s and early '80s. Since the '90s there was a general withdrawal of almost all the Italian glaciers. Since the second half of the 19th Century the Italian glaciers lost more than 40% of their areal extension. The mean annual snow line rose about 100 m, as a mean. Many of the wider glaciers subdivided originating minor glacial bodies. Several small glaciers disappeared or are presently reduced to glacierets, while many others are almost completely debris-covered.

In recent years, almost 100% of the Italian glaciers are retreating; numerous alpine glaciers have repeatedly found entirely below the snowline, recording significant frontal retreat, contractions of the accumulation basins, thinning of glacial bodies and tongues. Only the inertia of the ice has allowed glaciers to overcome these critical steps: the strong imbalance that seems to characterize the glaciers compared to current climatic conditions suggests that if this situation will last, further dramatic areal and volume reductions must be expected.

Riferimenti Bibliografici

Ajassa R., Biancotti A., Biasini A., Brancucci G., Carton A. and Salvatore M.C. (1997) - Changes in the numberand area of Italian Alpine glaciers between 1958 and 1989. Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, 20, 293-297.

Ajassa R., Biancotti A., Biasini A., Brancucci G., Caputo C., Pugliese F., Salvatore M.C. (1994) – Catasto dei ghiacciai italiani: primo confronto tra i dati 1958 e 1989. Il Quaternario, 7 (1), 497-502.

Carton A., Baroni C., Seppi R. (2003) - La cartografia antica ed attuale negli studi di glaciologia e di geologia glaciale. Boll. AIC, nn 117-118-119, 376-396.

Carturan L., Seppi R. (2007) - Recent mass balance results and morphological evolution of Careser glacier (Central Alps). Geografia Fisica Dinamica Quaternaria, 30 (1), 33-42.

Carturan L., Baroni C., Becker M., Bellin A., Cainelli O., Carton A., Casarotto C., Dalla Fontana G., Godio A., Martinelli T., Salvatore M.C., and Seppi R. (2013) - Decay of a long-term monitored glacier: the Careser glacier (Ortles-Cevedale, European Alps), The Cryosphere, in stampa.

Citterio M., Diolaiuti G., Smiraglia C., D'Agata C., Carnielli T. & Siletto G.B. (2007) – The shrinkage of Italian glaciers: an overview from the first complete database of terminus fluctuations for the Italian Alps and from regional area change data. Geografiska Annaler (Ser. A), v. 89(3), 167-184.

Comitato Glaciologico Italiano – Consiglio Nazionale delle Ricerche (1959) – Catasto dei Ghiacciai Italiani, Anno Geofisico Internazionale 1957-1958. Elenco generale e bibliografia dei ghiacciai italiani. Comitato Glaciologico Italiano, Torino, v. 1, 172 p.

Comitato Glaciologico Italiano – Consiglio Nazionale delle Ricerche (1961a) – Catasto dei Ghiacciai Italiani, Anno Geofisico Internazionale 1957-1958. Ghiacciai del Piemonte. Comitato Glaciologico Italiano, Torino, v. 2, 324 p.

Comitato Glaciologico Italiano – Consiglio Nazionale delle Ricerche (1961b) – Catasto dei Ghiacciai Italiani, Anno Geofisico Internazionale 1957-1958. Ghiacciai della Lombardia e dell'Ortles-Cevedale. Comitato Glaciologico Italiano, Torino, v. 3, 389 p.

Comitato Glaciologico Italiano – Consiglio Nazionale delle Ricerche (1962) – Catasto dei Ghiacciai Italiani, Anno Geofisico Internazionale 1957-1958. Ghiacciai delle Tre Venezie (escluso Ortles-Cevedale) e dell'Appennino. Comitato Glaciologico Italiano, Torino, v. 4, 309 p.

Lesca C. (1971): L'archivio fotografico del C.G.I. e la sua catalogazione con elaboratore. Boll. Comit. Glac. It., 19, 31-42.

Malaroda R. (1995) – Cento anni di ricerca glaciologica in Italia. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 18, 159-162.

Porro, C. (1925) - Elenco dei Ghiacciai Italiani. Parma, Ufficio Idrografico del Po, 61 p.

Porro, C. and Labus P. (1927) - Atlante dei Ghiacciai Italiani. Firenze, Istituto Geografico Militare.

http://www.glaciologia.it/pubblicazioni/?lang=en

Santilli M., Orombelli G., Pelfini M. (2002)- The variation of Italian glaciers between 1980 and 1999 inferred by the data supplied by the Italian Glaciological Committee. Geografia Fisica Dinamica Quaternaria., 25 (1), 61-76.

Serandrei-Barbero R. and Zanon G. (1993) - The Italian Alps, in: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World - Europe, edito da R.S. Williams e J. G. Ferrigno, USGS Professional Paper 1386-E, Washington D.C.

Smiraglia C., Diolaiuti G., D'Agata C., Maragno D., Baroni C., Mortara G., Perotti L., Bondesan A., Salvatore M.C., Vagliasindi M., Vuillermoz E. (2013) - The new Inventory of Italian Glaciers: Present knowledge, applied methods and preliminary results. Geophysical Research Abstracts, v.15, EGU2013-10654, EGU General Assembly, Vienna,

Zemp M., Paul F., Hoelzle M. and Haeberli W. (2008) - Glacier Fluctuations in the European Alps, 1850-2000. In Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science and Society, eds. B. Orlove, E. Wiegandt and B.H. Luckman, 152-167. Berkeley, CA: University of California Press

World Glacier Inventory (WGI 1981-84) - http://map.ngdc.noaa.gov/website/nsidc/glacier/viewer.htm

World Glacier Monitoring Service - http://www.geo.unizh.ch/wgms/

Università degli Studi di Milano - con la collaborazione di Comitato EvK2CNR e Comitato Glaciologico Italiano(1)

(1) *La ricerca è sviluppata grazie al sostegno di Sanpellegrino – brand Levissima – e di EvK2CNR (con il supporto del Progetto di Interesse del Piano Nazionale delle Ricerche "NextDATA" del CNR)*

IL NUOVO CATASTO DEI GHIACCIAI ITALIANI

finalità, metodologie, problemi e primi risultati

Claudio Smiraglia

Claudio Smiraglia è professore ordinario di geografia fisica e geomorfologia presso il Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" dell'Università degli Studi di Milano. Si occupa prevalentemente di glacialismo attuale e delle sue variazioni recenti, delle relazioni clima-ghiacciai, dell'utilizzo turistico dei ghiacciai, temi sui quali ha pubblicato oltre 200 lavori scientifici e numerosi lavori divulgativi. Ha compiuto ricerche, oltre che sulle Alpi, anche nelle principali aree glaciali della Terra. E' stato presidente del Comitato Glaciologico Italiano e del Comitato Scientifico del Club Alpino Italiano

Abstract

Due to the global temperature increase, the glaciers located in Italy, as in almost each region of the world, had a strong retreat in the last century, with an acceleration in the first decade of the XXI century. Thanks to their climatic, economic and hydrologic importance, a new global inventory is required to better understand their current characteristics and their recent evolution. After the inventories coordinated by Italian Glaciological Committee in 1925, 1959-1962, 1989, in spite of the appearance of many excellent local and regional inventories, an updated picture of Italian glaciers was lacking. A project of a new inventory is just started, based on an agreement among the University of Milano, the Ev-K2-CNR Committee and Sanpellegrino-Levissima, with the scientific support of the Italian Glaciological Committee. Digital glacier outlines will be extracted by the elaboration of recent (2007-2012) ortophotographs; a data base containing a minimum set (15) of current and historical glacier parameters is nearing completion. The first results regard the region of Lombardy in the central Italian Alps. Here 209 ice bodies have been detected, covering a total surface area of 89 km^2, compared to the 167 ice bodies of the 1959-1962 Inventory when the glaciers covered 115 km^2.

Le variazioni glaciali sono sicuramente uno dei segnali più chiari ed evidenti esistenti in natura dell'incremento termico in atto dalla metà del XIX secolo. Questo fenomeno è caratterizzato anche da un'accelerazione verificatasi nell'ultimo decennio. A ciò si aggiunge anche l'importanza pratica e applicata delle masse glaciali e delle loro acque di fusione. I ghiacciai possono infatti essere definiti una importante risorsa idrica, energetica, paesaggistica e anche turistica. Da ciò deriva l'importanza della conoscenza delle loro dimensioni attuali, nonché delle variazioni recenti di queste dimensioni. Uno strumento ampiamente utilizzato a questo scopo è il catasto o inventario dei ghiacciai, in pratica un elenco che mette in evidenza le loro principali caratteristiche a livello qualitativo e quantitativo, e permette quindi, se ripetuto nel tempo, di cogliere le loro variazioni.

Il nostro Paese ha un'antica e grande tradizione in questo campo. Uno dei primi catasti glaciali fu infatti realizzato nel 1925 ad opera di Carlo Porro nell'ambito delle iniziative del Comitato Glaciologico Italiano; nell'occasione vennero censiti 774 ghiacciai. L'opera più significativa, e all'avanguardia per il suo tempo, fu il Catasto dei Ghiacciai Italiani realizzato fra il 1959 e il 1962 sempre dal Comitato Glaciologico Italiano con il supporto del CNR. Il numero dei ghiacciai elencati assomma a 838 unità glaciali (comprendendo quindi ghiacciai in senso stretto e glacionevati) con una superficie totale di poco più di 500 km^2. Alla fine degli Anni Settanta del XX secolo il Comitato Glaciologico Italiano programma la partecipazione al catasto internazionale dei ghiacciai (World Glacier Inventory) che viene pubblicato nel 1989 a livello di sintesi, mentre i dati dei singoli apparati vengono divulgati successivamente su un apposito sito internet del World Glacier Monitoring Service. La superficie totale risulta di circa 600 km^2 con un sensibile incremento numerico degli apparati. Nel 1989 sempre il Comitato Glaciologico Italiano, su incarico del Ministero dell'Ambiente, realizza un primo aggiornamento del vecchio catasto CGI-CNR, evidenziando una riduzione numerica e di superficie (circa 480 km^2). Successivamente è mancato un aggiornamento globale, anche se sono stati realizzati ottimi catasti regionali sia con appositi volumi sia con divulgazione in rete. Attualmente sono in corso due realizzazioni: la prima coordinata dal Comitato Glaciologico Italiano e dall'Università di Brescia che costituisce la partecipazione italiana al progetto internazionale GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) e che prevede la mappatura e la raccolta di dati sui ghiacciai attuali utilizzando immagini da satellite. La seconda, cui è dedicato questo contributo, che si configura come un aggiornamento del vecchio catasto e che si basa sull'utilizzo di ortofoto.

L'obiettivo di questo progetto è quello di rispondere ad alcune domande di base di interesse non solo scientifico, ma anche culturale, divulgativo e applicato: 1) quanti sono i ghiacciai italiani? 2) qual'e' la loro superficie? 3) come si è modificata in tempi recenti?

Si è ritenuto che le risposte dovessero venire in tempi relativamente brevi (meno di due anni) con uno strumento agile e di larga divulgazione, quindi con la compilazione di un catasto-elenco che offrisse un numero limitato ma essenziale di dati. Il progetto si basa su una convenzione che vede l'Università degli Studi di Milano capofila e partner scientifici sia enti pubblici che privati. Di particolare importanza è la collaborazione scientifica del Comitato Glaciologico Italiano e il coinvolgimento di numerose realtà regionali e provinciali e di vari enti culturali esperti del settore; il progetto ha avuto anche il patrocinio del World Glacier Monitoring Service di Zurigo. Si realizzerà in questo modo un primo livello scientifico e divulgativo che costituirà la base per successivi auspicati ampliamenti ed approfondimenti, ad opera di tutti gli enti interessati. Questo soprattutto nell'ambito di confronti multitemporali a scala globale e regionale, che consentiranno di analizzare a diversa risoluzione temporale ritmi ed intensità della contrazione glaciale in atto.

Come strumento di base per l'individuazione dei corpi glaciali si utilizzano ortofoto recenti (2007-2012) a grande scala (1:5.000), la cui elevata accuratezza (2 m) permette di delimitare i ghiacciai con precisione. Le ortofoto vengono interpretate in ambiente GIS, il che permette la gestione dei dati che assumono valenza geografica e territoriale. E' chiaro che alla validazione dei dati contribuiscono anche i catasti regionali e provinciali già esistenti, la documentazione cartografica e in casi particolari i rilievi diretti sul terreno.

Vanno sottolineate le peculiarità del glacialismo italiano, che, unico fra gli Stati alpini, vede ghiacciai in tutti i settori delle Alpi, dalle Marittime alle Giulie, con l'assoluta prevalenza numerica di apparati di piccole dimensioni (<0,5 km^2) e con una vasta ricchezza tipologica (dai ghiacciai vallivi composti a quelli di altopiano con lingue radiali, a quelli di circo).

I principali problemi generali nella realizzazione del progetto riguardano non tanto la risoluzione delle immagini, che come si è detto è molto elevata, quanto piuttosto le loro caratteristiche "ambientali", in particolare la copertura nuvolosa e soprattutto la coper-

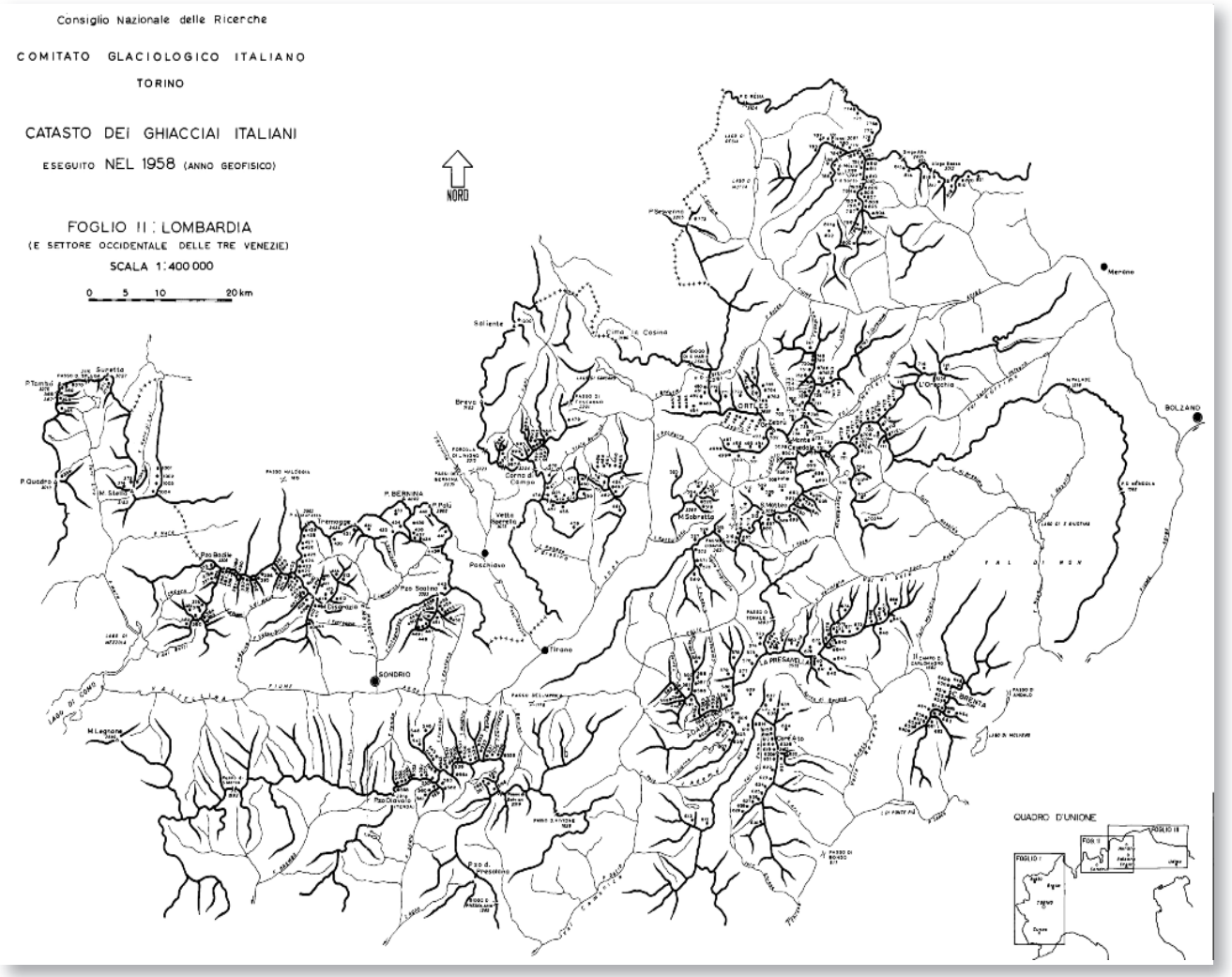


Fig. 1
Catasto CGI-CNR 1959-1962: carta d'insieme dei ghiacciai lombardi
CGI-CNR Inventory 1959-1962: map of Lombardy glaciers

tura nivale, che devono essere le più ridotte possibile. Questa esigenza ha comportato l'utilizzo di ortofoto non totalmente omogenee dal punto di vista temporale (si va infatti dal 2007 al 2012). Un fenomeno molto diffuso è la frammentazione dei ghiacciai preesistenti in unità separate, il che pone problemi nell'individuazione dei singoli apparati; in linea di massima vengono considerati nuovi individui glaciali quelli derivanti da frammentazione che dispongono però di un bacino collettore autonomo che ne garantisce l'individualità come corpo glaciale (casi estremi il Ghiacciaio dello Zebrù in Lombardia, diviso in due colate con bacini collettori autonomi e indipendenti e il Ghiacciaio della Brenva in Valle d'Aosta, la cui lingua si è separata ma non ha un bacino collettore autonomo; in questo secondo caso si mantiene una sola unità glaciale con un dato complessivo di superficie e con l'indicazione nelle note dell'evento). Dalle frammentazioni deriva anche un problema di toponomastica; a questo proposito si è cercato di evitare la creazione di nomi totalmente nuovi, a meno che questi non fossero già presenti nei catasti regionali.

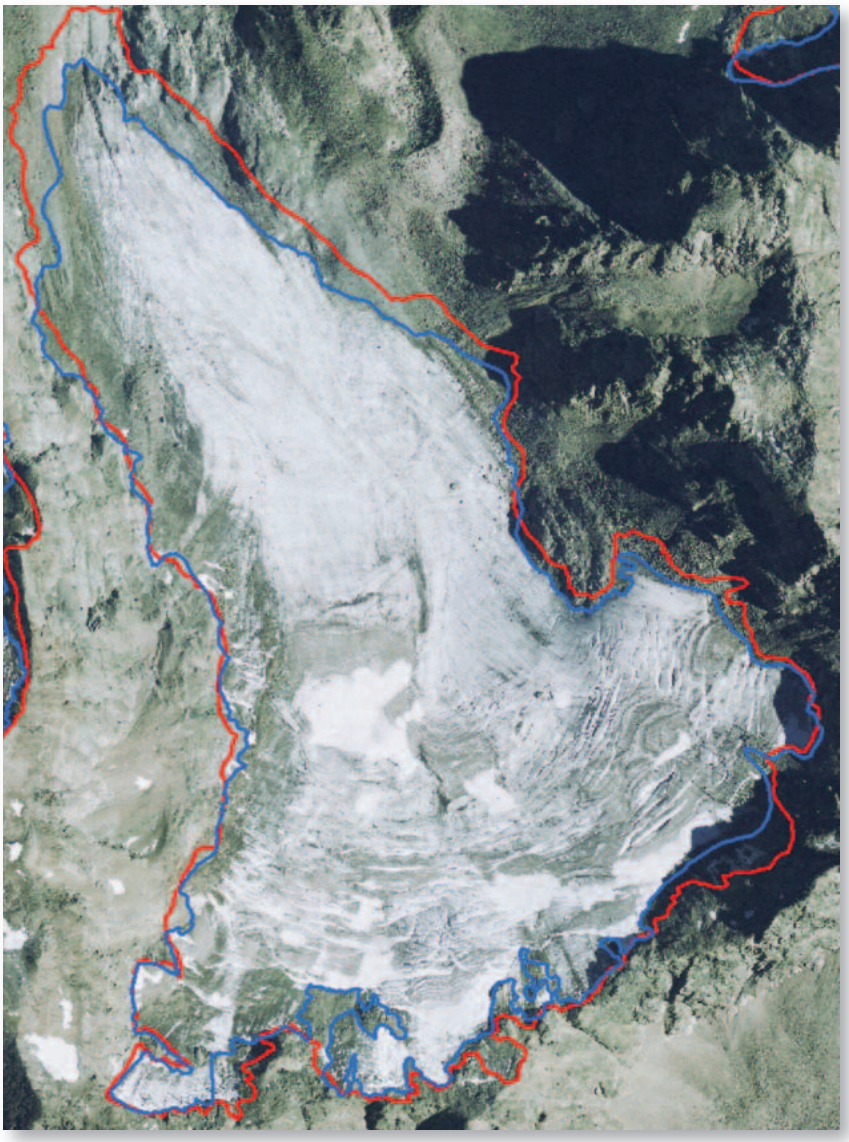
Il maggiore problema, non ancora del tutto risolto, nella individuazione e nella delimitazione dei ghiacciai, che costituisce sicuramente la maggiore fonte di imprecisioni, è però la presenza del detrito superficiale, che fra l'altro ha avuto in questi ultimi anni un notevole incremento. Il detrito limita infatti la possibilità di una univoca delimitazione del perimetro e dell'area glaciali, in qualche caso rendendola addirittura impossibile. Per ridurre al massimo le imprecisioni si sono considerate soprattutto le caratteristiche morfologiche locali: zona di origine dei corsi d'acqua di fusione glaciale, morfologie convesse o concave, presenza di falesie di ghiaccio, etc.

In sintesi si è attuata una suddivisione regionale (o provinciale nel caso del Trentino-Alto Adige), predisponendo delle schede che contengono i dati dei ghiacciai individuati.

Per ogni unità glaciale sono elencati quindici parametri che evidenziano le principali caratteristiche attuali e anche quelle storiche, permettendo così un immediato confronto.

In particolare vengono inseriti:

Nome
Codice CGI
Codice WGI
Coordinate
Raggruppamento montuoso
Regione/Provincia
Bacino idrografico
Tipologia
Area in km2
Anno rilievo
Area CGI
Area WGI
Esposizione
Note
Fonte



Ortofoto Regione Lombardia

Fig. 2
Il Ghiacciaio Dosdè W (Alpi Lombarde): limiti 2003 (in rosso) e 2007 (in blu) (Ortofoto Regione Lombardia)
Dosdè Glacier W (Lombardy Alps): 2003 limits (in red) and 2007 (in blue) (Ortophoto Lombardy Region)

G. Mentasti - Archivio P. Casati

Claudio Smiraglia

Fig. 3
Il Ghiacciaio della Sforzellina (Alpi Lombarde); a sinistra 1929, a destra 2013
Sforzellina Glacier (Lombardy Alps): left 1929; right 2013

Al momento attuale il lavoro di elaborazione delle ortofoto e di preparazione delle tabelle, è stato completato per Lombardia, Trentino, Veneto, Piemonte, Friuli, Abruzzo (dove si localizza l'unica unità glaciale appenninica); i dati sono in fase di revisione da parte del Comitato Glaciologico Italiano e dei vari enti che collaborano al progetto.

I primi risultati riguardanti la Lombardia (e derivanti da ortofoto 2007-2010 cortesemente fornite dalla Regione e anche da province e comuni) indicano che la superficie attuale complessiva è di 89 km^2 suddivisa in 209 apparati. Un primo confronto con i dati del catasto CGI-CNR, pur tenendo conto delle metodologie molto diverse di raccolta dei dati, che rende difficoltoso il confronto stesso, indica senza dubbio una sensibile riduzione areale (115 km^2 nel 1959-1962, con una riduzione percentuale del -23%). Questo a fronte di un incremento nel numero dei ghiacciai che sono passati a 167 a 209, a causa di numerose frammentazioni. Fra i più interessanti va ricordato il Ghiacciaio dello Zebrù, nel gruppo dell'Ortles-Cevedale, formato oggi da due colate separate nettamente distinte, Zebrù Ovest e Zebrù Est, che negli anni 50 confluivano in un unico corpo. Lo stesso è avvenuto per il Ghiacciaio di Dosegù, oggi separato in due ghiacciai distinti, Dosegù e Pedranzini. Sull'Adamello va evidenziato il caso del Ghiacciaio Venerocolo, frammentato in due individui, Venerocolo e Frati, a cui sono stati assegnati nomi diversi poiché ciascun frammento può essere considerato un ghiacciaio attivo a se stante.

Nei singoli gruppi montuosi lombardi le variazioni della superficie glaciale sono però molto diversificate: si passa, infatti, dal quasi dimezzamento areale dei ghiacciai del gruppo Tambò-Stella, in alta Valle Spluga alla perdita di più di un terzo della superficie per i ghiacciai dell'Ortles-Cevedale, in alta Valtellina.

Anche le prime analisi dei dati degli altri settori confermano senza alcun dubbio l'involuzione del glacialismo italiano. A questo proposito si può ricordare che l'unico ghiacciaio appenninico, quello del Calderone, ha quasi dimezzato la sua superficie (passando da 0,06 km^2 a 0,04 km^2) e soprattutto si è frammentato in due spezzoni separati, che non presentano più evidenze di flusso; ciò ha comportato che la sua classificazione venisse mutata da "ghiacciaio" a glacionevato, termine con il quale si indica una piccola massa di ghiaccio e nevato situata in cavità o su pendii, senza strutture che indichino movimento, come i crepacci, che rappresenta la forma embrionale o terminale di un ghiacciaio vero e

proprio.

I ghiacciai italiani si allineano quindi alla tendenza ormai pressoché generale di una riduzione, in qualche caso di un collasso, del glacialismo montano a livello planetario, come segnalato anche dall'ultimo rapporto IPCC (2013). L'estinzione sulle Alpi italiane in un futuro non lontanissimo di questa risorsa e soprattutto di questo simbolo dell'alta montagna, si avvia quindi a divenire più di una semplice ipotesi. Ne scaturiscono da una parte la necessità di uno studio sempre più accurato di questo fenomeno, dall'altra l'esigenza di una riflessione operativa sui rapporti che la nostra specie sta intrattenendo con l'ambiente che ci ospita.

R. Torcelli, 2011

Fig. 4
Il Ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso): ultimo lembo di glacialismo appenninico
Calderone Glacier (Gran Sasso); last remnant of Appenine glacialism

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
Nome	Codice CGI	Codice WGI	Coordinate	Raggruppamento montuoso: SEZIONE-Sottosezione-Settore di Sottosezione	Bacino idrografico	Regione/ Provincia autonoma	Tipologia	Area km2	Data rilievo	Area CGI km2	Area WGI km2	Esp
LOMBARDIA												
TAMBO' - STELLA												
Pizzo Quadro Nord	364,0	IL01113002	46°23' 17.4372"N, 9°16'58.1031"E	LEPONTINE - Leponline Orientali - Tambò	PO-Adda-Mera	Lombardia	glacionevato	0,03	2007	0,25	0,15	NE
Pizzo Ferrè	365,0	IL01113003	46°23' 57.2122"N, 9°16'45.2061"E	LEPONTINE - Leponline Orientali - Tambò	PO-Adda-Mera	Lombardia	montano	0,66	2007	0,90	0,79	NE
Passo Zoccone	368,0	IL01113005	46°23' 55.8952"N, 9°16'36.9995"E	LEPONTINE - Leponline Orientali - Tambò	PO-Adda-Mera	Lombardia	glacionevato	0,05	2007	0,10	0,14	NE
Pizzo Tambò	369,0	IL01113006	46°23' 43.3679"N, 9°17'09.9558"E	LEPONTINE - Leponline Orientali - Tambò	PO-Adda-Mera	Lombardia	montano	0,09	2007	0,10	0,13	SE
Suretta Sud	371,0	IL01113007	46°30' 19.4994"N, 9°21'49.9929"E	RETICHE OCCIDENTALI- Platta - Suretta Stella	PO-Adda-Mera	Lombardia	montano	0,19	2007	0,25	0,41	SO
Orsareigia	372,0	IL01113008	46°30' 09.4099"N, 9°22'17.2346"E	RETICHE OCCIDENTALI- Platta - Suretta Stella	PO-Adda-Mera	Lombardia	glacionevato	0,04	2007	0,07	0,12	S
Mortèe	373,0	IL01113009	46°23' 02.6870"N, 9°25'02.5683"E	RETICHE OCCIDENTALI- Platta - Suretta Stella	PO-Adda-Mera	Lombardia	glacionevato	0,07	2007	0,22	0,25	NO
Pizzo Rosso	1002,0	IHP01313G12	46°23' 07.7340"N, 9°27'45.3274"E	RETICHE OCCIDENTALI- Platta - Suretta Stella	RENO-Reno di Dentro-Reno di Lej	Lombardia	montano	0,12	2007	0,22	0,19	NO
Cima di Lago Nord	1003,0	IHP01313G13	46°22' 47.2127"N, 9°27'37.6980"E	RETICHE OCCIDENTALI-	RENO-Reno di Dentro-Reno di Lej	Lombardia	montano	0,11	2007	0,17	0,14	NO

Fig 5
Bozza parziale della scheda Lombardia del nuovo catasto dei ghiacciai italiani
Partial draft of Lombardy formo f the new inventory of italian glaciers

MONEGATO G.
C.N.R. - Istituto di Geoscienze e Georisorse di Torino

IL GLACIALISMO NELLA BASSA VALLE DEL TAGLIAMENTO E NELLE PREALPI GIULIE DURANTE L'ULTIMA GLACIAZIONE

Giovanni Monegato
Giovanni Monegato, ricercatore a Torino presso l'Istituto di Geoscienze e Georisorse del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), ha lavorato come rilevatore delle successioni quaternarie per il progetto CARG-FVG dal 1998 al 2006 per i fogli "Maniago", "Udine" e "Gemona del Friuli" e nel 2006-2007 per il progetto GEO-CGT per i fogli "Gorizia" e "Palmanova". E' leader del progetto INQUA "Circumalpine events and correlations in the Late Pleistocene"

Abstract

The present work provides a synthesis of recent evolution in the knowledge of the last glaciation in the Alps from the reconstruction of the glacial dynamics in the lower Tagliamento catchment and the Julian Prealps to the correlation with other well constrained Alpine systems. The spread of the valley glaciers at their maximum advance occurred at about 26-28 ka cal BP and maintained, with oscillations of the front, till about 22 ka cal BP. After 19.5 ka cal BP the glaciers withdrew into the valley. The southeastern Alps experienced large valley glaciers, despite the low average elevation, because of higher precipitation rates, that determined also an Equilibrium Line Altitude estimated between 1100-1200 m a.s.l. for the Last Glacial Maximum.

Lo studio dell'espansione dei ghiacciai alpini durante l'Ultimo Massimo Glaciale ha permesso, nell'ultimo decennio, di migliorare le conoscenze sulla cronologia della glaciazione nelle sue varie fasi. Studi multidisciplinari in vari settori della catena alpina hanno permesso di stabilire che l'avanzata dei ghiacciai lungo le valli aveva già raggiunto una prima fase di massimo attorno ai 28-26.000 anni (datazioni radiocarbonio calibrate, Spötl et al., 2013). In seguito le fronti dei principali ghiacciai rimasero posizionate nella posizione di massimo fino a circa 22.000 anni. Durante questo periodo, le fronti glaciali ebbero delle oscillazioni, testimoniate negli anfiteatri morenici alpini da serie di morene concentriche nel settore che marca la massima avanzata. A partire da 22.000 anni iniziò il ritiro delle masse glaciali; dapprima lento, poi, a seconda anche del bacino di alimentazione considerato, sempre più rapido. Attorno a 19.500 le fronti dei ghiacciai si erano già ritirate all'interno delle valli. Durante la deglaciazione, alcuni periodi di breve avanzata dei ghiacciai principali sono documentate, le fasi "stadiali" sono complessivamente 4 (Ivy-Ochs et al., 2008).

Le montagne friulane, durante l'ultima glaciazione, sono state interessate dall'espansione di ghiacciai vallivi, in particolare quello del Tagliamento la cui fronte è arrivata nell'alta pianura formando un apparato morenico frontale, chiamato anche anfiteatro morenico tilaventino. Gli altri ghiacciai vallivi originatisi nelle montagne friulane sono stati quelli del Cellina, ed in parte quelli dell'Isonzo e della Sava. Il sistema del Tagliamento è, rispetto agli altri, l'apparato più studiato (tra i vari lavori si possono ad esempio citare: Taramelli, 1975; Feruglio, 1925; Carraio & Petrucci, 1976;

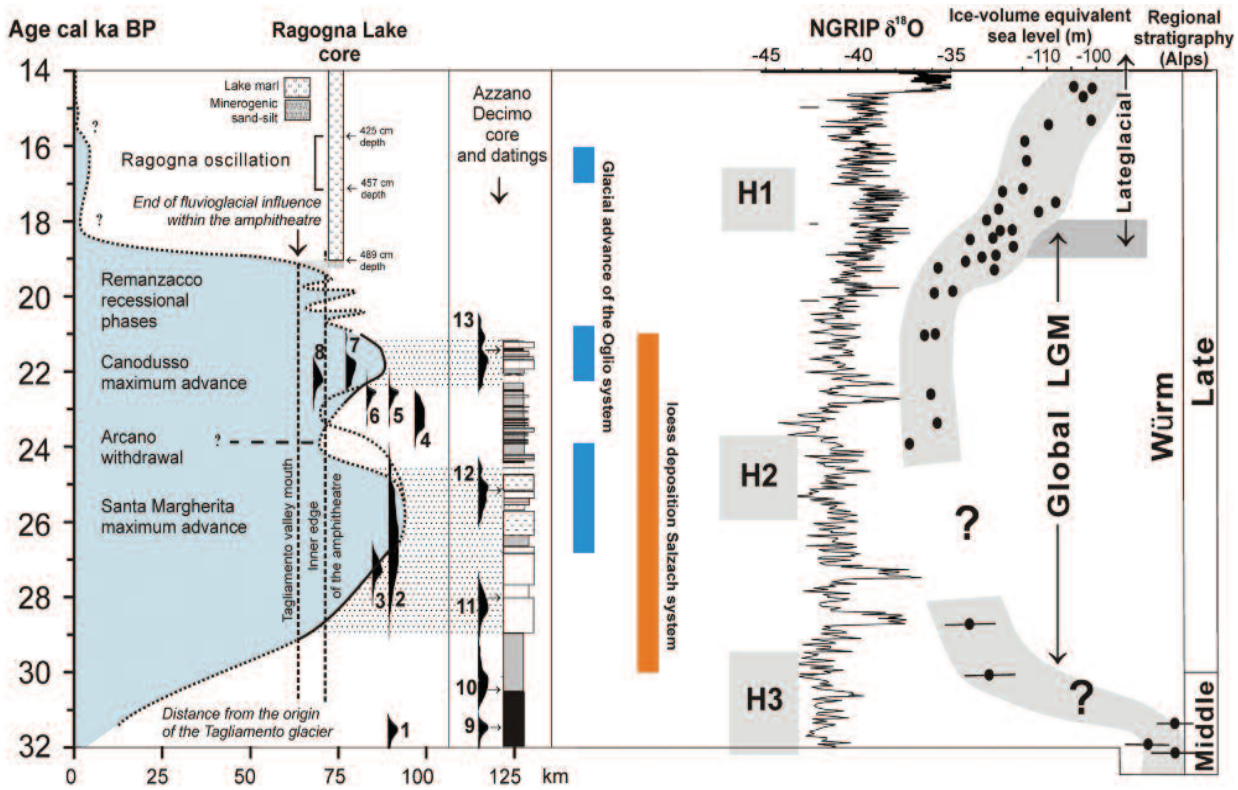


Fig. 1
Schema di correlazione tra le fasi di avanzata glaciale nel bacino del Tagliamento (modificato da Monegato et al., 2007), con in azzurro le fasi documentate nel bacino dell'Oglio (Ravazzi et al., 2012), in arancio lo sviluppo dei loess nel sistema glaciale della Salzach (Starnberger et al., 2011), Heinrich events e la curva climatica NGRIP (Andersen et al., 2006), le variazioni eustatiche (Lambeck et *al., 2002)*

Correlation scheme among the phases of glacier advance in the Tagliamento catchment (mod. After Monegato et al., 2007) and (in blue) the documented phases in the Oglio catchment (Ravazzi et al., 2012),in orange the loess deposition in the Salzach system (Starnberger et al., 2011), Heinrich events and NGRIP curve (Andersen et al., 2006), and the sea level curve (Lambeck et al., 2002)

Fig. 2
Panoramica dei valloni del versante nord della catena Chiampon-Cuel di Lanis, dove erano presenti ghiacciai locali durante l'ultima glaciazione
Panoramic view of the valleys in the northern side of the Chiampon-Cuel di Lanis group, where local glaciers were established during the last glaciation

Croce & Vaia, 1986; Venturini, 1988, 2003) in seguito al rilevamento dei fogli CARG-FVG "Maniago", "Udine" e "Gemona del Friuli" (Zanferrari et al., 2008a,b; 2013) è divenuto uno degli apparati glaciali che ha fornito più dati per la cronologia dell'ultima glaciazione nelle Alpi, assieme a quello dell'Inn (Austria, Spötl et al., 2013), del Reno (Svizzera, Preusser et al., 2001) e della Durance (Francia, Cossart et al., 2011). Grazie ad un numero relativamente alto di datazioni, disponibili sia nell'anfiteatro morenico tilaventino sia nella piana fluvioglaciale, è stato possibile, infatti, ricostruire la dinamica della glaciazione e le sue fasi con relativo dettaglio (Monegato et al., 2007; Fontana et al., in stampa).

In particolare per la prima volta sono state datate due pulsazioni di massimo glaciale, la prima tra 26.500 e 25.000 anni, la seconda a circa 23-22.000 anni (Monegato et al., 2007), la fase di innesco della deglaciazione a circa 22.000 anni ed il definitivo collasso del ghiacciaio avvenuto circa 19.500 anni fa (Fontana et al., in press), nonché la prima importante oscillazione fredda tardoglaciale ("fase di Ragogna") a circa 16.500-15.000 anni fa, documentata dalle curve polliniche (Monegato et al., 2007). Queste fasi sono state in seguito riconosciute ed ulteriormente calibrate anche in altri sistemi glaciali alpini (Starnberger et al., 2011; Ravazzi et al., 2012; Schmidt et al., 2012), permettendo di stabilire una sincronicità nelle fasi climatiche a livello alpino a prescindere dal bacino di alimentazione considerato (Fig. 1).

A livello di dinamica glaciale è sorprendente

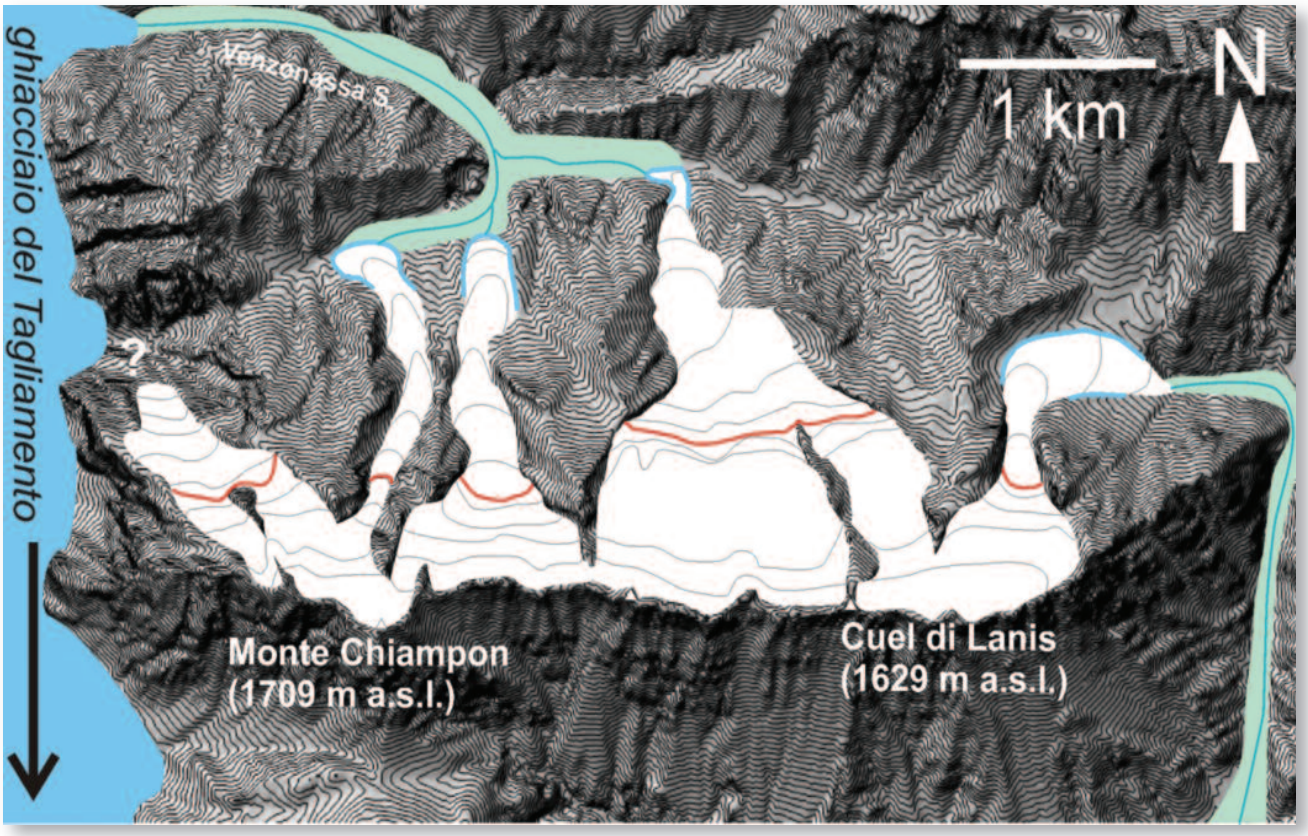


Fig. 3
Schema dell'estensione dei ghiacciai delle Prealpi Giulie occidentali durante l'LGM e rapporto con il ghiacciaio del Tagliamento. L'ELA è indicata dalla linea rossa
Scheme of the glaciers of the western Julian Prealps during the LGM and relationship with the Tagliamento glacier. The ELA is indicated with red line

come in un bacino di alimentazione relativamente piccolo (2580 km^2) e con rilievi che non arrivano ai 2800 m (se si confrontano queste dimensioni con quelle dei bacini sopra citati) si sia sviluppato un ghiacciaio in grado di formare un anfiteatro morenico che copre un'area di circa 220 km^2. La disponibilità di ghiaccio nel bacino del Tagliamento rispetto alle dimensioni va ricercata nel maggior tasso di precipitazioni che ha interessato le Alpi sud-orientali rispetto ad altri bacini del versante italiano. Questo fattore ha anche determinato un abbassamento della linea di equilibrio (ELA, definita come limite tra l'area di accumulo e l'area di ablazione del ghiacciaio) in questo settore, teorizzato da modelli atmosferici (Kuhlemann et al., 2008), e messo in evidenza da studi fatti nelle Alpi e Prealpi Giulie, per le quali è stata ricostruita una ELA tra i 1100 ed i 1200 m s.l.m. (Tintor, 2005; Monegato, 2012).

Nello stesso periodo infatti, piccoli ghiacciai locali (da 1,6 a 4,3 km^2 di superficie) si svilupparono nel versante settentrionale della catena del Monte Chiampon – Cuel di Lanis (Fig. 2) ed indipendenti da quello del Tagliamento (Fig. 3). In parte defluivano in Val Venzonassa, in parte nell'alta valle del Torre, dove non erano presenti lingue di transfluenza del ghiacciaio dell'Isonzo.

I caratteri sopra illustrati permettono di ipotizzare che i sistemi glaciali della regione friulana, in particolare quello del Tagliamento, fossero molto dinamici, verosimilmente simili ad apparati glaciali "temperato-umidi" (sensu Eyles et al., 1983), la cui base è caratterizzata dalla costante presenza di acque di fusione. Questo si riflette anche sulle dimensioni della piana fluvioglaciale, dove lo spessore medio dei sedimenti è di circa 20 m (Fontana et al., 2010). L'abbondanza di precipitazioni condizionò non solo le masse glaciali, ma anche lo sviluppo della vegetazione. I dati sui macroresti vegetali e di analisi polliniche hanno evidenziato che una vegetazione pioniera arborea (prevalentemente a pino) viveva a ridosso dei ghiacciai anche nei versanti delle Prealpi Carniche e Giulie a ridosso della pianura.

Riferimenti Bibliografici

Andersen K.K., Svensson A., Johnsen S.J., et al. (2006) - The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: Constructing the time scale. Quaternary Science Reviews, 25, 3246–3257.

Carraro F., Petrucci F. (1976) - Geologia dei depositi superficiali: anfiteatro morenico. In: Martinis, B. (Ed.), Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del. Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia, vol. 82, pp. 193–393.

Cossart E., Bourlès D., Braucher R., Carcaillet J., Fort M., Siame L. (2011) - L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène: synthèse chronologique. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement, 2, 5–32.

Croce D., Vaia F. (1985) - Aspetti geomorfologici dell'anfiteatro tilaventino (Friuli). Gortania-Atti. Museo Friulano Storia Naturale 7, 5–36.

Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D. (1983) - Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. Sedimentology, 30, 393–410.

Feruglio E. (1925) - Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 25 "Udine". Ufficio Idrografico Regio Magistrato Acque di Venezia.

Fontana A., Mozzi P., Bondesan A. (2010) - Late Pleistocene evolution of the Venetian-Friulian Plain. Rendiconti Lincei, Volume 21, suppl.1, 181-196.

Fontana A., Monegato G., Devoto S., Zavagno E., Burla I., Cucchi F. (in stampa). Evolution of an Alpine fluvioglacial system at the LGM decay: the Cormor megafan (NE Italy). Geomorphology. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.07.034

Ivy-Ochs S.D., Kerschner H., Reuther A., Preusser F., Heine K., Maisch M., Kubik P.W., Schlüchter C. (2008) - Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science 23, 559–573.

Kuhlemann J., Rohling E.J., Krumrei I., Kubik P., Ivy-Ochs S., Kucera M. (2008) - Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. Science, 321, 1338-1340.

Lambeck K., Yokoyama Y., Purcell T. (2002) - Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stage 3 and 2. Quaternary Science Reviews, 21, 343–360.

Monegato G. (2012) - Local glaciers in the Julian Prealps (NE Italy) during the Last Glacial Maximum. Alpine and Mediterranean Quaternary 1, 5-14.

Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Calderoni G., Wick L. (2007) - Evidence of a two-fold glacial advance during the Last Glacial Maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). Quaternary Research, 68(2), 284-302.

Preusser F., Graf H.R., Keller O., Krayss E., Schlüchter C. (2011) - Quaternary glaciation history of northern Switzerland. E & G Quaternary Science Journal, 60, 282–305.

Ravazzi C., Badino F., Marsetti D., Patera G., Reimer P.J. (2012). Glacial to paraglacial history and forest recovery in the Oglio Glacier system (Italian Alps) between 26 and 15 ka cal BP. Quaternary Science Reviews 58, 146-161.

Schmidt R., Weckström K., Lauterbach S., Tessadri R., Huber K. (2012) - North Atlantic climate impact on early late-glacial climate oscillations in the south-eastern Alps inferred from a multy-proxy lake sediment record. Journal of Quaternary Science 27 (1), 40-50.

Spötl C., Reimer P., Starnberger R., Reimer R.W. (2013) - A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. Journal of Quaternary Science. doi: 10.1002/jqs.2645

Starnberger R., Rodnight H. Spötl C. (2011) - Chronology of the Last Glacial Maximum in the Salzach palaeoglacier area (Eastern Alps). Journal Quaternary Science 26, 502–510.

Taramelli T. (1875) - Dei terreni morenici e alluvionali del Friuli. Annuali Regio Istituto Tecnico Udine 8, 1–91.

Tintor W. (2005) - Zum Spätglazial in den nördlichen Tälern der italienischen Julischen Alpen. Carinthia II, (195/115), 497-514.

Venturini C. (1988) - L'anfiteatro morenico del Tagliamento: evidenze di archi würmiani sepolti nelle alluvioni dell'alta pianura friulana e relative implicazioni glaciali e neotettoniche. Gortania Atti Museo Friulano Storia Naturale 10, 65–80.

Venturini C. (2003) - Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio. In: Muscio, G. (Ed.), Glacies. Comune di Udine-Mus. Friul. St. Nat, Udine.

Zanferrari A., Avigliano R., Monegato G., Paiero G., Poli M.E. (2008a) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 066 Udine. Graphic Linea, Tavagnacco, Udine, 176 pp.

Zanferrari A., Avigliano R., Grandesso P., Monegato G., Paiero G., Poli M.E., Stefani C. (2008b) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 065 Maniago. Graphic Linea, Tavagnacco, Udine, 224 pp.

Zanferrari A., Masetti D., Monegato G., Poli M.E. (2013) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 049 Gemona del Friuli. Graphic Linea, Tavagnacco, Udine, 262 pp.

Università di Bologna Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali - www.corradoventurini.it

IL "COLPO DI CODA" DELL'ULTIMA FASE GLACIALE E GLI EFFETTI SUL TERRITORIO MONTANO, DALLA CARNIA AL TARVISIANO

Corrado Venturini

Corrado Venturini è professore ordinario all'Università di Bologna presso il Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali. Le sue ricerche di base da oltre trent'anni mirano a ricostruire le affascinanti modifiche subite dal territorio durante il trascorrere del tempo geologico. Ha condotto ricerche nelle Asturie (Spagna settentrionale), in Corsica e Appennino, ma la sua area di studio privilegiata resta il Friuli, dalle zone dell'alta pianura ai rilievi della Carnia e del Tarvisiano. Sensibile alla divulgazione delle Scienze della Terra ad essa continua a dedicare molti libri e mostre tematiche, guidando escursioni e tenendo conferenze

Abstract

The contribute concerns the effects left on the northern Friuli during the Late Glacial period, approximately confined between 15.000 and 11.000 years ago. It followed the Last Glacial Maximum (LGM) drastic ice recession – occurred about 19.000 years ago – and can be considered as the LGM 'tail strike'. It was due to a global temporary drop in the average temperature which caused the growth of several but small ice nuclei, confined around the highest Alpine peaks. In the Carnic and Julian Alps the maximum length of the related glacial tongues was just some km far from the areas of ice production.

The Late Glacial effects are mainly represented by heterogeneous deposits forming terminal (end) moraines distributed along the valley bottoms and/or the mountain slopes. They mark the most advanced position of the small Late Glacial ice tongues before they receded. The end moraines are the only remnants to testify the range and setting of the Late Glacial ice nuclei. More in detail, the contribute is devoted to show the easy way to recognize on the ground this kind of peculiar glacial evidences, useful to get a detailed glimpse on the recent past of our territories.

Un'insolita premessa

Vi è mai capitato - in autostrada - di transitare sul luogo di uno scontro verificatosi qualche ora prima e ormai risolto? Probabilmente sì. Degli automezzi incidentati, già allontanati dai carri attrezzi, non c'è più traccia. Sull'asfalto restano però, sicuramente ben visibili, le strisciate delle rispettive frenate. Queste tracce, assieme all'inevitabile spartitraffico deformato, alle chiazze di olio e ai minuti frammenti di vetro raggruppati in punti particolari dell'asfalto, costituiscono gli indizi capaci di raccontarvi la dinamica di quanto accaduto, pur nell'assenza dei diretti protagonisti. Dunque... dagli effetti alle cause.

Adesso, improvvisamente, siete proiettati sulla scena di un crimine. Le impronte dell'assassino o presunto tale, la distribuzione delle chiazze di sangue, i segni sul corpo della vittima, la finestra al primo piano spalancata sul cortile e la porta chiusa dall'interno… A voi, e agli investigatori che seguiranno il caso, la scena si presenta perfettamente statica. E' la cristallizzazione di in un preciso istante temporale. Solo l'analisi e la comparazione degli indizi raccolti in quell'appartamento riusciranno a farla 'rivivere', suggerendovi la dinamica degli eventi e (forse) l'identità del colpevole. Di nuovo... dagli effetti alle cause.

Ora invece, dopo l'incidente in autostrada e il delitto tra le mura domestiche, siete catapultati tra i monti dell'alto Friuli. Potrebbe trattarsi di Alpi Carniche o Tolmezzine, o anche di Alpi Giulie, questa volta nei territori di Pontebba o Tarvisio, oppure nelle Valli Raccolana e di Resia. Per ora il particolare geografico resta di secondaria importanza. Dalla vostra postazione di fondovalle vi guardate attorno. Vegetazione ovunque: alberi ed erba, boschi e prati. Un piccolo corso d'acqua scorre tra i propri depositi detritici, ciottolami e sabbie. Vi trovate, con tutta probabilità, intorno ai 1.000-1.500 m di quota.

Cosa collega tra loro un incidente autostradale, la scena di un crimine e il fondovalle di un territorio montano scelto a caso nell'alto Friuli? In tutte e tre le situazioni sono stati abbandonati degli indizi in grado di farci tornare indietro nel tempo, alla scoperta di quanto accaduto poche ore prima (per l'incidente e per il crimine) o qualche migliaio di anni fa (per il territorio). Nel caso di quest'ultimo sono gli indizi geologici a suggerirci degli inaspettati colpi di scena. Li forniscono alcuni depositi di fondovalle molto caratteristici, riconoscibili per le loro forme altrettanto particolari. Ancora una volta... dagli effetti alle cause.

Cosa mai potrà raccontarci di così interessante un territorio che - all'apparenza - sembra identico a se stesso da almeno 19.000 anni? Da quando cioè i grandi, estesi ghiacciai, connessi all'ultimo massimo glaciale (LGM) e che ricoprivano mezzo Friuli di allora, si sono rapidamente ritirati, scomparendo e lasciando l'intero settore nelle mani delle acque superficiali. Sono proprio questi strani, particolari indizi, abbandonati lungo i fondivalle dell'alto Friuli, a narrarci una storia differente e per molti versi affascinante. Sono tutti effetti ben noti al geologo, ma che al tempo stesso diventano anche percepibili da chiunque percorra il territorio animato da curiosità e capacità d'osservazione. Vale la pena di descriverli per poi comprenderne le cause.

Gli indizi sulla "scena del crimine"

Risalendo le vallate dell'alto Friuli, specialmente quelle le cui testate rocciose si innalzano oltre i 2.000 metri di quota, ci si imbatte invariabilmente in accumuli (rivestiti da erba e/o vegetazione) formati da detriti rocciosi e conformati a dosso. La loro forma è molto caratteristica: arcuata, a mezzaluna. Inoltre, hanno estensioni che

Fig. 1
Malga Arvenis di sopra (quota 1670 m), collocata 300 m più in basso della vetta del monte omonimo. La malga sorge sopra una tipica morena frontale tardiglaciale

Malga Arvenis di sopra (1670 m), builted on a terminal moraine arc referred to the Late glacial period

variano da poche decine di metri a qualche centinaio al massimo. Le loro altezze (ossia gli spessori del deposito) sono in proporzione e possono raggiungere valori massimi di 50-70 metri.

In genere, questo tipo di accumuli – tutti riferibili a una causa comune – sono ancora integri solo se si trovano "appoggiati" a un versante vallivo. Al contrario, quelli posizionati nei fondivalle, lungo l'asse fluviale della vallata, appaiono sempre mutilati dalle erosioni torrentizie che, nel migliore dei casi, ne hanno sfondato la porzione centrale, asportandola e ridistribuendola più a valle sotto forma di detriti fluviali.

Da questo momento in poi ci trasformeremo in geo-investigatori. Per i più giovani diventeremo dei particolari elementi del R.I.S. (Reparto Investigazioni Scientifiche); per chi invece, come me, è ormai in là con gli anni, ci trasformeremo in una sorta di Ten. Colombo geologico (che fa sempre la sua figura).

Gli indizi sono sotto gli occhi di tutti e, una volta compresi, sono facilmente riconoscibili percorrendo il territorio. Eccoli, relativamente all'alto Friuli, ma i dati sono comuni a tutto l'arco alpino.

- Collocazione. In zone prossimali di valli e vallecole le cui cime più alte hanno quote intorno o superiori a 2.000 m.
- Forma. Dossi che in pianta sono conformati ad arco, a mezzaluna; a volte si presentano vistosamente modificati da successive erosioni.
- Superficie. Si presentano sempre rivestiti da sottili spessori di suolo e coperti da vegetazione che, a seconda delle quote, può variare dal bosco d'alto fusto fino alla semplice copertura erbosa.
- Contenuto. Occasionali cedimenti e tagli antropici evidenziano che questi depositi sono sempre non cementati, sciolti, e sono formati da una congerie di massi, blocchi, frammenti e fanghi, accumulati sempre in modo caotico, non selezionato.
- Composizione. Gli elementi grossolani (massi, blocchi e frammenti) che costituiscono ogni singolo deposito rispecchiano i tipi di rocce presenti nella rispettiva vallata, nelle zone a monte dell'accumulo.

Le deduzioni che ne derivano non lasciano dubbi in proposito (dagli effetti alle cause). A tale proposito si ricordi però che un problema, uno scenario, una situazione, un contesto, per essere risolti o correttamente interpretati devono di volta in volta assecondare TUTTE le variabili che fanno capo ai dati o ai caratteri che li rappresentano.

Una parte delle evidenze (contenuto e composizione) potrebbe inizialmente suggerire che si tratti – impropriamente – di corpi di frana scesi verso il fondovalle (collocazione). Nel nostro caso specifico, una delle variabili (forma) si oppone a questa soluzione, contrastando con l'interpretazione che sembra condurre ai corpi di frana. Inoltre, ogni accumulo di frana che si rispetti ha nelle vicinanze, a quote naturalmente superiori, la sua puntuale nicchia di distacco che, nei nostri casi, è sempre mancante.

Né si potrebbe parlare di un'origine riferibile ad accumuli noti come detriti di falda, quelli che si staccano con frequenza da una parete rocciosa depositandosi alla sua base e dando luogo a forme dalle superfici molto regolari, inclinate sempre poco meno di 40°. Non sono questi i dati che abbiamo raccolto dai nostri depositi. Inoltre, dall'ultimo degli indizi osservati direttamente sul terreno (superficie) – la presenza di suolo e di vegetazione che, dove l'altitudine lo consente, non è certo pioniera – possiamo trarre l'evidenza che tali accumuli non ricevono più alimentazione da molto tempo.

Fig. 2
Quello che resta della morena tardiglaciale di Timau, precocemente sventrata dall'erosione del Torrente But
The remnants of a large end moraine arc (Late glacial) are still visible near at the Timau village, along the But Valley. The But streams are responsible for the deep erosion

Fig. 3
Ricostruzione della massima espansione tardiglaciale nel settore alpino carnico, circa 15.000 anni fa
The map shows the maximum expansion of the Late Glacial ice cores in the Carnic Alps about 15.000 years ago

Verso la soluzione

Scartando dunque queste possibilità (accumuli di frana

e depositi di falda detritica), resta un'unica tipologia in grado di rispecchiare tutti i dati osservati: il deposito glaciale. Più in particolare, facendo riferimento alle morfologie dei depositi investigati, i dati – cioè gli effetti – ci conducono ad interpretarli come morene frontali. Ossia quelle forme glaciali che, con la loro presenza, ricalcano e riproducono "al negativo" un'altra forma, ancor più interessante. Quella della parte terminale delle relative lingue glaciali che le hanno propiziate e delle quali definiscono univocamente l'antica posizione occupata un tempo all'interno della relativa vallata.

Una lingua glaciale non scende oltre una certa posizione altimetrica perché a quote inferiori le temperature via via meno rigide non la farebbero "sopravvivere", sciogliendola. La lingua glaciale è un nastro trasportatore che, partendo dalla sua zona di accumulo – generalmente un circo glaciale delle alte quote – si muove continuamente verso il basso con velocità che in certi casi può raggiungere il metro al giorno.

Per ragioni di stabilità climatica le lingue glaciali possono sostare nella medesima posizione da alcuni secoli a molti millenni. Quando questo accade, continuano a scaricare materiale su materiale lungo il proprio perimetro frontale. Di che si tratta? Di massi, blocchi, frammenti e fanghiglie che frequentemente cadono o franano sulla superficie ghiacciata, lungo il suo intero percorso. A questi si aggiungono altri fanghi, "grattugiati" alle rocce del fondovalle grazie alla pressione del nastro di ghiaccio in lento movimento. Ogni cosa, come ai piedi di una scala mobile, sarà accumulata alla sua fronte, finendo per formare la morena frontale, sottolineata dalla tipica forma arcuata e dal deposito altrettanto tipicamente caotico e disorganizzato.

Tali particolari accumuli ci offrono la possibilità di recuperare l'aspetto che il territorio aveva nel momento stesso in cui si generavano. Ora che abbiamo compreso (con l'investigazione e l'analisi) che si tratta di morene frontali, sulla base della loro posizione proviamo a disegnare, sulla carta dell'alto Friuli, i relativi ghiacciai. Ne scaturisce un ampio settore punteggiato da tanti piccoli centri glaciali di modeste dimensioni, ma sempre ben decifrabili. I maggiori depositi tardiglaciali di questo tipo sono quelli ubicati sul fondo dell'alta Valle del But (le acque della sorgente carsica del Fontanone di Timau scorrono sopra l'accumulo), della Val Saisera (sul rilievo morenico e intorno ad esso è sorto il paese di Valbruna) e della Valle di Fusine (al suo sbocco nella piana che conduce al confine di stato con la Slovenia).

Le indicazione paleoclimatiche ricavabili dalle pubblicazioni specializzate, collocano questo evento intorno a 15.000 anni fa, quando un breve, quanto inatteso deterioramento climatico (inatteso specialmente per i frequentatori paleolitici del Friuli e dell'intero arco alpino del tempo!), causò quello che familiarmente può essere definito il "colpo di coda" dell'ultimo massimo glaciale (LGM).

Il calo delle temperature medie durò poche migliaia d'anni, concludendosi in corrispondenza del deciso riscaldamento climatico che condizionò il pianeta poco prima di 11.000 anni fa. Fu un brevissimo istante se confrontato con i tempi geologici, ma sufficiente per lasciare precise testimonianze in tutto il territorio alpino e in particolare su quello friulano.

Un'informazione che è rimasta "fossilizzata" nei caratteri del territorio grazie a piccoli e all'apparenza insignificanti, labili indizi.

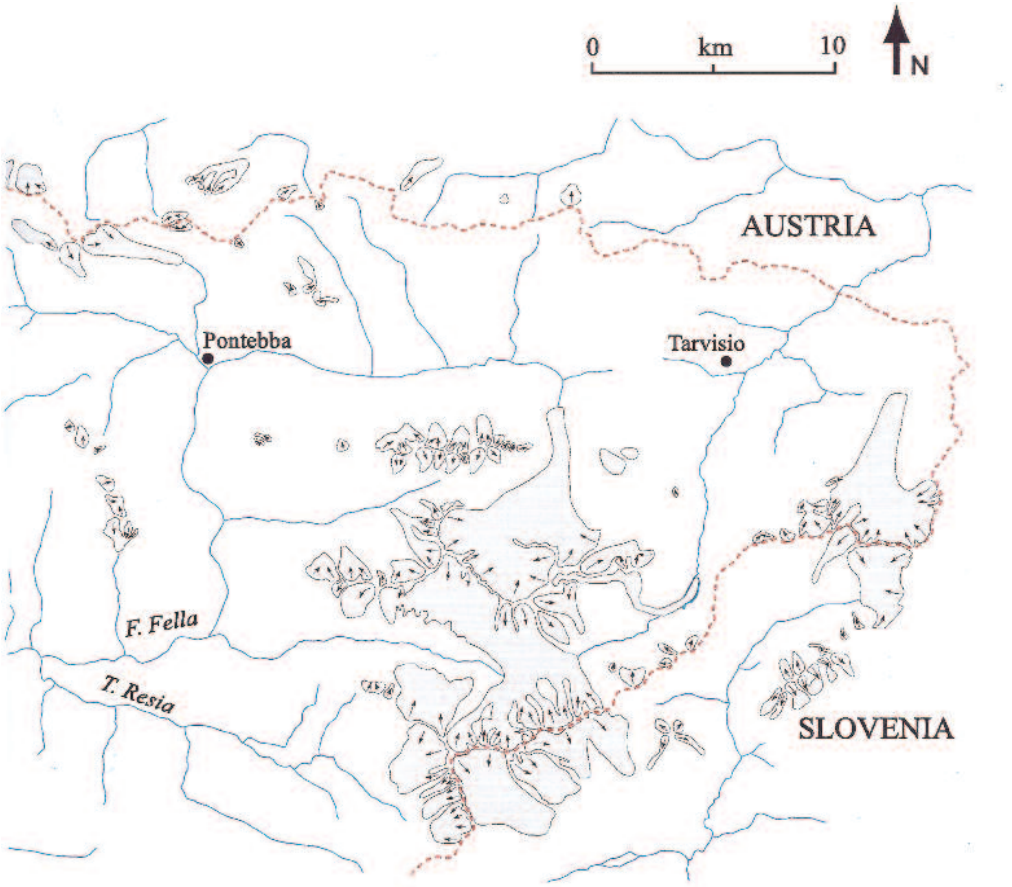


Fig. 4
Ricostruzione della massima espansione tardiglaciale nel settore delle Alpi Giulie, circa 15.000 anni fa
The map shows the maximum expansion of the Late Glacial ice cores in the Julian Alps about 15.000 years ago

COLUCCI R.R.[1], BOCCALI C.[2], GUGLIELMIN M.[3]

[1] CNR - Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie per l'Ambiente (ISMAR Trieste)
[2] Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università di Trieste
[3] Dipartimento di Scienze Teoriche e applicate, Università dell'Insubria (Varese)

IL PERMAFROST MONTANO DEL FRIULI VENEZIA GIULIA, EVIDENZE ATTUALI E RELITTE

Renato R. Colucci

Renato R. Colucci lavora dal 1999 presso il Consiglio Nazionale delle Ricerche di Trieste (ISMAR) dove si occupa di reti meteomarine e climatologia. Conseguito il dottorato in Scienze Ambientali, negli ultimi anni la sua ricerca si rivolge soprattutto allo studio delle aree glaciali e periglaciali di alta quota sia in ambiente alpino sia in ambiente extraeuropeo. Presidente UMFVG, dedica molto tempo della sua attività alla divulgazione

Abstract

To better consider the evolution and the present evidence of permafrost in the mountain areas of Friuli Venezia Giulia (FVG,) a rock glacier and protalus rampart inventory has been realized. The inventory is compiled using both GIS techniques and "on the field" surveys. To do this Aerial Orthorectified photographs (ortophotos) at high and low resolutions were used together with high resolution digital terrain model (dtm) interpolated from aerial laser scanning (LiDAR) acquired between 2006 and 2009 by the Civil Defense of FVG. The inventory reviews the existing rock glacier inventory of the Italian Alps for the FVG mountain sector, adopting only a geomorphological approach in the identification of landforms. Relationships with the current climate situation are also taken into account.

Il permafrost è parte integrante della criosfera terrestre ed è definito come quella porzione di suolo che mantiene condizioni di temperatura uguali od inferiori a zero gradi centigradi in maniera perenne, o almeno per due anni consecutivi (French, 2007). Nel pensiero comune è solitamente idealizzato come "ghiaccio nel sottosuolo", ma se questa visione semplifica la comprensione del fenomeno, allo stesso tempo ne riduce l'effettiva portata. Il parametro che caratterizza un terreno interessato da condizioni di permafrost è infatti solamente la temperatura, mentre la presenza di acqua allo stato solido (quindi ghiaccio) non ne costituisce il fattore caratterizzante. Se ad esempio un terreno si trova a temperatura di -1°C e presenta acqua a concentrazioni saline simili a quelle marine, il cui punto di congelamento è di -1.9°C, l'acqua rimane allo stato liquido ma nonostante questo il terreno è da considerarsi permafrost. Allo stesso modo un terreno in roccia compatta, privo di acqua, costantemente a temperatura negativa è da considerarsi anch'esso in permafrost.

Il permafrost è direttamente collegato al clima, più che alla meteorologia, di una data area e quindi conoscerne l'estensione e l'evoluzione attuali e passate può essere uno strumento molto utile per comprendere l'evoluzione stessa del clima.

Il permafrost copre attualmente circa il 23-25% della superficie terrestre e si concentra soprattutto negli ambienti periglaciali artici del pianeta (Canada settentrionale, Alaska, Siberia), nei grandi plateau asiatici (Tibet, Mongolia, Kazakhstan, Cina) ed in Antartide, ma lo si trova anche al di sotto della superficie marina al largo delle coste artiche. Molta

Vid Pogacnik

Fig. 1
I protalus rampart Bivera e Delle Streghe sul versante meridionale del monte Bivera
Bivera and Delle Streghe protalus ramparts on the south-face slope of Monte Bivera

COLUCCI R.R.(1), BOCCALI C.(2), GUGLIELMIN M.(3)

(1) CNR - Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie per l'Ambiente (ISMAR Trieste)
(2) Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università di Trieste
(3) Dipartimento di Scienze Teoriche e applicate, Università dell'Insubria (Varese)

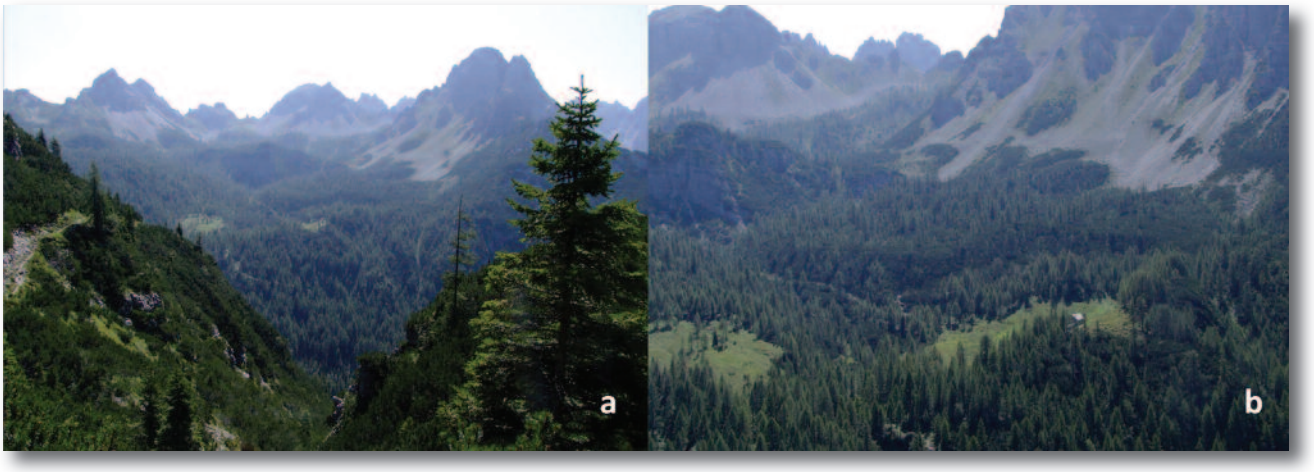


Fig. 2
a) Il grande circo della Val Binon con il rock glacier nascosto dalla vegetazione (pini mughi e larici) nella parte centrale della foto; b) Il dettaglio del grande talus-derived rock glacier Valbinon posizionato sul versante nord-orientale del Monte Crodon di Brica (2243m)

a) The big cirque of Binon Valley with the rock glacier hidden by vegetation (mountain pines and larches), centre of the picture; b) Detail of the big talus-derived rock glacier Valbinon located on the north-eastern slope of Mt. Crodon di Brica (2243m)

importanza riveste anche il permafrost presente nelle zone di alta montagna del pianeta, e prende il nome di *mountain permafrost* o *alpine permafrost*. La temperatura è il parametro caratterizzante anche di un ambiente periglaciale, definito tale se la temperatura media annua dell'aria è inferiore ai 3°C (French, 2007). In zone molto ventose questa soglia può essere innalzata fino a 5°C (Humlum, 1998). Nelle aree periglaciali il permafrost può anche non essere presente in quanto anche altri fattori ne influenzano lo sviluppo e la sua preservazione e sono decisivi per la sua esistenza: tra questi i principali sono le precipitazioni, ed in particolare la copertura nevosa invernale che se troppo elevata e persistente isola il terreno dall'influenza termica atmosferica e quindi ne inibisce lo sviluppo, ma anche quella primaverile che se è troppo sottile ne favorisce la degradazione. Anche la litologia del terreno, la copertura vegetale, la radiazione solare ed il vento sono fattori importanti. Riassumendo all'estremo, permafrost è generalmente sinonimo di clima freddo e

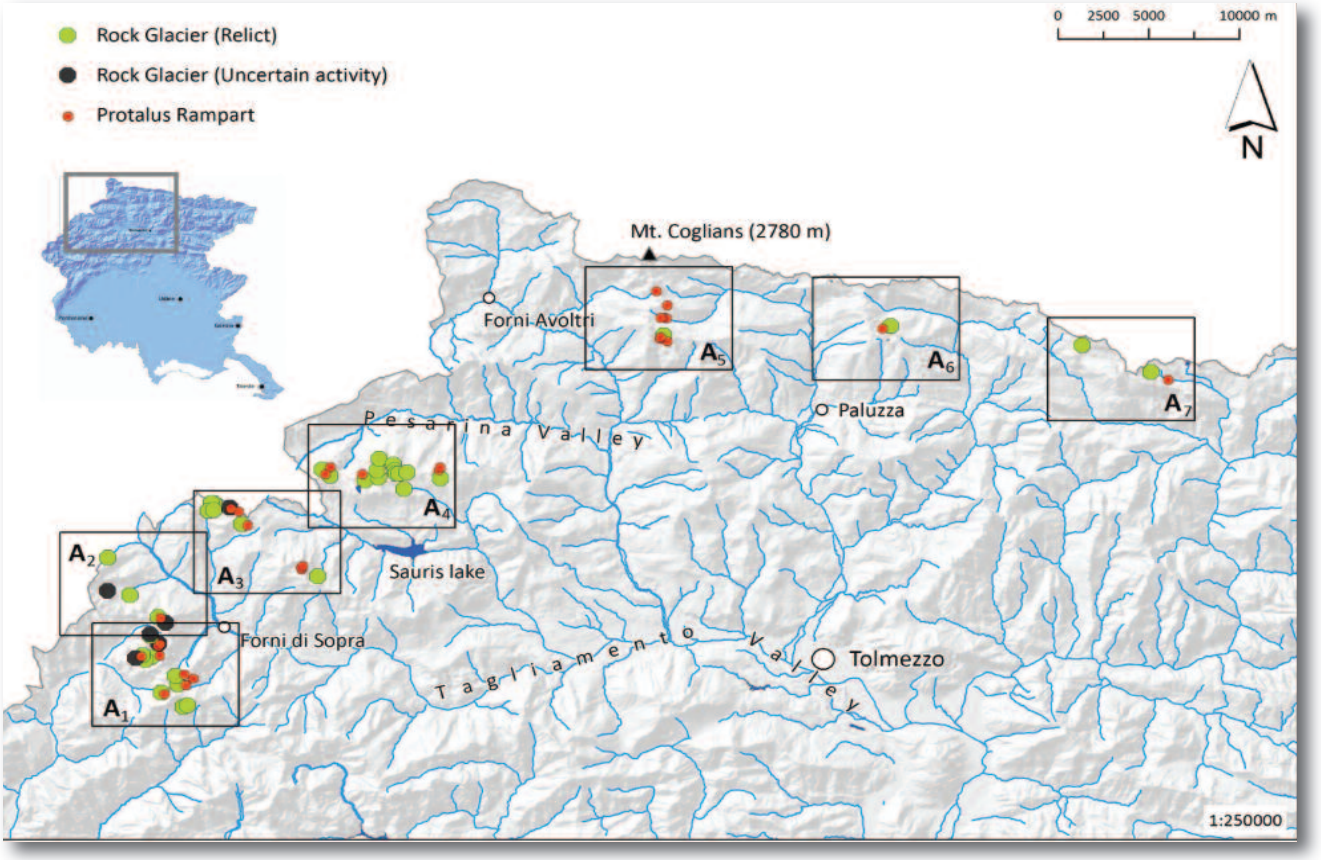


Fig. 3
Carta delle Prealpi Carniche – Dolomiti Friulane e delle Alpi Carniche che mette in evidenza la localizzazione delle forme catastate e che rappresenta il nuovo catasto dei rock Glacier e dei protalus rampart del Friuli Venezia Giulia. La mappa è stata ulteriormente divisa in 7 settori al 1:25000 (A1-A7)

Map of the Carnic Prealps - Friuli Dolomites and Carnic Alps highlighting the location of all the inventoried landforms thus representing the new inventory of rock glaciers and protalus ramparts of Friuli Venezia Giulia. The map has been divided in 7 sectors 1:25000 (A1-A7)

COLUCCI R.R.(1), BOCCALI C.(2), GUGLIELMIN M.(3)

(1) CNR - Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie per l'Ambiente (ISMAR Trieste)
(2) Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università di Trieste
(3) Dipartimento di Scienze Teoriche e applicate, Università dell'Insubria (Varese)

arido.

I terreni ed i suoli interessati da permafrost sviluppano peculiari caratteristiche morfologiche. In aree alpine, in particolare, i pendii sono diffusamente soggetti a fenomeni di deformazione (*creep*) che trovano massima espressione nei Rock Glaciers (RG), o ghiacciai di roccia, e negli argini detritici ai piedi delle falde di versante, chiamati Protalus Rampart (PR). Un RG può essere definito come un ammasso di detriti mobilizzato e plasmato nel suo movimento verso valle dalla presenza di ghiaccio interstiziale al suo interno, con grandi solchi trasversali alla direzione di spostamento che ne perturbano la superficie (rughe del RG). I RG, che tipicamente si muovono di alcuni centimetri o decimetri all'anno, non vanno confusi con i debris covered glaciers (ghiacciai ricoperti da detrito) che invece presentano solamente una copertura detritica al di sopra del ghiacciaio; questa, anche se potente, rappresenta in volume solo una parte solitamente trascurabile del corpo glaciale.

I PR sono forme minori rispetto ai RG (figura 1); da alcuni autori sono definiti come dei RG embrionali (Barsch,1977; Haeberli 1985; Scapozza et al. 2011), altri invece ne danno una genesi più "glaciale" definendoli accumuli detritici formatisi per rotolamento di clasti sulla superficie di nevai o glacionevati e relativo deposito alla base degli stessi (Whalley, 2003; Shakesby, 2004).

La genesi dei rock glaciers è ancora frutto di dibattito all'interno del mondo scientifico; secondo Barsch (1996) generalmente si distinguono due processi formativi: 1) RG derivati da acque meteoriche (pioggia o fusione nivale) che gelano percolando all'interno di falde detritiche in condizioni di permafrost innescando la mobilizzazione dell'intera massa (talus RG); 2) RG generati dalla mobilizzazione del detrito morenico frontale di un piccolo ghiacciaio (debris derived RG).

Sono proprio le caratteristiche geomorfologiche, in assenza di più sofisticate indagini geofisiche e geodetiche, a dirci se un determinato ammasso detritico è, od è stato, un RG oppure no, per non incorrere nell'errore di confonderlo ad esempio con un residuo morenico glaciale.

Volendo usare la classificazione di Barsch (1996) i RG sono generalmente divisi in relitti, inattivi e attivi. Ciò che li contraddistingue è la presenza del ghiaccio (RG attivi ed inattivi) e la presenza di movimento (RG attivi), mentre l'assenza di entrambe indica un RG relitto che rimane quindi a testimoniare condizioni climatiche più fredde, e forse anche più aride, che interessavano quell'ambiente nel passato. Nell'arco alpino la soglia climatologica per l'esistenza su larga scala di RG attivi è rappresentata da una temperatura media annua inferiore od uguale a -1/-2°C e precipitazioni annuali inferiori ai 2500 mm (Haeberli, 1985). Queste temperature sulle Alpi si riscontrano attualmente a partire dai 2400-2900 m di altitudine, a seconda del settore alpino, dell' esposizione e delle caratteristiche microclimatiche dell'area.

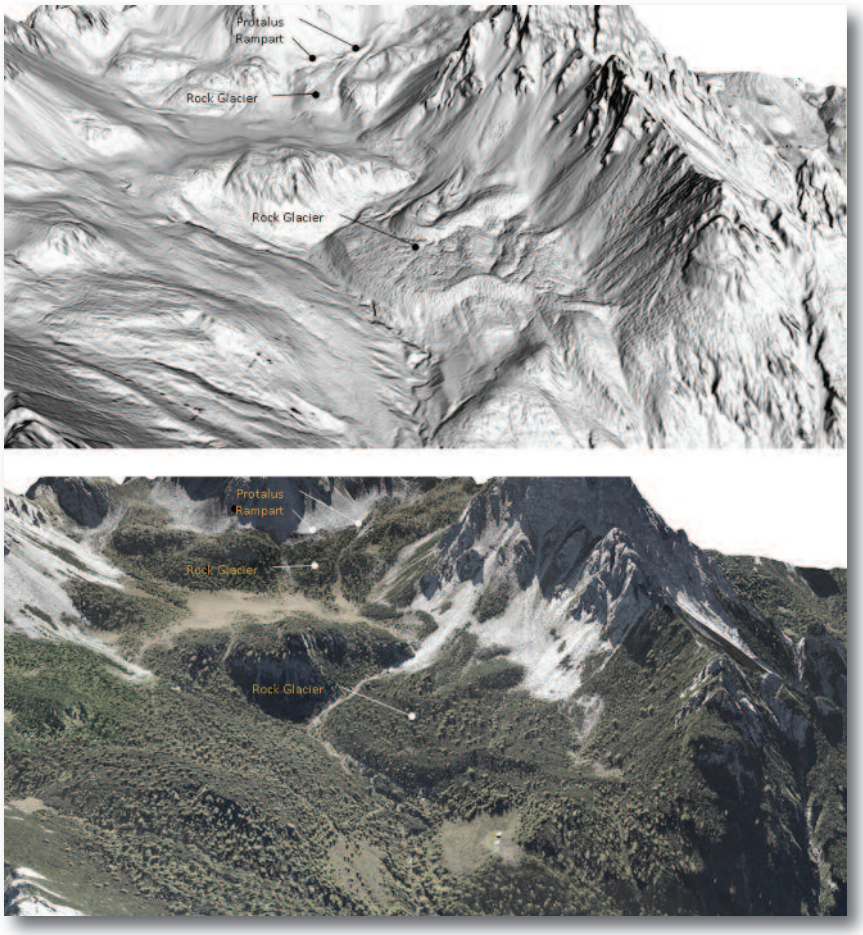


Fig. 4
Interpretazione 3D realizzata da DEM-hillshade (sopra - modello digitale ombreggiato del terreno) e da ortofoto (sotto); per gentile concessione di Protezione Civile FVG. Nella pseudo-immagine sono chiaramente visibili il rock Glacier Valbinon (al centro) e quello di Canpuròs (parte più alta), così come 2 protalus rampart attorno alla linea di innesco del rock Glacier di Canpuròs

3D interpretation using projected DEM-hillshade (up) and ortophoto (down), courtesy Civil Defense of FVG. In the pseudo-images are clearly visible the Valbinon rock glacier (in the middle) and the Canpuròs rock glacier (upper part), as well as 2 protalus ramparts around the rooting line of Canpuròs rock glacier

Il catasto dei RG del Friuli Venezia Giulia è stato realizzato solamente su base geomorfologica creando 3 categorie per classificare le forme attive, relitte o di attività incerta.

Il recente e continuo sviluppo delle tecniche di osservazione terrestre e della geo-informatica ha permesso di ottenere un dettaglio mai raggiunto in precedenza, revisionando di fatto il catasto italiano dei RG delle Alpi italiane (Guglielmin & Smiraglia, 1997), unica fonte esistente in precedenza per l'area del FVG. La grande differenza nei numeri, 11 RG riconosciuti in precedenza contro i 41 del presente catasto (figura 3) si deve esclusivamente a questo. In figura 4 l'esempio della Val Binon (Dolomiti friulane) mostra l'utilità del modello digitale del terreno (dtm) ad alta risoluzione nell'identificazione dei RG. Il grosso RG Valbinon e quello più piccolo Canpuròs sono attualmente ricoperti dal bosco che ne cela le morfologie superficiali e quindi ne rende difficile il riconoscimento anche da foto aerea. In figura 2 i boschi della Val Binon, fotografata da Forcella Urtisiel, nascondono il grande RG a destra dell'immagine.

Da studi precedenti condotti sulle Alpi e sulla base di un numero limitato di datazioni (e.g. Haeberli, 1998; Dramis et al., 2003; Guglielmin et al., 2004) i RG attualmente attivi potrebbero essersi formati circa 3100 anni fa (3100 BP) ma alcuni di loro potrebbero essere più vecchi (8000-5000 BP) ed aver superato le fasi di optimum climatico dell'Holocene (da 11700 anni fa ai giorni nostri). Per quanto riguarda invece

COLUCCI R.R.[1], BOCCALI C.[2], GUGLIELMIN M.[3]

[1] CNR - Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie per l'Ambiente (ISMAR Trieste)
[2] Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università di Trieste
[3] Dipartimento di Scienze Teoriche e applicate, Università dell'Insubria (Varese)

le forme relitte, le poche datazioni esistenti fanno risalire il loro sviluppo all'alpino tardi glaciale, probabilmente allo Younger Dryas (12800-11500 BP), ed il loro decadimento all'inizio del periodo olocenico (e.g., Fraunfelder and Kääb, 2000; Scapozza et al., 2009; Seppi et al., 2010; Böhlert et al., 2011).

In figura 3 oltre ai RG sono messe in evidenza le posizioni dei PR rilevati che assieme ai RG portano a 72 il numero complessivo delle macrostrutture periglaciali del FVG, tutte concentrate nel settore Alpi carniche e Dolomiti Friulane. Dei 41 RG, 5 sono stati classificati come di incerta attività, mentre 36 sicuramente relitti e quindi testimoni di climi più freddi che hanno interessato il territorio del FVG in passato. Sovrapponendo la localizzazione delle forme alle mappe di temperatura e precipitazione attuali (figura 5), si vede come RG e PR non siano presenti nelle aree periglaciali delle Prealpi Giulie (Monte Canin) dove le precipitazioni medie sono molto superiori alla soglia massima per l'esistenza del permafrost indicata in letteratura. Non a caso, nell'area del Monte Canin e del Montasio, si rinvengono alcuni glacionevati e dei piccoli relitti glaciali, proprio grazie agli ingenti apporti nevosi invernali che inibiscono lo sviluppo del permafrost ma spostano il rapporto temperatura/precipitazioni a favore del glacialismo.

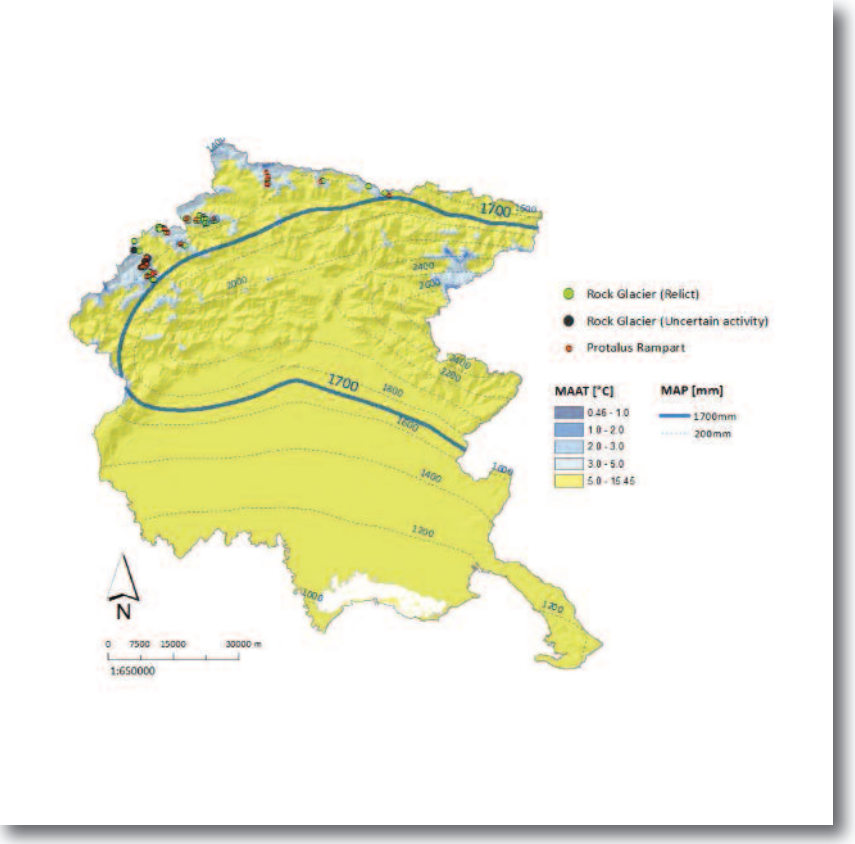


Fig. 5
Localizzazione di rock glacier e protalus rampart, carta delle temperature medie annue e delle precipitazioni annuali in Friuli Venezia Giulia. Le zone in azzurro rappresentano le aree periglaciali del FVG

Location of rock glaciers and protalus ramparts, map of Mean Annual Air Temperature and map of Mean Annual Precipitation in Friuli Venezia Giulia. In blue shades periglacial areas of FVG

Riferimenti Bibliografici

Barsch D (1977) Nature and importance of mass wasting by rock glaciers in Alpine permafrost environments. Earth Surface Processes 2: 231-245.

Barsch D (1996) rockglaciers: indicators for the present and former geoecology in high mountain environments Berlin: Springer.

Böhlert R, Egli M, Maisch M, Brandová D, Ivy-Ochs S, Kubik PW, Haeberli W (2011) Application of a combination of dating techniques to reconstruct the Lateglacial and early Holocene landscape history of the Albula region (eastern Switzerland). Geomorphology 127, 1–13.

Dramis F, Giraudi C, Guglielmin M (2003) rock glacier distribution and paleoclimate in Italy. Permafrost Phillips, Sprimgman & Arenson (eds) ISBN 90 5809 582 7 p 199-204.

French HM (2007) The periglacial environment. John Wiley & Sons, 3rd edition, pp 458.

Guglielmin M and Smiraglia C (1997) rock glacier inventory of the Italian Alps. Italian Glaciological committee archive pp. 103.

Guglielmin M, Camusso M, Polesello S, Valsecchi S (2004) An old relict glacier body preserved in permafrost environment: the Foscagno rock glacier. (upperValtellina, italian Central Alps). Arctic, Antarctic and Alpine Research 36: 108-116.

Haeberli W (1985) Creep of Mountain Permafrost: Internal Structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Nr.77 pp 142.

Humlum O, Christiansen H.H. (1998) Mountain Climate and Periglacial Phenomena in the Faeroe Islands. Permafrost and Periglacial Processes 9: 189-211.

Scapozza C, Fontana G, Lambiel C, Reynard E (2009) La storia glaciale e periglaciale. In: Scapozza C, Fontana G (Eds.) Le Alpi Bleniesi: Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico: Memorie della Società Ticinese di Scienze Naturali. Lugano, 10, pp. 22–71.

Scapozza C, Lambiel C, Baron L, Marescot L, Reynard E (2011). Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus scope, Valais, Swiss Alps. Geomorphology 132: 208-221.

Seppi, R., Carton, A., Baroni, C., 2010. Rock glacier relitti e antica distribuzione del permafrost nel Gruppo Adamello Presanella (Alpi Centrali). Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences 23, 137–144.

Shakesby RA (2004) Protalus ramparts. In: Goudie A (Ed.) Encyclopedia of Geomorphology Routledge, London Vol.1: 813-814

Whalley WB and Azizi F (2003) rock glaciers and protalus forms: analogous forms and ice sources on Earth and Mars. Journal of Geophysical Research 108: 13_1-13_17.

MESSEROTTI M.
INAF-Osservatorio Astronomico di Trieste e Dipartimento di Fisica, Università degli Studi di Trieste

PERMAFROST NEL SISTEMA SOLARE

Mauro Messerotti
Mauro Messerotti è ricercatore presso l'INAF-Osservatorio Astronomico di Trieste e docente presso il Dipartimento di Fisica dell'Università di Trieste. Si occupa di Fisica Solare e di Meteorologia dello Spazio, di cui studia le applicazioni anche nei campi della Meteorologia terrestre e dell'Astrobiologia. E' membro dell'UMFVG

Abstract

Permafrost formation is a process that typically occurs in the coolest regions of the Earth. Anyway, regions at extremely low temperatures exist in other bodies of the Solar System. In fact, patterned ground, indicative of permafrost's presence, has been observed e.g. in the arctic region of planet Mars, as well as the presence of rock glaciers. Furthermore, the presence of water ice, carbon dioxide ice, methane ice and ethane ice have been identified e.g. on Mercury, Moon, Ceres, Titan, and Pluto. Moreover, deep-sea permafrost on Earth contains methane and this indicates that under adequate conditions even fluid planetary environments could eventually host some specific kind of permafrost. Therefore, forthcoming planetary explorations will be able to prove that permafrost formation is a universal process in planetary cryospheres and hydrospheres, an issue relevant to Astrobiology.

Sommario

La formazione di permagelo (*permafrost*) è un processo che si verifica tipicamente nelle regioni più fredde della Terra, ma regioni a condizioni di temperatura estremamente basse si incontrano in altri corpi del Sistema Solare. Formazioni di suolo poligonale, indicativo della presenza di permafrost, si osservano ad esempio nella regione artica del pianeta Marte, come anche la presenza di ghiacciai rocciosi (*rock glacier*). Inoltre la presenza di ghiaccio d'acqua, anidride carbonica, metano ed etano è stata identificata ad esempio su Mercurio, Luna, Cerere, Titano, Plutone. Infine nelle profondità marine le glasse gassose costituite da metano indicano che ad opportune condizioni anche gli ambienti planetari fluidi potrebbero ospitare qualche forma speciale di permafrost. Le esplorazioni planetarie future potranno perciò confermare che la formazione del permafrost è un processo universale nelle criosfere ed idrosfere planetarie, aspetto importante per l'Astrobiologia.

Permafrost sulla Terra

Le regioni della Terra caratterizzate da temperature molto basse per lungo tempo, come ad esempio quelle artiche e quelle di alta montagna ma anche i deserti freddi, evidenziano estese formazioni di permafrost, terreno a temperature permanentemente negative che si può estendere fino a notevole profondità (molte centinaia di metri in Siberia, Alaska e Canada). Mentre la parte profonda conserva la propria struttura, la parte superficiale del permafrost è soggetta a stress dovuti alle variazioni di temperatura stagionali che causano espansione e contrazione del terreno e conseguente classazione dei sedimenti dovuta al congelamento dell'acqua presente nel terreno. Ciò determina fratture nella roccia ed emersione di massi dagli strati sottostanti, dando origine ad una struttura reticolare a poligoni della superficie (suolo poligonale; Figura 1). La presenza di suolo poligonale alle condizioni di temperatura citate è pertanto indicativo della presenza di permafrost,

Olafur Ingolfsson

Fig. 1
Suolo poligonale nell'isola Spitsbergen (arcipelago delle Svalbard, Norvegia), che si è formato a causa di variazioni stagionali nel permafrost
Patterned ground at the Spitsbergen island (Svalbard archipelago, Norway) has formed by seasonal variations in permafrost

INAF-Osservatorio Astronomico di Trieste e Dipartimento di Fisica, Università degli Studi di Trieste

NASA/JPL-Caltech/University of Arizona)

Fig. 2
Immagine di suolo poligonale ripresa nel 2008 dal lander Phoenix nella regione artica "Vastitas Borealis" del pianeta Marte, indicativo di espansioni e contrazioni stagionali di ghiaccio superficiale
Patterned ground as imaged in 2008 by the Phoenix lander in the arctic region "Vastitas Borealis" on planet Mars, which is indicative of seasonal expansions and contractions of surface ice

analogamente alla presenza di rock glaciers. Anche nelle profondità marine, ove la temperatura è bassa e la pressione molto elevata, si osserva la presenza di uno strato di permafrost sotto forma di fanghi solidi (glasse gassose), il cui costituente primario è il metano, che può liberarsi in seguito ad un aumento della temperatura.

Il permafrost può preservare organismi viventi. Ricercatori russi sostengono infatti di aver rivitalizzato un vegetale rinvenuto in Siberia e la cui età è stata stimata intorno ai 32.000 anni mediante datazione con radiocarbonio. Le glasse gassose sono inoltre fonte di composti organici. Questo implica che il permafrost ha rilevanza nello studio della vita sulla Terra e per l'Astrobiologia nel Sistema Solare.

Permafrost nel Sistema Solare

La temperatura di congelamento dell'acqua pura corrisponde a 0 °C, mentre l'anidride carbonica congela a -78°C, il metano a -182°C e l'etano a -183°C. Temperature queste ultime molto comuni in buona parte dei corpi del Sistema Solare (pianeti, pianeti nani, asteroidi e comete). In particolare, evidenze della presenza di ghiaccio sono state trovate ai poli di Mercurio, della Luna e di Marte, sul pianeta nano Cerere, sull'asteroide Teti, sulla luna di Giove Europa, sugli anelli di Saturno e sulla sua luna Titano, sui pianeti nani Plutone e Caronte, sulle comete. Si può quindi ritenere che permafrost con presenza di acqua ma anche di altri gas possa essersi formato sia in corpi solidi che in corpi fluidi (gassosi) a certe condizioni fisiche.

Il pianeta Marte, nonostante la sua diversità, mostra evidenze della presenza di permafrost, come ad esempio nell'immagine effettuata dal lander Phoenix (NASA) nel 2008 della regione artica "Vastitas Borealis" (Figura 2), dove il terreno ha la struttura del suolo poligonale, analoga a quella riscontrata sulla Terra (Figura 1). Molte altre immagini, riprese dai numerosi orbiter e lander che hanno esplorato il pianeta negli ultimi decenni, mostrano inoltre la presenza di rock glaciers, ulteriore evidenza residuale di formazioni di permafrost nella sua storia geologica.

Europa, luna di Giove, è ricoperta da uno spesso strato di ghiaccio, le cui caratteristiche sono in fase di studio, in quanto la sua struttura e composizione rivestono interesse per l'Astrobiologia.

Titano, luna di Saturno dotata di una spessa atmosfera con azoto che ricorda la Terra primordiale, evidenzia terre emerse ed un oceano di etano e metano a temperature molto basse, vista la distanza dal Sole. Non è azzardato ipotizzare la presenza di permafrost sulle terre emerse in prossimità delle regioni polari, ma anche quella di glasse gassose nelle profondità dell'oceano.

I nuclei rocciosi delle comete sono anch'essi un esempio di permafrost, il cui strato superficiale potrebbe essere in grado di ospitare microorganismi in forma di spore.

Quando ulteriori tasselli verranno confermati dalle esplorazioni del Sistema Solare, il ruolo del permafrost potrebbe cambiare significativamente il quadro astrobiologico.

TRIGLAV ČEKADA M.
Geodeteski Inštitut Slovenije, Istituto Geodetico della Slovenia

100 ANNI DI VITA DEL GHIACCIAIO DEL TRIGLAV DA IMMAGINI FOTOGRAFICHE
100 YEARS OF THE TRIGLAV GLACIER IN JULIAN ALPS FROM PHOTOGRAPHS

Mihaela Triglav Čekada
Mihaela Triglav-Čekada è ricercatrice presso l'Istituto Geodetico della Slovenia dove è coinvolta in progetti nazionali ed internazionali rivolti all'applicazione di diversi metodi di remote sensing nella pratica geodetica. Il suo principale campo di interesse è rivolto alle tecniche di acquisizione 3D da vecchie immagini fotografiche non-metriche. Da 14 anni partecipa alle campagne di misure geodetiche e fotogrammetriche sul ghiacciaio del Triglav

Small glaciers are important indicators of short-term local, and even global, climatic changes and present also an important natural heritage. Monitoring them usually involves measurements of the terminus retreat, the reduction of area and volume, and the velocity of glacier movements. Measurements of glaciers began in the Eastern Alps as early as 1878, when the first measurements were conducted on the Pasterze glacier (Austria).

Slovenia is home to two very small glaciers or glacierets: the Triglav glacier and the Skuta glacier, and these are the most south-eastern glaciers in the Alps. Both glaciers are located at relatively low altitudes; their lowest points lie at the altitudes of 2400 m (the Triglav glacier) and 2020 m (the Skuta glacier). From 1970is on, these two glaciers no longer display typical glacier characteristics such as glacier crevasses, which result from the glacier's movement on uneven ground. Therefore, they can be regarded as glacier remnants.

In last two hundred years Mt. Triglav represented a special patriotic symbol, resulting in a large frequency of mountaineers visiting it. Already at the end of 19th and early 20th century some mountaineers left behind artworks (e.g. Ladislav Benesch painted the glacier in 1875 and 1880) or photographs of the glacier (Convizcka, 1897). The regular hand measurements of the Triglav glacier started in year 1946 by the members of the Anton Melik Geographical Institute of Research Centre of the Slovenian Academy of Science and Arts. In the year 1976 monthly photographing of Triglav glacier from two fixed standpoints with non-metric panoramic Horizont camera began and is still performed today by the meteorological personnel located at mountain hut Kredarica. The aerial and terrestrial photogrammetric surveys of the glacier began by the Geodetic Institute of Slovenia in the year 1999. In the frame of photogrammetric surveys also geodetic measurements were performed.

The Triglav glaciers can also be discovered in old mountaineering books (e.g. Kugy's books from 1930is), postcards and mountaineer archives. With the help of modern photogrammetric and aerial laser scanning digital terrain models, it is possible to obtain relatively good 3D glacier boundary information from this non-metric archive imagery. This has enabled the area of the Triglav glacier to be reconstructed until as far back as the 1880s. Old images enable also evaluation of glacier thickness reduction and at least approximate volume change studies.

In the talk different old images will be presented and the possibilities of these image usage for measuring purposes will be discussed. On the end, a longtime glacier area reduction will also be presented.

When looking at average yearly area reduction, the Triglav glacier accelerated reduction is apparent from the 1930s to the 1950s, when it lost an average of a hectare per year. From the middle of the century until the 1980s, the glacier retreat stagnated, when it mostly lost about 0.1 ha per year. After 1983 the glacier retreat accelerated again. From 2005 the glacier retreat stagnation can again be observed.

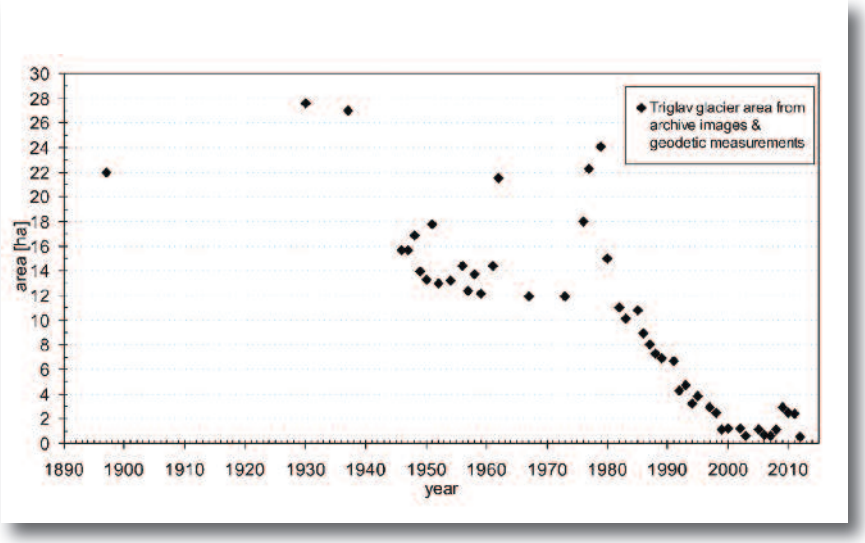


Fig. 1
L'area del ghiacciaio del Triglav da: immagini di archivio, vecchie carte e dalla fine del XX secolo anche da misure geodetiche
The area of Triglav glacier from: archive images, old map and in the late 20th century also from geodetic measurements

I piccoli ghiacciai sono degli importanti indicatori di cambiamenti climatici che avvengono sia a scala locale sia globale, e rappresentano anche un importante patrimonio naturale. Il loro monitoraggio è generalmente effettuato attraverso le misure di ritiro delle fronti, di riduzione in area e volume e di velocità di movimento del ghiacciaio. Nelle Alpi orientali le misurazioni dei ghiacciai iniziarono già nel 1878 quando le prime misurazioni vennero condotte sul ghiacciaio Pasterze (Austria).

La Slovenia possiede due ghiacciai, o meglio glacionevati, molto piccoli: il ghiacciaio del Triglav e quello dello Skuta, che rappresentano i ghiacciai più sud orientali delle Alpi. Entrambi i ghiacciai sono collocati ad un'altitudine relativamente bassa; la loro più bassa elevazione è di 2400 m (ghiacciaio del Triglav) e 2020 m (ghiacciaio dello Skuta). Dagli anni settanta questi due apparati glaciali non mostrano più le caratteristiche tipiche di un ghiacciaio come la presenza di crepacci che si formano dal movimento del ghiacciaio su terreni irregolari. Essi quindi possono essere considerati dei relitti glaciali.

Negli ultimi 2 secoli il Monte Triglav ha sempre rappresentato un simbolo patriottico portando ad un'alta frequentazione di alpinisti ed escursionisti. Già a partire dalla fine del XIX secolo ed all'inizio del XX secolo alcuni alpinisti ci hanno lasciato le loro opere artistiche (e.g. Ladislav Benesch dipinse il ghiacciaio nel 1875 e nel 1880) o le loro fotografie (Convizcka, 1897). Le regolari misurazioni manuali del ghiacciaio del Triglav iniziarono invece nel 1946 grazie ai membri dell'Istituto Geografico Anton Melik del Centro di Ricerche dell'Accademia Slovena delle Scienze e delle Arti. Nel 1976 iniziò la raccolta di fotografie mensili da due punti fissi con una fotocamera non-

metrica panoramica Horizont, rilievi che continuano ancora oggi grazie al personale della stazione meteorologica collocata presso il rifugio della Kredarica. Rilievi fotogrammetrici terrestri ed aerei sono iniziati nel 1999 grazie all'Istituto Geodetico della Slovenia. Di corollario alle indagini fotogrammetriche sono eseguite anche misurazioni geodetiche.

Il ghiacciao del Triglav può essere rinvenuto anche in vecchi libri di montagna (e.g. il libro di Kugy degli anni trenta), cartoline e archivi di alpinisti. Con l'aiuto delle moderne tecniche fotogrammetriche ed i modelli digitali del terreno derivanti dai rilievi laser scanner aerei, è possibile ottenere informazioni relativamente buone dei limiti 3D del ghiacciaio grazie a questi archivi di immagini non-metriche. Questo ha permesso la ricostruzione dell'area occupata dal ghiacciaio indietro nel tempo fino al 1880. Le vecchie immagini permettono anche di valutare la riduzione in spessore del ghiacciaio e quanto meno di approssimare le relative variazioni in volume.

Guardando alla riduzione areale media, il ghiacciaio del Triglav ha accelerato la sua contrazione apparentemente tra il 1930 ed il 1950, quando perdeva mediamente 1 ettaro all'anno. Dalla metà del XX secolo e fino al 1980 si è avuta una fase di stagnazione nel regresso quando per lo più il ghiacciaio ha perso 0.1 ettari all'anno. Dopo il 1983 il ritiro glaciale ha accelerato nuovamente. Dal 2005 si osserva una nuova pausa nel regresso.

Fig. 2
Il ghiacciaio del Triglav il 23 settembre 1987 (immagine da fotocamera Horizont ricampionata in proiezione centrale)
Triglav glacier on 23rd September 1987 (a re-sampled Horizont image in central projection)

Fig. 3
Il ghiacciaio del Triglav il 12 settembre 2000 (immagine da fotocamera Horizont ricampionata in proiezione centrale)
Triglav glacier 12th September 2000 (a re-sampled Horizont image in central projection)

Fig. 4
Crepacci trasverasali sul ghiacciao del Triglav nel 1924 (photo Josip Kunaver in Kunaver P., 1949. Izpremembe okoli Triglava. Planinski vestnik, 49, 65–75)
Transverse crevasses on the Triglav Glacier in 1924 (photo Josip Kunaver in Kunaver P., 1949. Izpremembe okoli Triglava. Planinski vestnik, 49, 65–75)

HOHENWARTER G.
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Centrale per la Meteorologia e la Geodinamica

EISKAR – 115 ANNI DI MISURE AL GHIACCIAIO PIÙ MERIDIONALE DELL'AUSTRIA
THE EISKAR - 115 YEARS OF MEASUREMENTS AT THE SOUTHERNMOST GLACIER IN AUSTRIA

Gerhard Hohenwarter
Laureato in meteorologia all'Università di Vienna. Dal 2008 lavora presso il servizio meteorologico nazionale austriaco (ZAMG) prima come assistente alla sezione climatologica e poi come responsabile della stessa. Dal 2011 lavora presso la sede carinziana dello ZAMG. I suoi campi di ricerca sono la previsione meteorologica, i valori climatici estremi ed il monitoraggio glaciale. Dal 2000 conduce misure ed osservazioni sul ghiacciaio dell'Eiskar, il ghiacciaio più meridionale dell'Austria

Abstract

The Eiskar-Glacier - the southernmost glacier in Austria- is embedded in a cirque of the more than 1000m high north face of the Kellerwand in the Carinc Alps. At approximately 2200 m a.m.s.l. -300 to 400 m below the main ridge of the Kellerwand- the glacier is very well shadowed. This is one reason why this about 16 ha large glacier still exists at such low altitudes. Furthermore in summertime cumulus clouds often develop around the Kellerwand and avoid direct solar radiation. Similar to the glaciers in the Julian Alps the most significant fact for the Eiskar is the heavy precipitation between October and April. After heavy snowfall large avalanches bring huge amounts of snow to the glacier. One last positive fact to be mentioned is that large areas of the glacier are covered by debris. This up to 140 cm thick layer acts as an insulation and avoids direct solar radiation to the glacier. Since 1992 the glacier has been part of the Austrian glacier monitoring network. The first measurements were arranged by O. Marinelli in 1897.

Historic abstract

In 1897 the Italian geographer O. Marinelli mapped the Eiskar and installed three marks to measure the alternation of length. Until 1950 also A. Desio and R. V. Srbik went to the Eiskar and made some measurements. From the 1950s to the late 1980s staff from the University of Graz was in charge of the measurements at the Eiskarglacier. Since 1992 Gerhard Hohenwarter sen. and since 2012 Gerhard Hohenwarter jun. have been measuring the glacier on behalf of the Austrian Alpine Club.

Position and shape of the Eiskar

The Eiskar is situated in a cirque of the Kellerwand at about 2200 m a.s.m.l.; the highest summit of this ridge (2774 m, Kellerspitzen) is just a few meters lower than the Hohe Warte (Monte Coglians, 2780 m) which is situated one kilometer to the west. Thus the height is quite similar to Jof di Montasio in the Julian Alps. The Eiskar is the only existing glacier in the Carnic Alps. Due to global warming the glacier is covered more and more by debris.

To the south the 400 m high upper face of the Kellerwand is towering the Eiskar. At the bottom of this wall the Eiskar reaches its highest point at 2370 m.a.s.l., the lowest point is defined by its glacier tongue in the western part of the glacier at 2117 m.a.s.l.. While the glacier is surrounded by huge walls to the south, up to 40 m high moraines form the end of the glacier to the north.

These huge walls are the main reason for the existence of a glacier at such a low altitude. Even in summer time the highest regions of the glacier are shaded nearly all day long and from October to March no ray of sunlight reaches the glacier. From spring to late summer convective clouds often emerge along the main ridge of the Kellerwand bringing shadow to the Eiskar and in winter time the snow slides from parts of the north face of the Kellerwand onto the glacier.

Climate

Similar to the small glaciers in the Julian Alps especially the period between October and December with the second precipitation maximum is very important for the glacier. The yearly mean precipitation in the region around the Eiskar is approximately 2000 mm, of which 675 mm fall from October to December; from January to April only 350 mm are measured. A drought in autumn means a huge mass loss for the small glacier. Due to the fact that after heavy snowfall large avalanches cover the Eiskar with several meters of snow, the missing of precipitation on the one hand means a lack of snow and on the other hand a lack of avalanches. From January to March snowfall is often followed by strong northerly winds causing massive snow drift and evaporation.

In the summer months June, July and August hardly any significant snowfall occurs in the Carnic Alps and these three months are the main ablation period at the glacier. In the last years the snow or ice loss during summer was nearly the same. In April the mean air temperature is about -1.5°C and especially in the second half of the month snowmelt can already start. In the last several years in May the temperatures often have significantly lain above the mean temperatures (4.0°C) and hereby caused distinctive snow melt. Therefore a cold April and May are very important for the glacier.

Fig. 1
Crepacci all'inizio degli anni ottanta dopo un breve periodo di avanzata
Crevasses in the early 1980s after a short period of advance

Measurements

O. Marinelli was the first to install marks to measure the alternation of length at the Eiskarglacier. In 2013 we are still able to continue the measurements at one of Marinelli's marks. Thus we have had data of the alternation of length since 1897 (figure 4). While the measurements between 1897 and 1992 were just carried out every 5 to 15 years, since 1992 the Eiskar has been part of the official glacier monitoring program of the Austrian Alpine Club (OeAV) with yearly measurements.

Quite similar to other glaciers in alpine regions the Eiskar in 1920 reached its largest extent since 1850. In the following decades the glacier shrunk until a small glacier advance of 7 m was observed in 1978. Since then the glacier has diminished with the largest losses between 1997 and 2007.

In 2010 the thickness of the glacier was measured with a Geo-RADAR. The analysis of the data is still in progress but should be finished until the end of 2013. First results show, that the glacier is up to 40 m thick.

Since 1897 the glacier has lost about 90 m in length and approximately 40 m in height at Marinelli's mark. The largest ice losses since 1850 with nearly 300 m in length and up to 60 m in thickness can be observed at the glacier tongue.

In the last two decades the glacier has lost around 43 m in length and 18 m in height, whereat the negative record being measured in 2005 with -10 m in length.

Since 2008 the length of the glacier has not changed. Due to heavy snowfall and large avalanches in the winter 2007/08 and 2008/09 the edge of the glacier has always been covered by snow and firn in September.

Until 2008 the subsidence of the glacier was determined at rocks next to the edge of the glacier. In October 2008 two bars were drilled into bare ice and one in an area with lots of debris to gain better data. At the bar in the debris covered area the ice melted around 2.6 m. From the other two bars just one was visible in 2012 with an ice loss of 90 cm in August 2012.

Fig. 2
L'Eiskar visto da nordest
The Eiskarglacier from northeast

Fig. 3
Il punto più alto del ghiacciaio e la parete settentrionale del Kellerwand
The highest point of the glacier and the north face of the Kellerwand

Riassunto storico

Nel 1897 il geografo italiano O. Marinelli cartografò l'Eiskar ed installò tre segnali di riferimento per misurare le variazioni in lunghezza del ghiacciaio. Fino al 1950 altri studiosi si recarono in seguito sull'Eiskar per continuare le misurazioni, tra questi A. Desio e R.V. Srbik Dal 1950 e fino alla fine degli anni ottanta fu lo staff dell'Università di Graz a seguire i monitoraggi. Dal 1992 Gerhard Hohenwarter senior e Gerhard Hohenwarter junior conducono le misure al ghiacciaio sotto gli auspici del Club Alpino Austriaco.

Posizione e forma dell'Eiskar

L'Eiskar è situato in un circo del Kellerwand a circa 2200 m s.l.m.; la cima più alta di questo rilievo (2774 m, Kellerspitzen) è solo pochi metri più bassa dell'Hohe Warte (Monte Coglians, 2780 m) che è situato un chilometro più ad ovest. L'altezza, quindi, è equiparabile a quella del Montasio in Alpi Giulie. L'Eiskar è l'unico ghiacciaio esistente in Alpi Carniche e a causa del riscaldamento globale il ghiacciaio tende a coprirsi sempre di più di sedimenti. A sud il Kellerwand sovrasta l'Eiskar 400 m più in alto. Alla base di questa parete l'Eiskar raggiunge la sua quota più elevata a 2370 m s.l.m., mentre il punto più basso è rappresentato dalla sua lingua nella parte occidentale del ghiacciaio a 2177 m di quota. Mentre il ghiacciaio è circondato da grandi pareti a sud, morene alte fino a 40 m delimitano la fronte del ghiacciaio a nord.

Queste imponenti pareti sono il fattore principale per l'esistenza del ghiacciaio a così bassa altitudine. Anche in estate la zona più alta del ghiacciaio è ombreggiata per quasi l'intera giornata e da ottobre a marzo la radiazione solare diretta non raggiunge mai il ghiacciaio. Dalla primavera e fino a tarda estate nubi convettive spesso si formano lungo il rilievo prin-

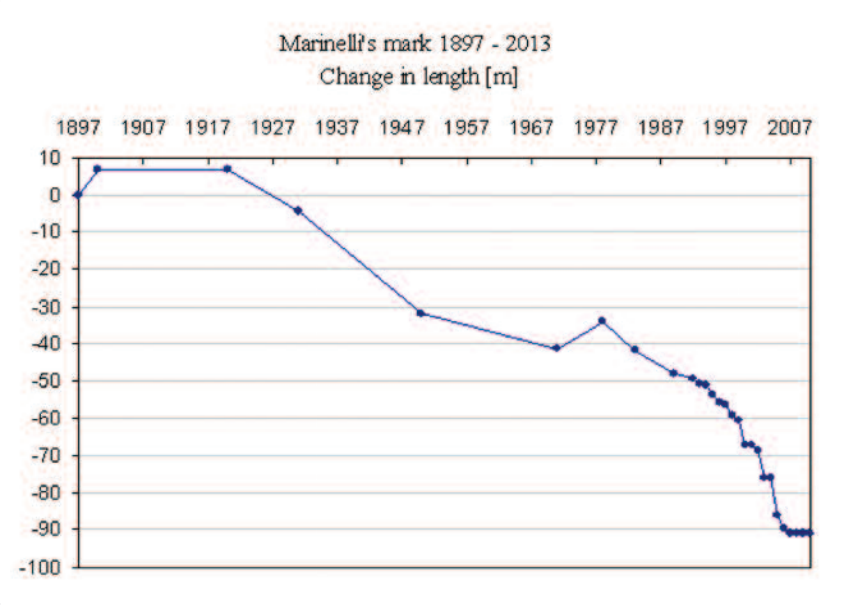


Fig. 4
Cambiamenti in lunghezza dal 1897 dal segnale Marinelli
Change in length at Marinelli's mark since 1897

Fig. 5
La parte ricoperta da detrito nel settore orientale del ghiacciaio con la morena del 1850
Debris covered part in the eastern area of the glacier with the moraine of 1850

cipale del Kellerwand portando ombra sull'Eiskar mentre in inverno la neve scivola da porzioni della parete nord del Kellerwand fin sopra al ghiacciaio.

Clima

Così come accade per i piccoli ghiacciai delle Alpi Giulie, le precipitazioni del periodo ottobre-dicembre risultano molto importanti per il ghiacciaio. Le precipitazioni medie annue nella regione attorno all'Eiskar sono di 2000 mm, 675 dei quali cadono tra ottobre e dicembre; da gennaio ad aprile vengono invece misurati solo 350 mm. Una siccità autunnale, quindi, significa potenzialmente una perdita di massa quasi sicura per il piccolo ghiacciaio. Dal momento che dopo ingenti nevicate grandi valanghe ricoprono l'Eiskar con diversi metri di neve, la mancanza di precipitazioni da un lato significa mancanza di nevicate e dall'altro mancanza di valanghe. Da gennaio a marzo le nevicate sono spesso seguite da forti venti settentrionali che causano un ingente rimaneggiamento orizzontale della neve e la sua sublimazione.

Nei mesi estivi di giugno, luglio ed agosto difficilmente cadono nevicate significative in Alpi carniche e questi tre mesi rappresentano il periodo di ablazione principale. Negli ultimi anni la perdita di neve o ghiaccio è stata più o meno la stessa. La temperatura media di aprile è di circa -1.5°C e, specialmente nella seconda parte del mese, la fusione della neve può già iniziare. Negli ultimi anni a maggio la temperatura si è spesso alzata ben sopra alla media (4.0°C) causando quindi repentina fusione nivale. Per questo motivo mesi di aprile e maggio freddi sono molto importanti per il ghiacciaio.

Misurazioni

O. Marinelli fu il primo ad installare dei segnali di misura per valutare le variazioni della fronte del ghiacciaio dell'Eiskar. Nel 2013 siamo ancora in grado di continuare queste misure da uno dei segnali di Marinelli, ed in questo modo siamo in possesso di una serie di variazioni frontali attiva dal 1897 (figura 4). Mentre le misure tra il 1897 ed il 1992 sono state raccolte solamente ogni 5-15 anni, dal 1992 l'Eiskar è entrato a far parte del programma di monitoraggio del Club Alpino Austriaco (OeAV) con misurazioni annuali.

Più o meno a quanto accade su altri ghiacciai della regione alpina, l'Eiskar nel 1920 ha raggiunto la sua maggiore estensione dopo il massimo del 1850. Nelle decadi successive il ghiacciaio si è ridotto quasi ininterrottamente fino ad una breve e piccola avanzata di 7 m osservata nel 1978. Da allora è diminuito ulteriormente con le maggiori perdite di massa registrate nel 1997 e nel 2007.

Dal 1897 il ghiacciaio ha perso circa 90 m in lunghezza ed approssimativamente 40 m in altezza al segnale Marinelli. Dal 1850 ad oggi la maggiore perdita di ghiaccio la si osserva alla lingua glaciale, con circa 300 m in lunghezza e 60 m di altezza. Dal 2008 la lunghezza del ghiacciaio non è più cambiata e grazie alle ingenti nevicate degli inverni 2007/08 e 2008/09 la superficie del ghiacciaio nel mese di settembre è sempre rimasta coperta da neve e firn.

Fino al 2008 l'abbassamento del ghiacciaio è stato determinato dalla copertura detritica sulla superficie del ghiacciaio. Nell'ottobre 2008 sono state inserite due paline ablatometriche su ghiaccio nudo ed una su ghiaccio ricoperto da detrito, per acquisire dati migliori. Alla palina su ghiaccio ricoperto la perdita di ghiaccio è stata di 2.6 m mentre delle altre due una sola era visibile nel 2012 con una perdita di ghiaccio, ad agosto 2012, di 90 cm.

Nel 2010 lo spessore del ghiacciaio è stato misurato con un Geo-RADAR. L'analisi dei dati è ancora in corso ma dovrebbe completarsi prima della fine del 2013. I primi risultati mostrano come il ghiacciaio sia spesso fino a 40 m.

Geologo professionista e docente di scuola media

SULLE ESPLORAZIONI DEI GHIACCIAI DELLE ALPI GIULIE

Claudio Pohar

Claudio Pohar, originario di Tarvisio, si è laureato in Geologia a Milano. Geologo professionista a Malborghetto è anche docente di scuola media. Ha curato l'allestimento e la gestione del Museo della Tradizione Mineraria di Raibl - Cave del Predil fino all'anno 2003. Dal 1995 è osservatore volontario del Comitato Glaciologico Italiano e garantisce la continuazione dell'attività di misurazione delle fronti glaciali delle Alpi Giulie

Abstract

Explorations of the small glaciers of Julian Alps officially started with the scientific expedition of prof. Giovanni Marinelli and of the young Giacomo si Brazzà Savorgnan, between 1874 and 1883. Especially the latter devoted himself to specific observations of "Crystals" variations, placing fixed benchmarks for the exact definition of terminus glaciers changes. He collected informations from local guides and mountaineers, reconstructing the dimension of Canin glaciers in the early 1800s, when they were occupying the Foran del Muss dell, well below 2000 m of elevation. With these data he was able to draw the first rigorous map of the extension of the three lobes of Canin glacier. Already in the 1800s glaciers lost more of the half of the surface before occupied during Napoleonic wars; only in the first year of measurements (1880-1881) the shrinking of terminus was of about 10 m, while the reduction in thickness was of about 1.5 m. Other noted geologists took care to the study of these glaciers: Ardito Desio, Egidio Feruglio, Attilio Tonini, Bruno Martinis and Dino Di Colbertaldo which as director of geological office of Raibl mine, here arranged a modern weather station as well as experienced staff for helping him in his glaciological surveys.

Fig. 1
Giacomo Savorgnan di Brazzà

La storia geografica e scientifica delle Alpi Giulie ha una data d'inizio precisa; l'anno 1874, in coincidenza con la fondazione della sezione di Tolmezzo del Club Alpino Italiano.

Le valli e le terre alte della regione friulana orientale erano fino ad allora praticamente sconosciute in Italia e gli ambienti naturali dell'ultimo lembo della nazione destarono meraviglia agli occhi dei primi esploratori.

Il primo a compiere spedizioni di studio in questa, fino ad allora remota, regione fu il prof. Giovanni Marinelli, il quale il 22 luglio 1874 cercò per primo la cima del Monte Canino. Accompagnato da guide della val Resia egli tentò la prima salita della cima, allora ritenuta la più alta del Friuli. Solo alla ripetizione della salita, l'anno seguente si avvide di un errore compiuto nella prima ascesa, in quanto la cima raggiunta non era quella principale del monte Canino, ma una vetta posta a sud della reale meta, probabilmente la Lasca Plagna.

Due anni dopo il prof. Marinelli raggiunse la cima del Monte Canino, questa volta risalendo dal versante della Val Raccolana. Durante questa visita furono da lui misurate le quote di alcune località della valle.

In seguito, nel 1880, fu il giovane Giacomo Savorgnan di Brazzà a raggiungere la stazione ferroviaria di Chiusaforte e da qui, ingaggiate valide guide locali, tra le quali cita Antonio Siega come persona capace e fidata, iniziò l'esplorazione della Val Raccolana.

Giacomo non era ancora laureato e confessò che il motivo principale delle sue esplorazioni fu quello di osservare nelle Giulie gli ultimi resti degli antichi ghiacciai del Tagliamento, dopo averli inutilmente cercati lungo tutta la cerchia delle Alpi Carniche.

Dopo aver determinato con laboriose spedizioni geografiche le quote di numerose vette delle Giulie, egli indirizzò la propria curiosità ai ghiacciai del Canin, ponendo nel 1880 i primi segnali alle fronti, per registrare l'anno successivo il loro arretramento di circa 10 metri, oltre che una diminuzione del volume dei corpi glaciali, osservata con l'abbassamento della superficie di 1,5 metri. Nel 1881 oltre a numerose salite di cime lungo tutta la catena alpina e prealpina friulana e dei Tauri, il di Brazzà descrisse meravigliato numerose scoperte ed osservazioni compiute sulle montagne italiane più orientali.

Sulle carte redatte dal di Brazzà e dal Marinelli nell'ultimo ventennio del 1800 si possono rilevare

Fig. 2
Dino di Colbertaldo

Fig. 3
Bruno Martinis

con una certa precisione le quote raggiunte dalle fronti dei tre ghiacciai del Canin. Tra la quota di 2144 m del segnale riportato sulla carta del di Brazzà e quella riportata sulla carta molto dettagliata del prof. Marinelli datata 1902, si può osservare una notevole diminuzione dell'estensione dei "cristalli", come venivano indicati dalle guide locali i ghiacciai, denominazione primitiva che chiariva che non si trattava di nevai.

Le testimonianze raccolte durante le sue spedizioni lo portarono a stabilire che il limite inferiore dei "Cristalli" giungesse all'epoca delle guerre napoleoniche fino allo sperone che delimita a nord il Foram del Mus e verso il 1850 ancora fino al sentiero che unisce Sella Bila Peč con il passo Peravo.

Altra storia riguarda le spedizioni di Ardito Desio; anche lui, come gli illustri predecessori, pare dedicarsi alle esplorazioni sulle Alpi Giulie come palestra per le successive spedizioni in altri continenti.

Ardito Desio fu ufficiale durante la grande guerra e presidiò con l'8^ Reggimento Alpini la valle di Dogna; già allora, pur nella foga dei combattimenti in corso, notò la presenza dei ghiacciai sul versante settentrionale del Montasio. Al termine del conflitto, a partire dal 1920, iniziò, sotto l'egida della Società Alpina delle Giulie, le periodiche misurazioni delle fronti glaciali, conducendole personalmente per alcuni anni e ponendo i più antichi segnali tuttora utilizzati; sulla morena frontale del circo occidentale del Montasio si riconosce ancora il segnale 1 AD 17-IX-21. Dal 1967 al 1975 fu anche presidente del Comitato Glaciologico Italiano.

Si incontrano nelle esplorazioni annuali tra il 1925 ed il 1946 i nomi di Attilio Tonini, Egidio Feruglio, Mazzocca e Bruno Martinis.

Nel 1943 giunse a Raibl – Cave del Predil il prof. Dino di Colbertaldo, il quale assunse all'età di 30 anni, l'incarico di creare e gestire il servizio geologico della "Raibl – società mineraria del Predil".

Oltre a studiare il giacimento di Raibl, il prof. Di Colbertaldo si dedicò con passione a vari studi scientifici; installò con la accondiscendenza del direttore ing. Nogara, in una torre dell'edificio Mensa della Miniera una moderna e completa stazione meteorologica, grazie alla quale si dedicò ad una serie di misure e studi climatici, che forniscono una delle più antiche e continue serie di osservazioni della regione alpina orientale. Durante questo periodo iniziò il suo interesse rivolto ai ghiacciai, continuando le osservazioni storiche affiancato dal personale del Ufficio Geologico della "RAIBL", da lui stesso formato. Tra i suoi collaboratori Gioacchino Cerrato e Carlo Pohar; quest'ultimo lo seguì sempre anche nelle sue annuali ricognizioni sui ghiacciai.

Dino di Colbertaldo condusse le misurazioni dei ghiacciai delle Giulie fino alla data della sua prematura scomparsa in un tragico incidente stradale il 6 dicembre 1972 e ne pubblicò i resoconti sul bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, corredati dai dati meteorologici ricavati dalle osservazioni condotte a Cave del Predil e da numerosissime immagini. Durante le sue osservazioni sul terreno disponeva anche di una stazione meteorologica portatile.

Alla scomparsa del prof. Di Colbertaldo nel 1972 seguì sulle lande del Monte Canin e del Montasio, a partire dal 1974, la dr.ssa Rossana Serandrei Barbero condusse, per conto del Comitato Glaciologico Italiano, le seguenti campagne glaciologiche, dapprima con cadenza annuale ed in seguito quinquennale, sempre accompagnata da Carlo Pohar, divenuto guida storica delle esplorazioni glaciali delle Giulie.

Renato R. Colucci

Fig. 4
Il massiccio del monte Canin fotografato dai Piani di Montasio
Photo of Canin Massif taken from Piani di Montasio

CARTURAN L.[1], CAZORZI F.[2], DALLA FONTANA G.[1]

[1] Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali, Università di Padova

[2] Dipartimento di Scienze Agrarie ed Ambientali, Università di Udine

EVOLUZIONE RECENTE E DINAMICA DEL GHIACCIAIO OCCIDENTALE DEL MONTASIO

Luca Carturan

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali, Università di Padova, Via dell'Università 16, 35020, Legnaro (Padova)

Abstract

This work presents the current rapid changes occurring on the Montasio Occidentale glacier, which is representative of low-altitude, avalanche-fed and debris-covered glaciers in the European Alps. These glaciers are quite common in the Alps but their reaction to climate changes is still poorly known. The mass balance, surface velocity fields, debris cover dynamics were investigated by repeat high-resolution TLS scanning from September 2010 to October 2012. The results shed light on the peculiar response of this glacier to climatic changes, on its current dynamics and on the feedback played by the debris cover, which is critical for its preservation.

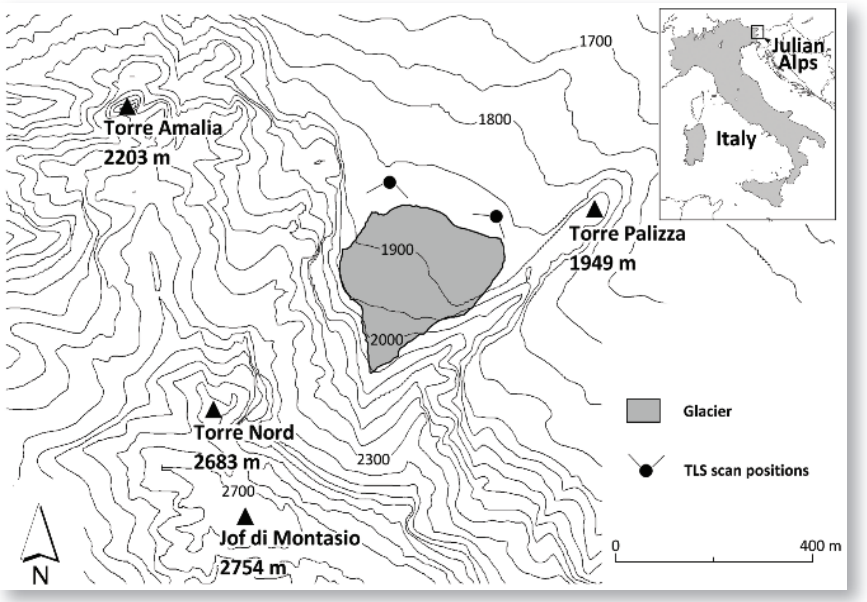


Fig. 1
Inquadramento geografico del ghiacciaio e posizione dei punti di scansione
Geographic setting of Montasio Occidentale glacier and positions of geodetic survey points

Il Montasio Occidentale (World Glacier Inventory: I4L0003005, WGMS, 1989) è un piccolo ghiacciaio collocato alla base della parete nord dello Jôf di Montasio (Alpi Giulie) e si sviluppa tra i 1860 e i 2050 m di quota, con una media di 1910 m s.l.m. (Fig. 1 e 2). Il ghiacciaio è costituito da una ripida zona di accumulo superiore ed una zona di ablazione inferiore a minore pendenza e coperta di detriti. La superficie del ghiacciaio è di 6.77 ha e la principale fonte di alimentazione è costituita dall'accumulo di valanghe dalle pareti rocciose soprastanti. La temperatura media annua dell'aria è stata estrapolata alla quota media del ghiacciaio dalla stazione meteorologica di Pontebba (561 m s.l.m. e 13 km a nord-ovest del ghiacciaio) utilizzando il gradiente calcolato con la stazione di Monte Lussari (1760 m s.l.m., -6.1°C km^{-1}), risultando pari a 1,9°C.

Tra il 2010 e il 2012 sono state effettuate cinque scansioni TLS (Laser Scanner Terrestre) ad alta risoluzione per valutare il bilancio di massa del ghiacciaio, la velocità superficiale, le dinamiche della copertura detritica e gli effetti dei fenomeni meteorologici intensi. Per i rilievi è stato usato il TLS Riegl LMS-Z620, operando da due postazioni situate sopra la morena terminale della Piccola Età Glaciale, che hanno fornito buoni angoli di incidenza e una buona copertura complessiva del bacino. I rilievi sono stati effettuati in data 23 settembre 2010, 31 maggio 2011, 29 settembre 2011, 17 maggio 2012 e il 5 ottobre 2012. I dati topografici grezzi acquisiti dal TLS sono stati elaborati in modo da ottenere modelli numerici della superficie (DTM) con pixel di 10x10 cm. Per la parte inferiore del ghiacciaio, più vicina ai punti di rilevamento, è stato generato anche un DTM con pixel di 5x5 cm utile per la determinazione delle velocità superficiali.

Dalla differenza tra i DTM acquisiti nelle cinque diverse date sono stati calcolate le variazioni di quota della superficie, da cui è stato ricavato il bilancio di massa mediante il cosiddetto 'metodo geodetico'. La densità della neve, per i bilanci invernali, è stata misurata durante i sopralluoghi primaverili risultando compresa tra 0.55 e 0.59 kg m^{-3}. Per il bilancio netto di massa annuale del 2011, data la trascurabile variazione della copertura di neve e firn tra settembre 2010 e settembre 2011, è stata assunta una densità di 900 kg m^{-3}. Nell'anno successivo si è verificata una significativa riduzione dell'area coperta da neve e firn e quindi la densità media è stata calcolata ipotizzando una densità di 650 kg m^{-3} per la frazione di firn rimosso, ottenendo un valore di 825 kg m^{-3} mediato sull'intero ghiacciaio. La parte bassa del ghiacciaio, che si è presentata sempre priva di copertura nevosa nei rilievi autunnali, ha consentito di quantificare le velocità superficiali analizzando lo spostamento di detriti in superficie. Infine alcune aree al di fuori del ghiacciaio, su roccia o terreno stabile, sono state utilizzate per valutare l'accuratezza delle misurazioni individuali che è descritta da valori di RMSE di 0.04 m y^{-1} per la velocità e 0.12 m per le differenze di quota sui singoli pixel.

Durante il periodo di osservazione si sono verificati forti cambiamenti di quota stagionali e annuali (Fig. 3). Al termine delle due stagioni di accumulo

Tabella 1. Condizioni climatiche (Pontebba 561 m s.m., periodo 1981- 2010) e misure del bilancio di massa

Anno	anomalia precipitazione novembre-aprile	anomalia temperatura maggio-ottobre	bilancio invernale	bilancio estivo	bilancio netto annuo
	(%)	(°C)	(m w.e.)	(m w.e.)	(m w.e.)
2010-2011	+ 4	+ 0.7	+4.2	-4.6	-0.4
2011-2012	- 49	+ 1.0	+2.4	-4.5	-2.1

Tab. 1
Condizioni climatiche (Pontebba 561 m s.l.m., periodo di riferimento 1981- 2010) e misure del bilancio di massa
Climatic conditions (Pontebba weather station 561 m a.s.l., reference period 1981-2010) and mass balance observation

CARTURAN L.[1], CAZORZI F.[2], DALLA FONTANA G.[1]

[1] Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali, Università di Padova

[2] Dipartimento di Scienze Agrarie ed Ambientali, Università di Udine

Fig. 2
La parete Nord dello Jôf di Montasio (2754 m s.l.m.) con il ghiacciaio alla base
The north side of Mt. Jôf di Montasio (2754 m a.s.l.) with the glacier at its base

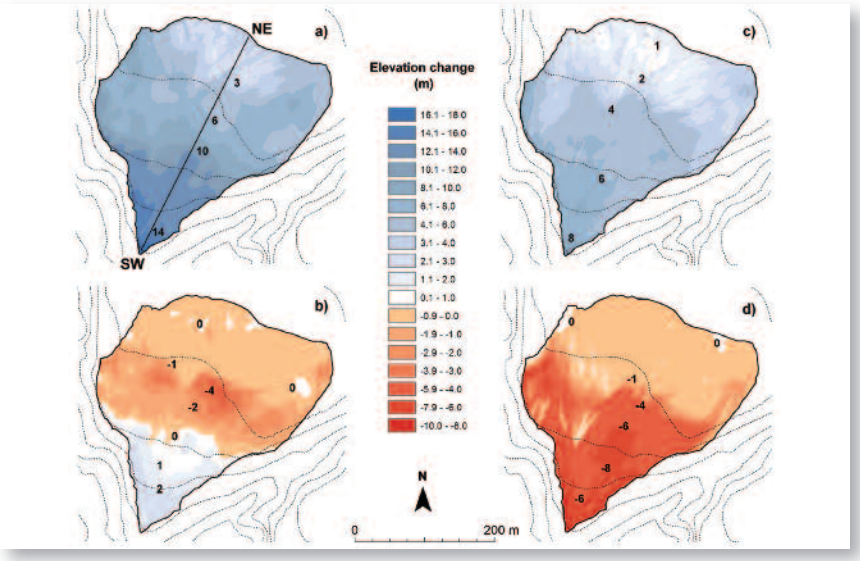


Fig. 3
Variazioni di quota misurate: a) 09/2010 – 05/2011, b) 09/2010 – 09/2011, c) 09/2011 – 05/2012 d) 09/2011 – 10/2012
Measured elevation changes: a) 09/2010 – 05/2011, b) 09/2010 – 09/2011, c) 09/2011 – 05/2012 d) 09/2011 – 10/2012

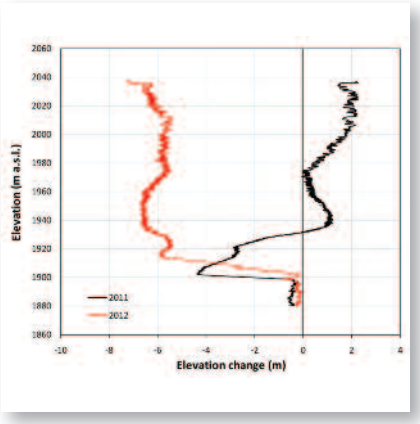


Fig. 4
Variazioni della superficie rispetto alla quota 09/2010 – 09/2011 (linea nera) e 09/2011 – 10/2012 (linea rossa) lungo il profilo SW-NE della Fig. 3a

Elevation changes vs. elevation 09/2010 – 09/2011 (black line) and 09/2011 – 10/2012 (red line) following the SW-NE line in Fig. 3a

sono stati rilevate grandi quantità di neve soprattutto nella parte superiore del ghiacciaio dove si arrestano frequenti valanghe. Lo spessore del manto nevoso variava da 2 a 15 m nel 2011 (7.5 m in media) e da 0.5 a 10 m nel 2012 (4.1 m in media). L'equivalente in acqua (w.e.) della neve accumulata è stato pari a 4.2 m nel 2011 e 2.4 m nel 2012.

Le variazioni annuali di quota presentano una distribuzione spaziale costante nella parte bassa del ghiacciaio, che è coperta di detriti e si è abbassata da 0 a 1 m (Fig. 3 b e d). Al contrario le variazioni di quota sono risultate molto diverse nelle parti centrale e superiore del ghiacciaio. Nel primo anno l'abbassamento è stato prevalente nella fascia 1900-1940 m s.l.m., mentre ad altitudini più elevate si è verificato un ispessimento (Fig. 4). Nel secondo anno sono state osservate perdite di quota di diversi metri (6 m in media) in tutta la parte superiore del ghiacciaio, con un forte gradiente di variazione altimetrica a circa 1910 m s.l.m.. La variazione media è stata di -0.5 m nel 2010-'11 e -2.6 m nel 2011-'12, che corrispondono ad un bilancio di massa geodetico netto annuo di -0.4 e -2.1 m w.e. e ad un bilancio estivo di -4.6 e -4.5 m w.e., rispettivamente (Tab. 1).

Le principali differenze tra i due anni, in termini di condizioni climatiche, hanno riguardato la precipitazione durante la stagione di accumulo, mentre le differenze di temperatura durante la stagione di ablazione sono state meno rilevanti (tab. 1). Di conseguenza, la risposta del ghiacciaio sembra essere guidata principalmente dalle anomalie di precipitazione, come suggerito da Carturan et al. (2013) e da Serandrei Barbero et al. (1989). E' interessante notare che il bilancio estivo è stato proporzionale all'anomalia termica dell'aria nelle stagioni ablazione, ovvero con temperature più elevate è stata misurata una minore ablazione.

Questo paradosso può essere spiegato con il feedback negativo esercitato dalla spessa copertura di detriti che copre il ghiaccio, riducendo i tassi di ablazione una volta che la neve e il firn siano esauriti. Come si nota in fig. 4, i cambiamenti di quota sono scarsi al di sotto di 1900 m in entrambi gli anni. Questa quota separa la parte superiore, prevalentemente libera di detriti, dalla zona inferiore, coperta da uno strato di detrito spesso mediamente 2.5 m che limita fortemente la fusione. Nel 2011 le maggiori perdite di quota sono state rilevate nella fascia di quota 1900-1930 m, dove il firn degli anni precedenti è stato esposto all'ablazione estiva, mentre più in alto la neve d'inverno è perdurata fino al termine della stagione di ablazione, con conseguente accumulo netto e ispessimento. Nel 2012 l'accumulo di neve non ha controbilanciato l'elevata ablazione causata dalle alte temperature estive e su tutto il ghiacciaio si è verificata ablazione netta.

La fig. 5 mostra in maggiore dettaglio i cambiamenti di quota da settembre 2011 a ottobre 2012. Come si vede, l'abbassamento della superficie del ghiacciaio è strettamente correlato al tipo di superficie che è stata esposta all'ablazione. Nella metà inferiore del ghiacciaio quando la neve e firn si sono esauriti i tassi di ablazione sono calati bruscamente per l'effetto isolante dello strato di detriti. Al contrario, nella metà superiore del ghiacciaio, dove il firn persiste per tutta l'estate, i tassi di ablazione rimangono elevati causando un massiccio assottigliamen-

CARTURAN L.(1), CAZORZI F.(2), DALLA FONTANA G.(1)

(1) Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali, Università di Padova

(2) Dipartimento di Scienze Agrarie ed Ambientali, Università di Udine

to del corpo di ghiaccio. Nel complesso queste evidenze confermano l'impatto minore della temperatura dell'aria e l'importanza maggiore di precipitazioni solide nel controllo del bilancio di massa del ghiacciaio del Montasio Occidentale, evidenziando la sua complessa risposta ai cambiamenti climatici dovuta al feedback associato alla spessa copertura detritica.

Piccole aree sono collassate nella parte superiore del ghiacciaio (Fig. 5) a causa della presenza di cavità subglaciali il cui tetto è crollato una volta raggiunto uno spessore critico a causa dell'ablazione. Nella parte occidentale del ghiacciaio si è verificato un crollo, probabilmente causato da un flusso concentrato di acqua piovana dalle soprastanti pareti di roccia, che ha provocato la rottura di uno sbarramento temporaneo e la conseguente formazione di un piccolo debris-flow. A causa della rapida fusione del firn, nel 2012 i depositi a forma di cresta presenti nella parte superiore del ghiacciaio erano di gran lunga più sporgenti rispetto alla situazione osservata nel 2011.

La velocità superficiale nella parte bassa del ghiacciaio è risultata confrontabile nei due anni e varia nei diversi punti da 0 a 35 cm y^{-1} con una media di 20 cm y^{-1} (Fig. 6). Da notare che la direzione del flusso è risultata più divergente nel 2012 rispetto al 2011, comportamento piuttosto sorprendente dato il piccolo intervallo di tempo tra le due osservazioni. Una possibile spiegazione può essere ricercata nelle differenze di spessore e distribuzione spaziale di firn e neve sulla zona di accumulo (Fig. 5). Nel 2011 gli spessi depositi da valanga superiori e laterali possono aver indotto una leggera deviazione del flusso di ghiaccio dalla direzione di massima pendenza, mentre nel 2012 lo spostamento della parte bassa del ghiacciaio pare essere dominato dal gradiente topografico, data la rapida contrazione e assottigliamento della zona di accumulo.

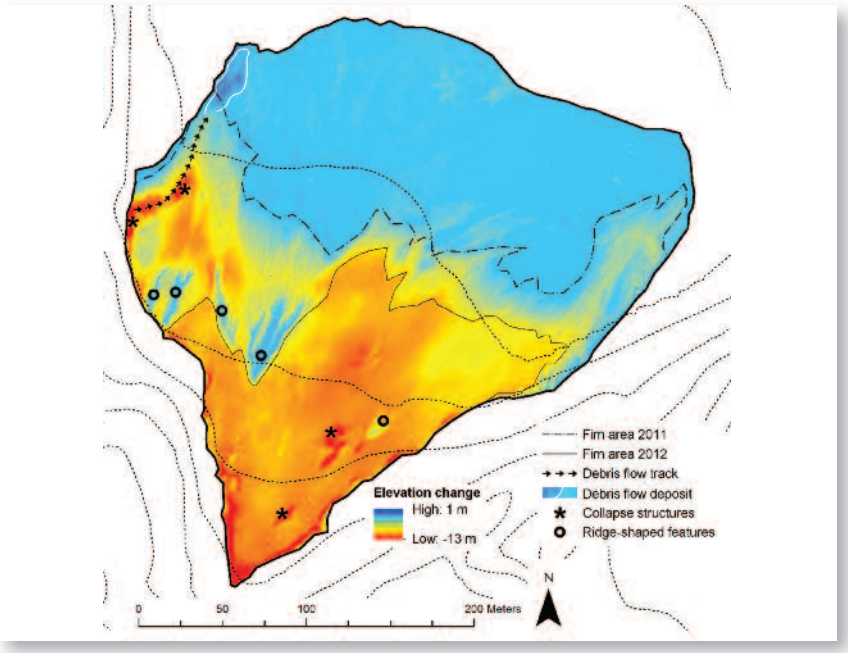


Fig. 5
Variazioni di quota e di estensione della copertura a Firn tra l'autunno 2011 e l'autunno 2012
Elevation changes and shrinking of the Firn-covered area in the 2011-2012 hydrological year

Conclusioni

I metodi e gli strumenti che sono stati utilizzati per il monitoraggio dei rapidi cambiamenti in atto sul ghiacciaio Occidentale del Montasio hanno fornito risultati soddisfacenti e chiavi di lettura interessanti per i processi investigati. L'intero ghiacciaio è stato rilevato in modo efficace da due postazioni di scansione utilizzando un laser scanner terrestre (TLS), evitando così l'accesso diretto alla superficie del ghiacciaio. I dati acquisiti hanno consentito la costruzione di modelli digitali ad altissima risoluzione, che sono stati utilizzati per studiare le attuali dinamiche del ghiacciaio e i processi che regolano la sua risposta ai cambiamenti climatici.

Le diverse condizioni climatiche nei due anni osservati, in particolare per l'accumulo di neve invernale, confermano i risultati di Carturan et al. (2013) che suggeriscono una elevata sensibilità del ghiacciaio alle precipitazioni invernali, e una bassa sensibilità alle temperature estive. La spessa copertura detritica riduce fortemente i tassi di ablazione dopo che la neve invernale e il firn degli anni precedenti si sono fusi. Lo spostamento della superficie nei due anni di osservazione è risultato analogo in velocità ma piuttosto diverso in direzione.

Questi risultati sono interessanti e in qualche modo contrastanti rispetto a ghiacciai alpini definibili "normali" (vale a dire più grandi, privi di detriti, a quote più elevate e con trascurabile accumulo valanghivo), che mostrano una maggiore sensibilità alle temperature estive e prevalenti feedback positivi durante il processo di deglaciazione, come per esempio l'abbassamento dell'albedo, l'abbassamento della superficie, e l'aumento dell'emissione termica da parte delle aree in roccia che emergono dal ghiacciaio.

Fig. 6
Spostamento medio annuo della superficie: (a) 09/2010-09/2011, (b) 09/2011-10/2012

Annual surface velocities: (a) 09/2010-09/2011, (b) 09/2011-10/2012

Riferimenti Bibliografici

Carturan L, Baldassi GA, Bondesan A, Calligaro S, Carton A, Cazorzi F, Dalla Fontana G, Francese R, Guarnieri A, Milan N, Moro D, Tarolli P (2013) Current behaviour and dynamics of the lowermost Italian glacier (Montasio Occidentale, Julian Alps). Geogr Ann A 95:79-96

Serandrei Barbero R, Rabagliati R, Zecchetto S (1989) Analisi delle misure alle fronti dei ghiacciai delle Alpi Giulie e correlazioni con i dati climatici. Geogr Fis Din Quat 12:139–149

WGMS (World Glacier Monitoring Service) (1989) - World glacier inventory - Status 1988. Haeberli, W., Bösch, H., Scherler, K., Østrem, G. and Wallén, C. C. (eds.), IAHS (ICSI) / UNEP / UNESCO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland: 458 pp.

COLUCCI R.R.[1], **FORTE E.**[2]

[1]CNR - Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie Per l'Ambiente (ISMAR Trieste)

[2]Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste

IL MONITORAGGIO DEL GHIACCIO DEL CANIN GRAZIE ALLA GEOFISICA

Emanuele Forte

Emanuele Forte, ricercatore presso il Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste, è impegnato in attività di ricerca nel settore del trattamento e dell'interpretazione dati geofisici a diversa scala. In questo ambito ha sviluppato metodi innovativi per l'elaborazione di dati GPR a copertura singola e multipla. Ha sperimentato metodologie di integrazione di dati in particolare sismici, Georadar, magnetici e geoelettrici per studi ad alta risoluzione con applicazioni nei settori della geologia applicata e strutturale, della glaciologia, dell'archeologia, dell'ambiente (inquinamento da contaminanti liquidi, discariche), dell'ingegneria e dello humanitarian demining

Abstract

In the last years, glaciological researches in Friuli Venezia Giulia are experiencing a period of renewed interest, especially thanks to new technologies like Terrestrial and Airborne Laser Scanning (LiDAR), more powerful Ground Penetrating Radar (GPR) systems and widespread diffusion of Automatic Weather Stations (AWS) located at high elevation. These techniques and facilities were used in Canin area (Julian Alps) to better understand the present state of the glacial remnants, both from a glaciological and a climatological point of view, and to deal with the study of underground ice, which represents a new approach to paleoclimatological studies in mountain areas. In this work we present some case studies and some preliminary results dealing with the use of the geophysics in glacierized areas.

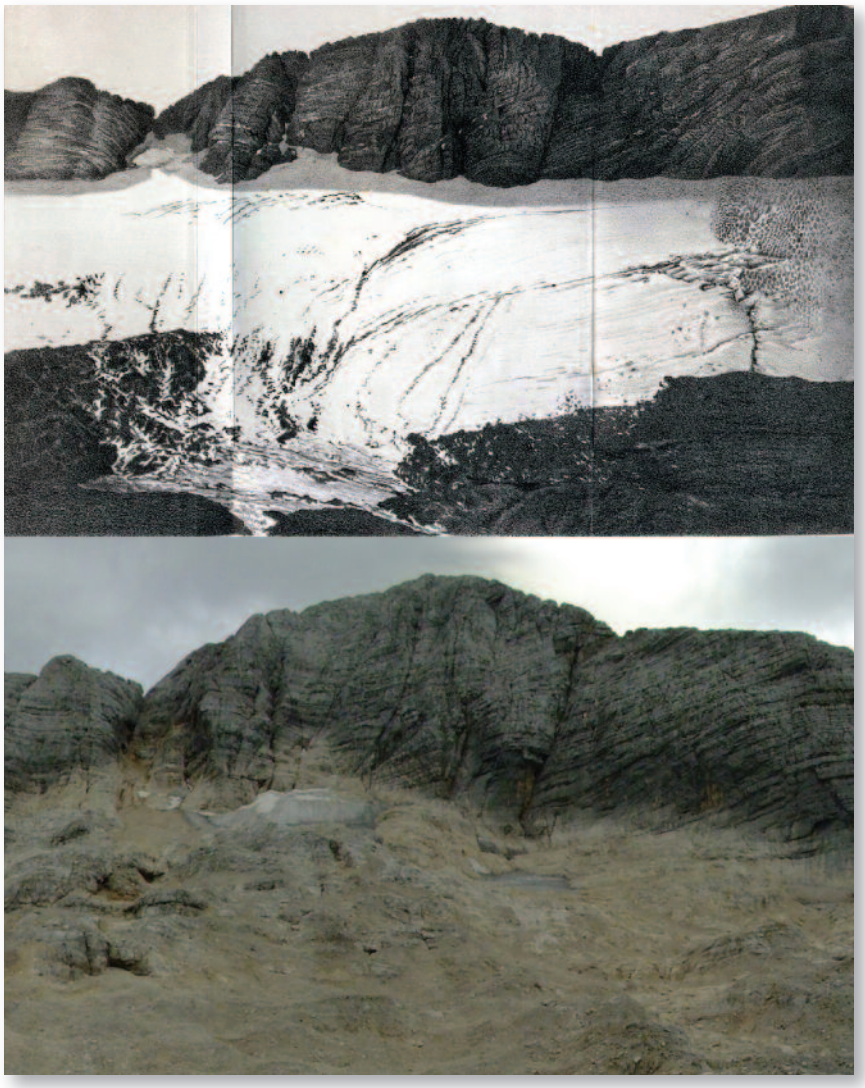


Fig. 1
La prima immagine dei ghiacciai del Canin di Giacomo Savorgnan di Brazzà nell'autunno 1880 (sopra). Nell'immagine sotto (Renato R. Colucci, autunno 2012), con punto di vista simile, è evidente la quasi totale scomparsa del ghiacciaio avvenuta nell'ultimo secolo

First image of Canin glaciers made by Giacomo Savorgnan di Brazzà in autumn 1880 (up). In the picture below (Renato R. Colucci, Autumn 2012), from a similar view point, is clearly visible the almost complete disappearance of the glacier occurred in the last century

Introduzione

L'uso delle tecniche elettromagnetiche per lo studio delle masse ghiacciate e per misurare le proprietà di neve e ghiaccio è consolidato da molti anni. Le metodologie più utilizzate sono il Time Domain Reflectometry (TDR), a scala puntuale (Stein and Kane, 1983; Stacheder et al., 2005), e il Ground Penetrating Radar (GPR o Georadar) applicato a larga scala (Annan et al., 1994; Arcone, 1996; Godio, 2009). Il GPR in particolare mira al raggiungimento di vari obiettivi, ma è tradizionalmente usato per evidenziare la stratigrafia del ghiaccio, misurare lo spessore di neve e ghiaccio e stimare il volume di ghiacciai e glacionevati, talvolta anche con l'ausilio di aerei o elicotteri per ottenere rapidamente un gran numero di misure anche in zone logisticamente complesse o inaccessibili. L'obiettivo finale, e forse il più importante, è la stima dell'equivalente in acqua di un ghiacciaio che è espresso in metri di acqua equivalente (mWE). Conoscere il volume di un corpo glaciale necessita quindi di accurate misure per valutarne la densità media che, applicata all'intera massa, è in grado di dirci a quanta acqua corrisponde un determinato ghiacciaio. Solitamente si usa una costante di densità pari a 0.9g/cm3 (Paterson, 1994) che è una buona approssimazione se ci troviamo di fronte ad una calotta di ghiaccio o ad una ghiacciaio grande e molto spesso, ma non è più applicabile su apparati glaciali di piccole dimensioni composti non solo da ghiaccio ma da vari livelli di neve, firn e sedimenti più o meno grandi intrappolati all'interno. Si è portati generalmente a credere che i piccoli ghiacciai e glacionevati, come quelli del Canin ad esempio, non siano cruciali nella stima dell'acqua immagazzinata nelle masse ghiacciate del pianeta a scala globale, ma, come recentemente puntualizzato da alcuni autori (ad es. Bahr e Radic, 2012), siccome i maggiori ghiacciai alpini hanno aree dell'ordine di 100 km^2, per contenere l'errore nelle stime al di sotto del 10% tutti i ghiacciai più grandi di 1.43X10-2 km^2 (0.014 km^2) vanno inclusi nei bilanci di massa. Anche lo studio di piccoli ghiacciai e glacionevati, caratterizzati spesso da importanti variazioni di massa in breve tempo, risulta estremamente importante. Più semplice, in termini di bilancio di massa, ma più complesso in termini di interpretazione della stratigrafia interna, invece, è l'uso del GPR nelle applicazioni in grotta. Qui i

(1)CNR - Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie Per l'Ambiente (ISMAR Trieste)
(2)Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste

depositi di ghiaccio permanente mostrano generalmente poche variazioni di densità, ma la corretta interpretazione delle strutture basali e interne, le sottili inclusioni di sedimenti, la presenza di bolle d'aria o di acqua e le concentrazioni di blocchi di roccia possono dare informazioni importantissime sull'evoluzione di queste masse ghiacciate ipogee. La loro corretta individuazione, dal punto di vista strettamente geofisico, non è certamente facile anche a causa della morfologia delle cavità che normalmente è complessa e articolata e della roccia che è spesso parzialmente ricoperta da detrito e/o intensamente fratturata.

Nel corso degli ultimi anni sono state eseguite varie campagne GPR su alcuni glacionevati del Monte Canin ed in alcune cavità interessate da depositi di ghiaccio permanente e stratificato. In particolare nel corso del 2011 sono stati eseguiti un rilievo completo del glacionevato orientale del Canin (World Glacier Inventory ID number: IT4L00003002; Haeberly et al., 1988) e del glacionevato del Prevala, oltre che di una grotta di ghiaccio nella zona del monte Leupa. Nella primavera 2012 è stato eseguito un rilievo GPR completo della porzione orientale del glacionevato occidentale del Canin (WGI ID number: IT4L00003004¸ Haeberly et al., 1988) mentre nel corso dell'autunno è stato eseguito un rilievo ipogeo nella "caverna del Vasto" nei pressi di Sella Ursic, alle spalle di un piccolo glacionevato di cui si trova traccia in bibliografia appena nel 2002 (Almasio, 2002) e che è stato recentemente denominato glacionevato del Vasto (Colucci, 2012). Nel corso dell'estate 2013 il glacionevato di Prevala è stato nuovamente soggetto ad indagini GPR 4D, ovvero ripetute nel tempo, per meglio caratterizzarne le variazioni di volume e di massa anche a breve termine.

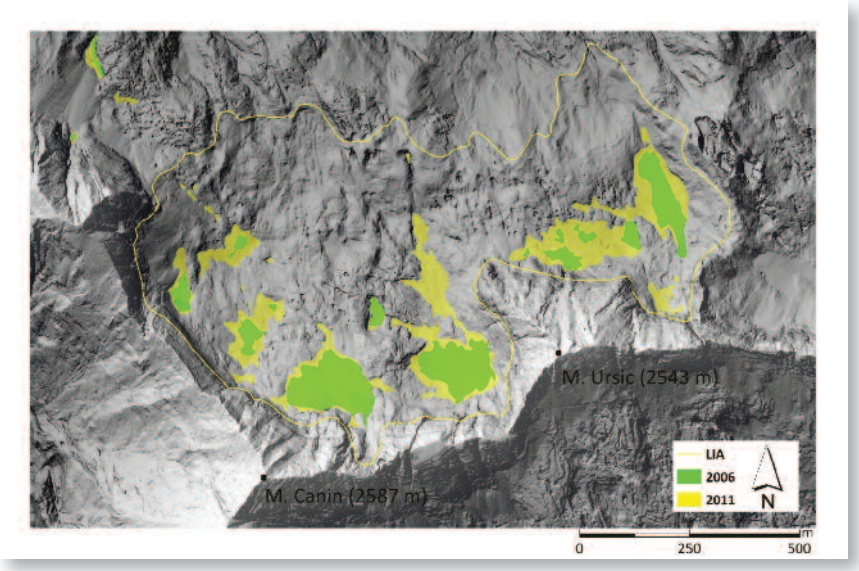


Fig. 2
Estensione areale del ghiacciaio del Canin al massimo della piccola età glaciale di prima metà '800 (LIA), e dimensione dei glacionevati residui tra il 2006 e 2011. Le 3 aree verdi residuali più estese dell'autunno 2006 rappresentano, da sx a dx, il glacionevato occidentale settore est e settore ovest ed il glacionevato orientale. Gli areali gialli rappresentano la situazione al 4 ottobre 2011 quando è stato eseguito il sondaggio LiDAR da UMFVG

Extension of Canin Glacier during the Little Ice Age maximum of early '800 (LIA) and size of residual glacierets in 2006 and 2011. The major residual green areas of fall 2006 represents, from left to right, east and west sectors of westerly glacieret and easterly glacieret. Yellow areas represent the situation at 4 October 2011 when LiDAR survey was performed by UMFVG

Fig. 3
Da sinistra a destra: i ghiacciai Ursic, Canin Orientale e Canin Occidentale nel 1893 (sopra, Antonio Ferrucci) e nel 2011 (sotto, Renato R. Colucci). Il ghiacciaio dell'Ursic è da considerarsi estinto, mentre piccoli glacionevati resistono ancora al piede delle pareti dell'Ursic e del Canin.

From left to right: Ursic, Canin Orientale and Canin Occidentale glaciers in 1893 (up, Antonio Ferrucci) and in 2011 (down, Renato R. Colucci). Ursic glacier is nowadays extinct, while small glacierets still remain at the base of Ursic and Canin walls.

Area di studio

Il massiccio del Monte Canin, all'interno del Parco Naturale delle Prealpi Giulie, è caratterizzato da potenti successioni di dolomie (dolomia principale) e calcari stratificati (Calcari del Dachstein) oltre che da porzioni di calcari massicci di età giurassica (circa 200-150 milioni di anni fa). Le ripide pareti settentrionali proteggono dalla radiazione solare i resti dei ghiacciai omonimi che, seppur figurino nel WGI ancora come tali, dagli anni '90 andrebbero riclassificati come piccoli glacionevati di circo alimentati da valanghe e da vento, localizzati tra i 2150 m ed i 2300 m di quota. Non esistono al momento dati sul movimento di questi piccoli glacionevati, informazioni queste che però sono in corso di acquisizione.

L'area del Canin, inoltre, fin dagli anni '60 è oggetto di numerose indagini speleologiche ed idrologiche (e.g. Casagrande e Cucchi, 2007) ed in molte cavità sono stati rinvenuti depositi di ghiaccio permanente e stratificato.

I ghiacciai del Canin furono raggiunti per la prima volta alla fine del XIX secolo da Giacomo Savorgnan di Brazzà, ed è grazie a lui che si deve la prima e più antica immagine del ghiacciaio occidentale che documenta la situazione nell'autunno del 1880 (Fig. 1).

Secondo Marinelli (1894) Il ghiacciaio, alla fine del XIX secolo, misurava circa 3 km in larghezza e 0.7 km in lunghezza. Già allora la fase di ritiro glaciale sembrava evidente, e dalle prime osservazioni il trend di generale contrazione nel corso degli ultimi 130 anni è stato interrotto da moderate fasi di avanzamento tra il 1910 ed il 1920 e tra il 1946 ed il 1961, mentre una forte accelerazione

COLUCCI R.R.(1), **FORTE E.**(2)

(1)CNR - Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie Per l'Ambiente (ISMAR Trieste)

(2)Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste

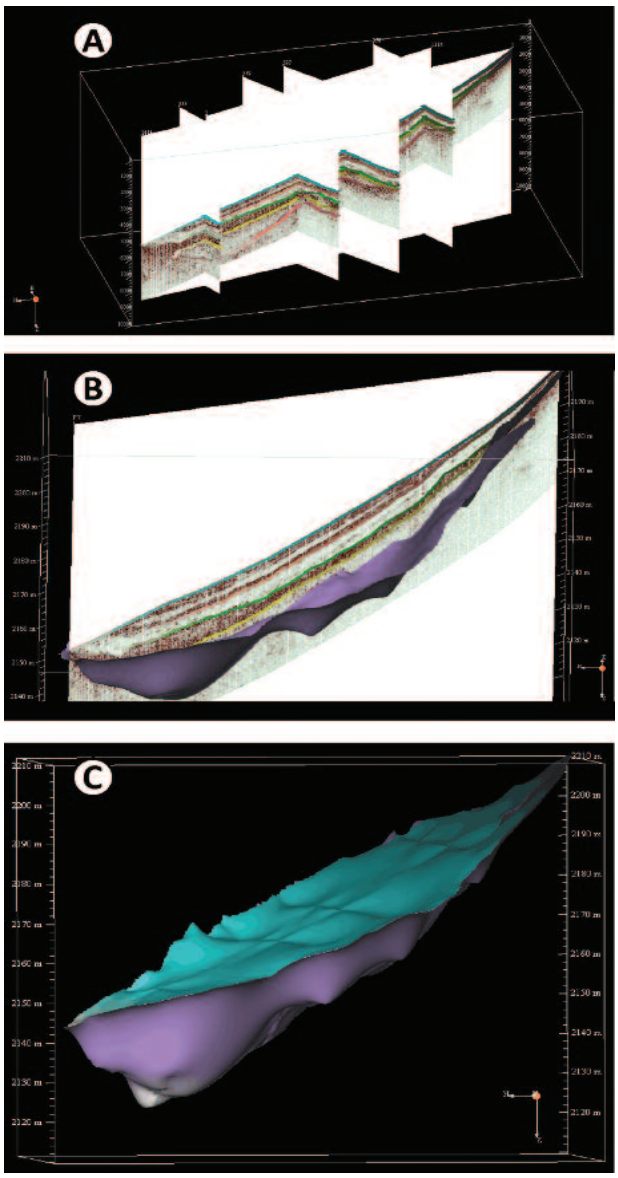


Fig. 4
Dall'alto in basso: A) Integrazione 3D dei profili GPR sul Ghiacciaio orientale del Monte Canin con evidenziati i principali riflettori; B) profilo longitudinale al ghiacciaio con evidenziata la superficie basale del ghiacciaio e i principali riflettori interni (la scala verticale mostra la quota sul lmm); C) rappresentazione 3D del volume del ghiacciaio delimitato dalla superficie topografica (in azzurro) e dalla superficie basale (in viola)

From top to bottom: A) 3D integration of GPR profiles acquired on the Ghiacciaio orientale del Monte Canin, with the main reflectors highlighted; B) longitudinal profile with the basal surface and the main internal reflectors superimposed (the vertical scale shows the elevation above the sea level); C) 3D reconstruction of the glacier volume obtained intersecting the topographic surface (in azzurro) with the basal surface (in violet)

nella riduzione glaciale è stata registrata a partire dalla fine degli anni '80 del secolo scorso e fino al 2000 (Desio, 1927; Serandrei Barbero et al., 1989; Armando et al., 2006). Oggi dei 4 ghiacciai principali un tempo presenti (Prestrelenig, Ursic, Canin orientale e Canin occidentale) rimangono 3 piccoli glacionevati maggiori (Canin orientale est, Canin occidentale est ed ovest) ai quali va aggiunto il glacionevato di Prevala, nonostante non sia presente nel WGI ma per dimensione e tipologia simile agli altri. Da menzionare anche il piccolo glacionevato del Vasto, oltre ad alcune piccole placche di ghiaccio visibili ancora sotto il Monte Forato e la Torre Gilberti, a testimoniare l'imponente contrazione subita dai ghiacciai delle Alpi Giulie in poco più di un secolo (fIG. 2 e 3).

L'area del monte Canin è interessata da precipitazioni medie annue molto elevate, anche superiori ai 3000 mm. Dal dicembre 1972 sono raccolte presso il rifugio Gilberti (quota 1850 m) regolari osservazioni giornaliere invernali della copertura nevosa, mentre dalla fine degli anni '90 una stazione meteorologica automatica (AWS) è installata al Livinal Lunc a 1830 m di quota e a circa 2 km in linea d'aria dai glacionevati. Dai dati registrati si evince come la media della neve caduta tra l'1 dicembre ed il 30 aprile di ogni anno sia di circa 7 m. La temperatura media annua misurata nel periodo 2000-2012 risulta uguale a 3.9±0.8 °C. Usando il gradiente medio atmosferico di 0.65°C al km la temperatura alla fronte dei glacionevati è stata stimata in 1.5±0.9°C. Nel 2011 una nuova AWS è stata installata nei pressi dei glacionevati e permetterà in futuro di ottenere maggiori informazioni sulla climatologia dell'unica area con caratteristiche ancora glaciali delle Alpi Giulie, assieme a quelle del Montasio e del Triglav (Slo).

Risultati dei rilievi GPR

Il GPR emette onde elettromagnetiche nel sottosuolo e registra le riflessioni che si originano ogniqualvolta siano presenti discontinuità elettromagnetiche che, a loro volta, sono legate a specifiche caratteristiche dei diversi materiali presenti.

I dati GPR, vengono acquisiti utilizzando antenne che sono normalmente mantenute in contatto con la superficie topografica (ma esistono anche applicazioni in remoto) e vengono traslate nello spazio, permettendo di ottenere informazioni sul sottosuolo con intervalli molto piccoli, anche di qualche centimetro. Si possono utilizzare antenne che emettono segnali con diversa frequenza ed in questo modo è possibile privilagiare la profondità di indagine (che per materiali ghiacciati può raggiungere centinaia di metri) o il grado di dettaglio (che può arrivare al centimetro). Una volta registrati, i dati sono elaborati con la finalità di migliorarne l'interpretabilità. Si effettuano infatti vari tipi di filtraggi e il recupero dell'ampiezza che altrimenti risulta fortemente attenuata. Inoltre, i dati registrati lungo pendii scoscesi, come nel caso di ghiacciai e glacionevati, devono essere corretti in modo da tener conto delle variazioni topografiche, oltre che convertiti in profondità a partire da dati originariamente acquisiti in funzione del tempo trascorso dall'istante di immissione dell'onda elettromagnetica nel sottosuolo.

I dati GPR elaborati sono quindi rappresentazioni di "profili" o "sezioni" verticali lungo il prercorso di acquisizione e mostrano in ascissa e ordinata la profondità dalla superficie topografica e la distanza lineare lungo la superficie, rispettivamente. Tali profili possono venir interpretati, dapprima bidimensionalmente e successivamente in 3D, integrando e correlando in un volume tutte le informazioni.

In figura 4a viene mostrato l'insieme dei profili interpretati relativi al ghiacciaio orientale del Canin, acquisiti nell'ottobre 2011. Con diversi colori sono stati indicati i principali orizzonti presenti, in partico-

(1)CNR - Dipartimento di Scienze del Sistema Terra e Tecnologie Per l'Ambiente (ISMAR Trieste)
(2)Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste

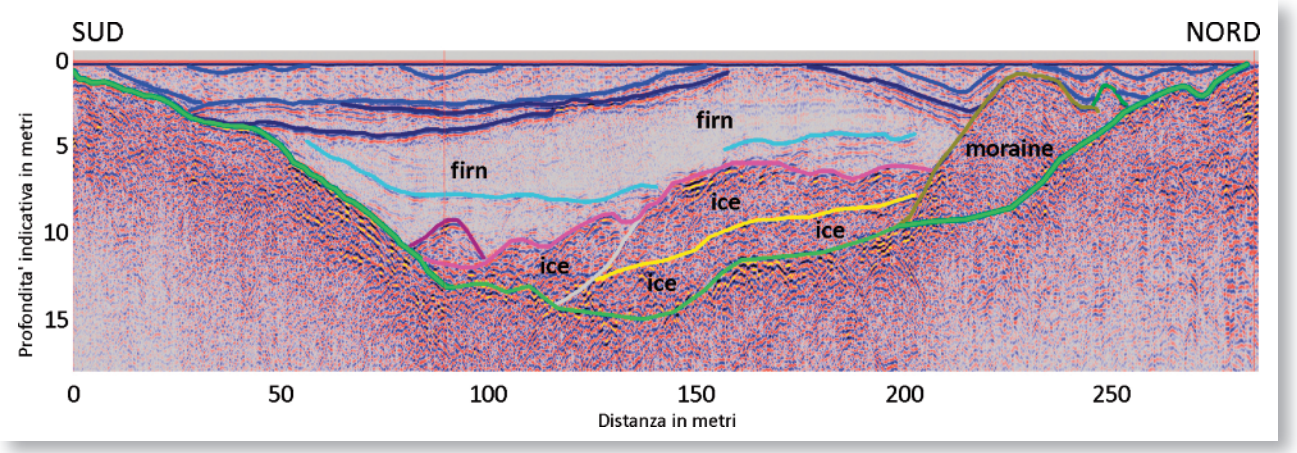


Fig. 5
Esempio di profilo GPR interpretato acquisito nel luglio 2011 sul glacionevato del Prevala. I riflettori in blu e azzurro rappresentano stratificazioni interne alla neve e al firn, mentre in viola è evidenziato il top del ghiaccio. La base del glacionevato è evidenziata dall'orizzonte verde. Si noti la presenza della morena frontale (al di sotto del livello verde scuro). Il profilo è rappresentato senza correzione topografica per meglio evidenziare la continuità laterale delle superfici

Example of interpreted GPR profile acquired on July 2011 on the Prevala's glacieret. Blue and azur reflectors represent the snow/firn internal layering, while in violet we highlighted the ice top. Green horizon marks the glacieret bottom. Please note the frontal moraine (below the dark green level). The profile has not be corrected for the topography to better emphasize the lateral continuity of the surfaces

lare in rosa è evidenziato il contatto tra il ghiaccio e la roccia/detrito sottostante, mentre tra gli orizzonti verde (al top) e giallo (alla base) è presente, mista a materiale ghiacciato, una grande quantità di detrito.

La figura 4b pone in evidenza un profilo trasversale al ghiacciaio, con evidenziati i medesimi orizzonti già descritti precedentemente e la superficie basale, estrapolata fino al perimetro del ghiacciaio al momento dell'acquisizione dati. In figura 4c sono rappresentate le due superfici che racchiudono il volume del ghiacciaio al momento dell'acquisizione: in azzurro la superficie topografica definita da indagini LIDAR, in viola la base del ghiacciaio, ottenuta tramite l'interpolazione dei dati GPR.

Grazie a queste indagini e ad ulteriori analisi quantitative effettuate sui dati (Forte et al., 2013) è stato possibile ricavare diverse nuove informazioni sul corpo glaciale esaminato. Lo spessore massimo è risultato di quasi 30 m, nella parte settentrionale, non lontano dalla fronte glaciale, mentre l'estensione areale era di circa 17.000 m^2 (ottobre 2011). Integrando dati GPR con dati LiDAR e rilievi topografici puntuali è stato anche stimato il volume del ghiacciaio che nell'autunno 2011 era pari a oltre 200.000 m^3.

Le indagini condotte sul glacionevato del Prevala hanno portato a nuove e, per certi versi, inaspettate informazioni. Come risulta infatti evidente dalla figura 5, lo spessore massimo del materiale ghiacciato è risultato pari a circa 15 m e, al di sotto del firn, i dati GPR hanno evidenziato la presenza di ghiaccio ("ice" in figura 5). Data la quota del corpo glaciale (media 1900 m slmm) e la sua limitata estensione (lunghezza massima di circa 300 m), in passato il Prevala non è stato preso in considerazione probabilmente non ritenendo vi fosse presenza di ghiaccio ed ipotizzando spessori trascurabili.

Le indagini geofisiche effettuate all'interno di alcune grotte contenenti depositi di ghiaccio perenne e stratificato, hanno permesso di definire la morfologia del substrato e di stimare lo spessore del ghiaccio. Inoltre è stato possibile evidenziare le stratificazioni interne e la presenza di detrito. In figura 6 una cavità di alta quota del massiccio del Canin interessata da un deposito di ghiaccio permanente e stratificato. E' evidente la stratificazione interna del ghiaccio e la presenza di detriti a diversa granulometria.

Conclusioni

La criosfera del massiccio del Monte Canin è stata indagata con un dettaglio mai raggiunto in precedenza rendendo possibile la misura di bilanci di massa sia stagionali sia annuali. Anche se i resti glaciali si sono ridotti in maniera molto considerevole, anche solo rispetto alle dimensioni possedute all'inizio degli anni '80, depositi cospicui di ghiaccio ancora persistono raggiungendo il massimo spessore nella placca orientale di quello che era il ghiacciaio orientale del Canin. L'assenza di evidenti crepacci trasversali, in tutti gli apparati, porta a ritenere che il movimento dei glacionevati del Canin sia quasi assente o comunque molto contenuto, ma misure in questo senso sono in corso di acquisizione. Gli anni 2000, in particolare a partire dalla seconda metà, mostrano una sostanziale stabilità degli apparati glaciali delle Alpi Giulie se non addirittura un debole segnale di ricostituzione degli stessi così fortemente ridottisi in particolare nel corso degli anni '80 e '90. Ciò è verosimilmente dovuto agli apporti nevosi invernali più consistenti degli ultimi anni, che sono riusciti a contrastare le comunque frequenti, intense e spesso anomale ondate di calore estivo. Per quanto concerne la criosfera sotterranea, che come tale risente di una maggior inerzia nei tempi di risposta ai mutamenti del sistema climatico, gli studi in corso potranno permettere di caratterizzare in maniera più completa l'evoluzione olocenica recente del ghiaccio delle Alpi Giulie.

RINGRAZIAMENTI

Queste ricerche sono state supportate dal Finanziamento di Ateneo per progetti di ricerca scientifica – FRA 2012 – Integrated Monitoring of Ice within Caves – MonICa dell'Università di Trieste, dall'Unione Meteorologica del Friuli Venezia Giulia e dalla Comunità Montana del Gemonese, Canal del Ferro e Val Canale. Vogliamo ringraziare Marco Basso Bondini, Francesca Bearzot, Alice Busetti, Mauro Colle Fontana, Veronica Franco, Costanza Del Gobbo, Daniele Fontana, Stefano Pierobon, Marco Venier and Suzy Vizyntin, studenti del Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell'Università di Trieste, che hanno contribuito in maniera encomiabile alle operazioni sul campo e Chiara Boccali per il supporto gis. Un sentito ringraziamento va anche all'ufficio neve e valanghe della Regione FVG, alla Protezione Civile FVG e al Parco Naturale Prealpi Giulie per il supporto logistico offerto in svariate occasioni.

Fig. 6
Un deposito di ghiaccio permanente e stratificato all'interno di una grotta di ghiaccio del massiccio del Canin
A permanent and layered ice deposit within an ice cave of Canin massif

Riferimenti Bibliografici

Almasio A. (2002). The Canin Glacier. Terra Glacialis Anno V: pp. 189-201.

Annan A. P., Cosway S. W. and Sigurdsson T. (1994). GPR for snow water content. Fifth international conference on GPR, Waterloo Centre for Groundwater research, Univ. of Waterloo, Ontario, Canada 1994, 465-475.

Arcone S. A. (1996). High resolution of glacial ice stratigraphy: a ground-penetrating radar study of Pegasus Runway, McMurdo Station, Antarctica, Geophysics 61, 1653–1663.

Armando E., Baroni C. and Meneghel M., eds. (2006). Reports of the glaciological survey 2005, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 29 (2), 211-266.

Bahr D.B. and Radić, V. (2012). Significant contribution to total mass from very small glaciers, The Cryosphere, 6, 763–770.

Casagrande G., and Cucchi F. (2007) L'acquifero carsico del Monte Canin, spartiacque tra Adriatico e Mar Nero. Memorie Istituto Italiano di Speleologia, 19, 57-66.

Colucci R.R. (2012). Evidence of recent and holocenic evolution of the cryosphere in Friuli Venezia Giulia (Italy) PhD unpublished thesis.

Desio A., (1927). Le variazioni dei ghiacciai del Canin nell'ultimo quarantennio. In Alto, 1927.

Forte E., Dossi M., Colucci R.R. Pipan M. (2013). A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. Journal of Applied Geophysics, http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013.

Godio A. (2009). Georadar Measurements for the snow cover density, American Journal of Applied Sciences 6-3, 414-423.

Haeberli W., Bosch H., Scherler K., Østrem G., Wallén C., (eds.), (1989). World Glacier Inventory: Status 1988. IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO/World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 458 pp.

Marinelli O. (1894). Il ritiro dei ghiacciai del Canin, In Alto.

Paterson W.S.B. (1994). The physics of glaciers, 3rd edition, Elsevier Science, Tarrytown, N.Y., 480pp, ISBN 978-0123694614.

Serandrei Barbero R., Rabagliati R., Zecchetto S. (1989). Analisi delle misure alle fronti dei ghiacciai delle Alpi Giulie e correlazioni con i dati climatici, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 12, 139-149.

Stacheder M. C., Huebner S., Schlaeger S. and Brandelik A. (2005). Combined TDR and low frequency permittivity measurements for continuous snow wetness and snow density determination. In: Kupfer, K. (Ed.), Electromagnetic Aquametry, 16. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 367–382.

Stein J. and Kane D. L. (1983). Monitoring the unfrozen water content of soil and snow using time domain reflectometry, Water Resources Research 19 (6), 1573–1584.

LE NEVICATE SUI MONTI DEL FRIULI VENEZIA GIULIA

Evoluzione degli spessori in funzione dell'altitudine

Stefano Micheletti

Stefano Micheletti si è sempre occupato di meteorologia: ha iniziato all'Aeronautica Militare di Milano-Linate, poi presso l'ERSA FVG, nel programma italo-sloveno di difesa attiva dalla grandine. Nel 1991 è stato uno dei promotori dell'elaborazione delle previsioni meteorologiche regionali, curando anche la nuova rete di stazioni meteorologiche sinottiche. Dal 1995 direttore del Centro Servizi Agrometeo dell'ERSA, è stato trasferito nel 2000 all'ARPA FVG, nel neonato OSMER – Osservatorio Meteorologico Regionale, struttura che effettua le previsioni del tempo regionali, studi e ricerche climatologiche e di fisica dell'atmosfera, elaborazione dati stazioni e pubblica tutte le informazioni tramite web, radio, tv e stampa. E' tra i soci fondatori dell'UMFVG

Abstract

In the present work the data of daily fresh-snow made at different altitude elevations in the same region (treated as a vertical-profile of snow measurements) have been analyzed for 8 regions of the Friuli Venezia Giulia (FVG) mountains. Data have been collected by the "Settore Neve e Valanghe" of the FVG Region during the 2010/2011, 2011/2012 and 2012/2013 winters.

For each area the fresh-snow height at different altitudes has been studied, finding the mean value for each different altitude and a linear fit between altitude elevations (in m above m.s.l.) and fresh-snow height observations (in cm). In particular, that has been done for the subset of cases "above mean" (more significant snowfalls), finding a specific linear fit equation. The slope of this fit varies from a minimum of 15 cm/km for the Prealpi Carniche area to a maximum of 32 cm/km in the Sella Nevea area.

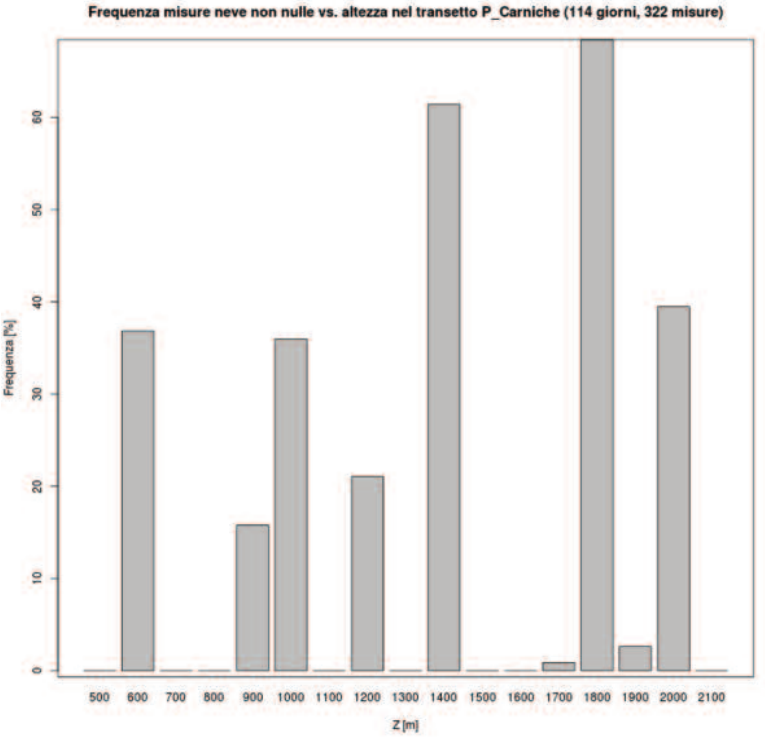


Fig. 1
Numero di misure di neve fresca non-nulla per le diverse quote del transetto "Prealpi Carniche". Sono state utilizzate 322 misure di neve fatte a 9 quote diverse in 114 giorni diversi

Number of fresh-snow observations for each sampling altitudes of the "Prealpi Carniche" area

Dal 2010 al 2013 l'Osservatorio Meteorologico Regionale dell'ARPA FVG ha istituito una collaborazione col Settore Neve e Valanghe della Regione Friuli Venezia Giulia per attivare una campagna di misura delle nevicate, volta al miglioramento delle previsioni di neve. In particolare è stato introdotto il concetto di misure di neve fresca giornaliera lungo un transetto verticale, ovvero una misura simultanea di neve in una stessa zona, ma a diverse quote. Sono state individuate 8 zone di misura, elencate in tabella 1 assieme al numero di transetti considerati validi disponibili nelle 3 stagioni invernali studiate.

Dalla tabella 1 si evince che alcune zone non sono molto rappresentative. In particolare "Tagliamento" ha troppi pochi casi, mentre "Avoltri" e "Zoncolan" hanno solo 3 quote diverse mentre "Tarvisio" e "Sella Nevea" ne hanno solo 4. Nel caso specifico di "Avoltri" le quote di misura non sono molto distanti tra di loro. Per questi motivi la zona "Tagliamento" è stata esclusa dall'analisi successiva, mentre i risultati trovati per "Sella Nevea", "Tarvisio", "Zoncolan" e in particolare "Avoltri" vanno presi con molta cautela. Viceversa, le zone meglio rappresentate sono quelle delle "Canale di San Pietro", "Prealpi Carniche" e "Valli del Torre".

La figura 1 mostra il numero di misure effettuate alle diverse quote del transetto "Prealpi Carniche", che è quello col numero maggiore di quote rappresentate in modo significativo. Andando a fare la media di tutte le misure di neve fresca giornaliera ad ogni singola quota di misura si ottiene la distribuzione visualizzata nel boxplot di figura 2. Considerando solo le quote che hanno almeno 5 misure si possono calcolare i valori medi (punti

Zona	Numero transetti validi	Quote significative presenti
Avoltri	40	3 (1000-1300m)
Canale di San Pietro	85	5 (600-2000m)
Prealpi Carniche	82	7 (600-2000m)
Sella Nevea	57	4 (700-1800m)
Tagliamento	5	3 (800-1900m)
Tarvisio	33	4 (800-1700m)
Valli del Torre	68	5 (500-1700m)
Zoncolan	28	3 (600-1700m)

Tab. 1
Elenco delle 8 zone in cui sono stati fatti i transetti neve, assieme al numero totale di transetti utili e al numero di quote rappresentate in maniera significativa, assieme alla quota minima e massima presenti nel transetto

List of the 8 areas where the snow profiles have been made, together with the total number of profiles and the number of different sampling altitudes per area, shown with the minimum and maximum altitude

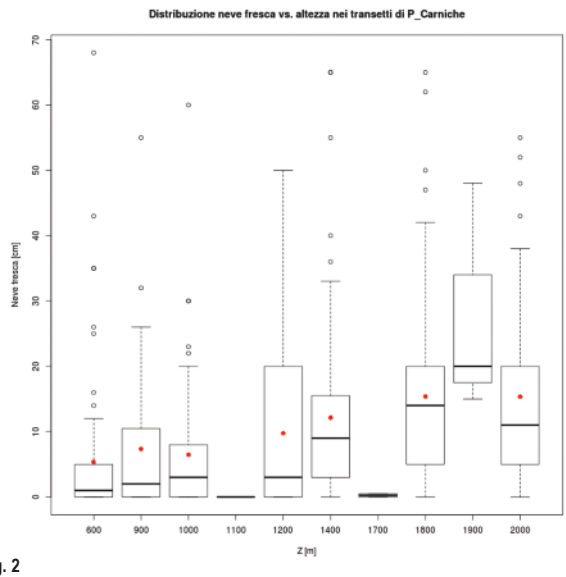


Fig. 2
Distribuzione con boxplot delle altezze di neve fresca (in cm) ad ogni quota di misura (in m). In rosso il valor medio per quote con almeno 5 misure

Boxplot distribution of fresh-snow height (in cm) at the different sampling altitudes (in m). The red dots show the mean value for altitudes with at least 5 observations

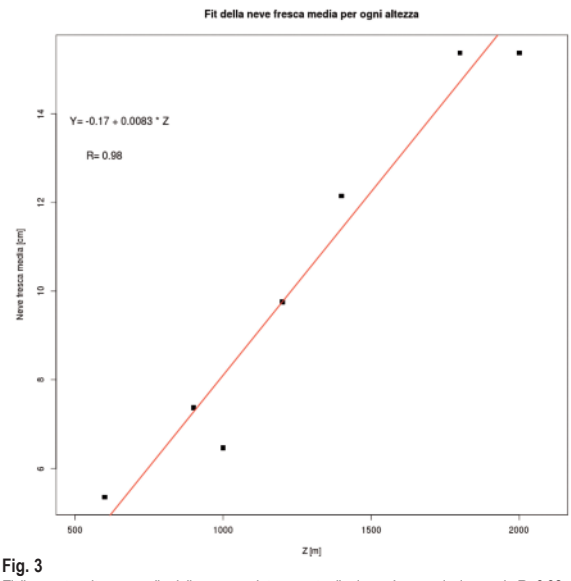


Fig. 3
Fit lineare tra altezza media della neve caduta e quota di misura. La correlazione vale R=0.98

Linear fit between mean fresh-snow and altitude elevation. Correlation is R=0.98

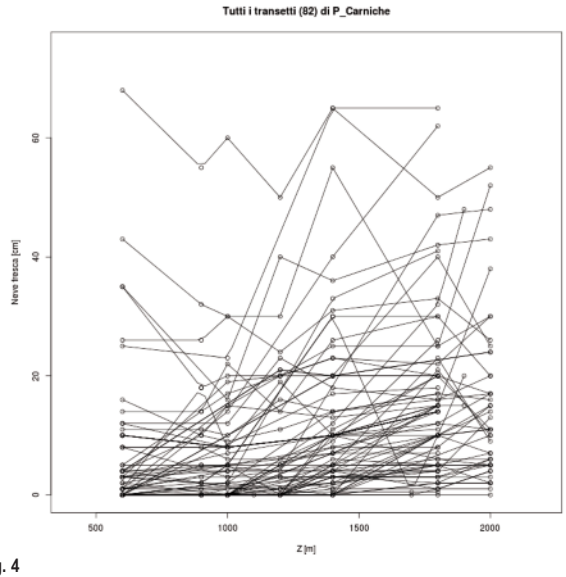


Fig. 4
Tutti i transetti effettuati nella zona delle Prealpi Carniche, si notano andamenti molto diversi tra di loro

All profiles of the Prealpi Carniche area: trends can be very different

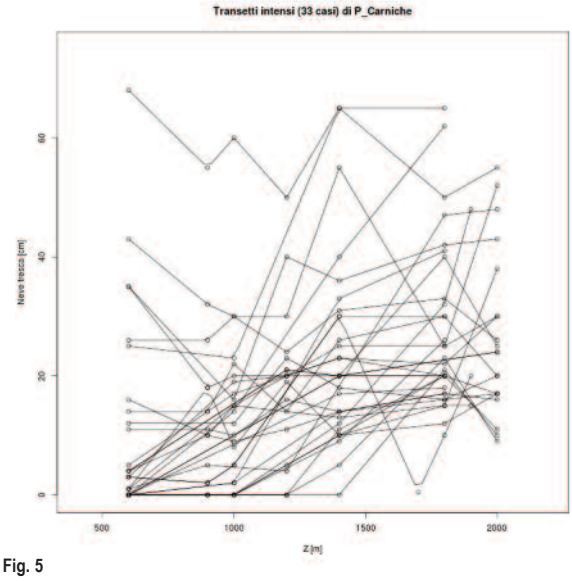


Fig. 5
I 33 transetti intensi considerati "sopra-media" e, in rosso, il relativo fit lineare

The 33 "heavy-snow" profiles defined as "above-mean" and -in red- their linear fit

rossi), che sono significativamente più alti della mediana (riga nera). I punti rossi mostrano un trend generale di aumento della neve fresca con la quota (come è ovvio che sia perché la neve fa più spessore a basse temperature e si scioglie in pioggia ad alte temperature), nonostante qualche piccola incertezza.

Visto questo trend risulta interessante cercare un fit lineare tra altezza della neve caduta e quota a cui viene fatta la misura e misurare la forza del legame tramite l'indice di correlazione lineare R. Si ottiene come risultato la seguente equazione:

$$Hsnow = 0.0083 * Z - 0.17, \qquad (eq.\ 1)$$

in cui l'altezza della neve fresca (Hsnow) si misura in centimetri e la quota (Z) in metri. Si noti la pendenza media del fit lineare pari a 8.3 cm di neve fresca per ogni km di quota.

Ovviamente questa relazione vale solo "in media", mentre se uno va a vedere tutti i singoli transetti (figura 4) trova che ci sono comportamenti molto vari, con alcuni transetti in cui nevica molto a tutte le quote e molti transetti in cui nevica poco (entrambi casi di bassa pendenza), oppure molti casi in cui nevica fino a quote intermedie (es. fino a 1200 m) e poi non nevica più (Hsnow=0). Per cercare di studiare i casi più interessanti, si è scelto di selezionare solo i transetti che avessero (sopra i 1200m di quota) almeno una misura sopra il valor medio di quella quota, in modo da poter discriminare tutti i transetti in due subsmaple: "casi sopra-media" e "rimanenti". Le figure 5 e 6 mostrano appunto i transetti di figura 4 suddivisi in queste due categorie. Si può notare che i transetti rimanenti hanno pendenze molto blande (addirittura negative in taluni casi), mentre quelli "sopra-media" sembrano molto più coerenti tra di loro.

Ripetendo lo studio del fit lineare tra Hsnow e Z nel sottoinsieme dei casi sopra-media in almeno un punto sopra i 1200m si ottiene la retta rossa di figura 5, descritta dall'equazione:

$$Hsnow = 0.0145 * Z + 0.31, \qquad (eq.\ 2)$$

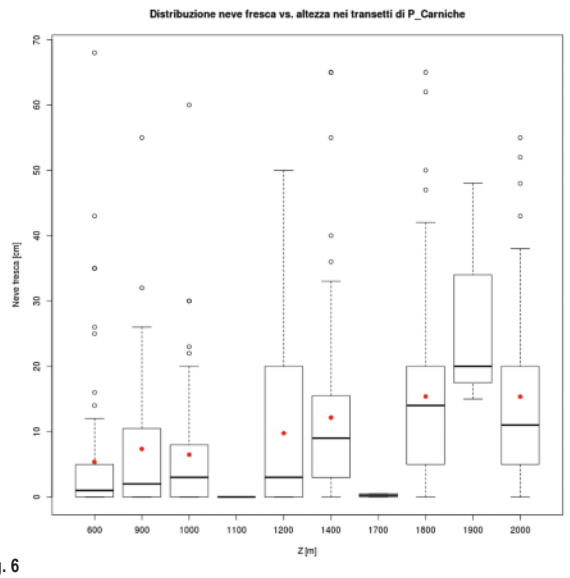


Fig. 6
I rimanenti 49 casi meno intensi .
The rest of the other 49 profiles not defined as heavy-snow .

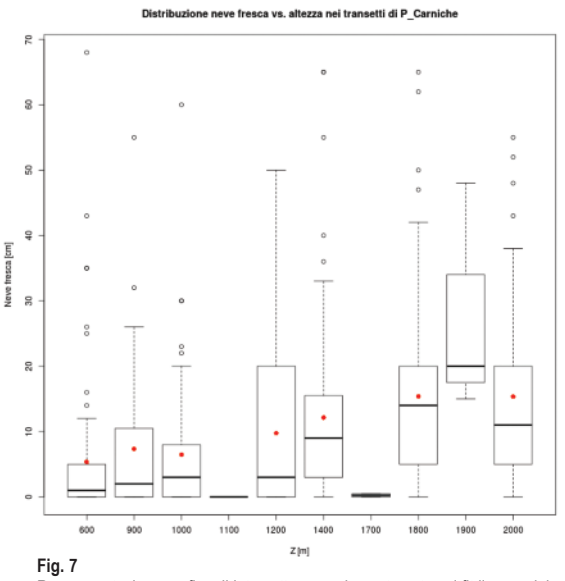


Fig. 7
Rappresentazione grafica di intercetta e pendenza trovate col fit lineare dei casi sopra-media per 5 zone distinte .
Diagram of slope and intercept for the above-mean linear fit in 5 different areas

che – ovviamente – ha una pendenza maggiore. La correlazione tra retta e i valori medi a ogni quota è R=0.97. L'equazione (2) potrebbe avere anche una valenza previsionistica nell'ipotesi che tutte le nevicate intense in quella zona abbiano circa la stessa pendenza, mentre solo l'intercetta dipenda dall'intensità (rette parallele).

Facciamo un esempio: supponiamo che il previsore possa avere una stima della neve fresca che cadrà a 850 hPa (circa 1500m di quota) e voglia sapere fino a che quota continuerà a nevicare. Ipotizziamo che la neve fresca giornaliera prevista a 1500m sia 15cm. L'intercetta diventa in questo caso: (15 - 0.0145 * 1500) = -6.75. Con questa nuova retta (usando la stessa pendenza di quella di eq. 2) si ottiene che l'altezza a cui Hsnow = 0 (quota minima a cui nevica) diventa 466 m, pari al rapporto tra intercetta e pendenza (6.75/0.0145). Viceversa, a 2000m di quota si potrebbe prevedere Hsnow = 0.0145 * 2000 + 6.75 = 36 cm di neve fresca. Ovviamente queste sono solo delle stime medie per la zona delle Prealpi Carniche in casi di forte nevicata.

Ripetendo l'analisi fatta per le Prealpi Carniche anche per tutte le altre zone significative si ottengono le equazioni riportate in tabella 2.

La figura 7 mostra la graficazione di pendenza e intercetta dei fit lineari delle medie dei soli casi sopra-media. Va notato che Zoncolan si basa su pochi casi (Tarvisio e Avoltri non avevano abbastanza casi significativi). Guardando invece le altre zone, si evidenziano forti similitudini tra Valli del Torre e Prealpi Carniche, mentre Sella Nevea ha un comportamento peculiare, caratterizzato dalla pendenza massima (forte gradiente di neve fresca al variare della quota). Il Canale San Pietro ha un comportamento intermedio, ma con pendenza più simile a Valli del Torre e Prealpi Carniche. Zoncolan invece ha una pendenza più simile a Sella Nevea, come aveva anche Tarvisio nello studio di tutti i transetti (non mostrato).

Conclusioni

Sono stati analizzati i dati dei transetti neve fresca effettuati dal personale delle Foreste coordinato dall'Ufficio Valanghe in 8 località delle montagne del Friuli Venezia Giulia. Alcune zone sono state scartate a causa del basso numero di misure o scarso numero di quote rappresentate. Andando a studiare l'andamento medio dei transetti con nevicate più intense (almeno un valore sopra la media di quella quota per quote maggiori di 1200m) si è trovato un fit lineare con pendenza variabili da un minimo di 15 cm di neve fresca per ogni chilometro di aumento di quota (Prealpi Carniche) ad un massimo di 32 cm di neve fresca per ogni chilometro di aumento di quota (Sella Nevea).

Questo studio preliminare si basa esclusivamente sul comportamento medio e non prende in esame le diverse situazioni meteorologiche in cui gli episodi di neve sono avvenuti (com'era stato fatto in Stefanuto et al. 1999 "Neveadis in Friul", Neve e Valanghe n37, o in Stefanuto 2008 "Alpi e Prealpi Carniche e Giulie – Studio nivoclimatico", Regione FVG technical Report), oltre a non aver informazione se la neve fresca si è accumulata in tutto il giorno o solo in poche ore. Inoltre si è seguito un approccio "verticale", mentre potrebbe essere stato interessante studiare la distribuzione delle nevicate sul piano orizzontale, alle diverse quote. Questi scenari aprono un ventaglio di possibili approfondimenti del presente studio.

Zona	Pendenza	Intercetta	R
Canale San Pietro	**0.0187**	-8.88	0.99
Prealpi Carniche	**0.0145**	0.31	0.97
Sella Nevea	**0.0324**	-15.77	0.99
Valli del Torre	**0.0152**	-1.48	0.90
Zoncolan	**0.0319**	-6.76	1.0

Tab. 2
Coefficienti del fit lineare dei valori medi di neve fresca ad ogni quota per i casi sopra-media in 5 zone distinte e coefficiente di regressione lineare
Linear fit coefficients and linear regression coefficient between fresh-snow height and altitude elevation for the above-mean profiles in 5 different areas

EVOLUZIONE ED ANDAMENTO NEVOSO IN FVG IN 40 ANNI DI OSSERVAZIONI

Daniele Moro
Coordinatore del Settore neve e valanghe della Regione Friuli Venezia Giulia, e vice coordinatore del Comitato Tecnico Direttivo Dell'AINEVA

Abstract

The Avalanche Warning Service of Friuli Venezia Giulia region began operations in December 1972 with the primary task to issue a bulletin for the prediction of the danger from avalanches valid for the mountain territory FVG, in order to prevent avalanche accidents.

This activity has necessarily entailed the establishment of a network of snow data collection on our territory.

After over 40 years, these dates are a wealth extremely important to understand what is happening in our region from the point of view of climate.

The archive of this data is a valuable contribution to the debate on climate change in recent decades. Fact, the data allow us to do a detailed analysis of how the situation is developing with regard to snowfall and snow cover on the mountains, everything in relation also to the avalanche accidents registered in our country in recent years.

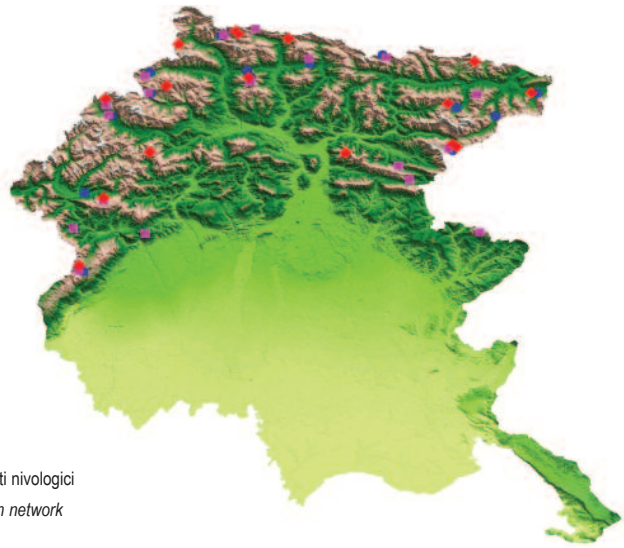


Fig. 1
Carta della rete raccolta dati nivologici
Map of snow data collection network

La Regione Friuli Venezia Giulia tramite il settore neve e valanghe raccoglie dati in ambito nivologico dal 1972, questo ha permesso nel corso degli anni di costruire una buona banca dati lunga ormai oltre 40 anni.

I dati raccolti provengono da tre distinte reti di monitoraggio, due di tipo manuale, la prima dedicata alla raccolta giornaliera dei dati sia meteorologici che nivologici, l'altra settimanale per l'effettuazione di accurate stratigrafie del manto nevoso, nonché una totalmente automatica composta da circa 50 stazioni dislocate in quota sui siti maggiormente rappresentativi della nostra zona montana.

Le reti manuali sono servite da un'operatore privato o da personale forestale altamente specializzato in grado di fornire oltre ai dati anche delle valutazioni locali sul pericolo valanghe presente nelle varie zone. In particolare il supporto del personale del Corpo Forestale Regionale ha permesso nel corso degli anni, vista la capillare diffusione delle stazioni forestali sul territorio, una precisa e puntuale implementazione del data-base. La rete di stazioni automatiche è invece parte integrante del servizio di monitoraggio della Protezione Civile Regionale e permette la raccolta dati in modo continuo con misurazioni fatte ogni mezz'ora.

Dai dati raccolti emerge che la nostra regione risulta essere particolarmente nevosa ma con aree climatiche disomogenee dal punto di vista sia delle precipitazioni nevose che della quantità di neve accumulata al suolo. L'analisi evidenzia che l'area del Monte Canin risulta essere in assoluto la zona più nevosa della nostra regione, seguita subito poi dalle Alpi Giulie. Anche l'innevamento delle Alpi e Prealpi Carniche occidentali (Piancavallo, Clautano, Forni di Sopra e Sauris) vantano dei buoni apporti di neve ma in modo più disomogeneo rispetto alle Alpi Giulie. Esistono inoltre delle microaree con eccellenti innevamenti molto circoscritte come ad es. l'area

Fig. 2
Monte Amariana, febbraio 2009
Mount Amarian, February 2009

Fig. 3
Sito valanghivo in Val di Suola – Forni di Sopra
Avalanche area, Suola valley – Forni di Sopra

prospiciente il passo Cason di Lanza, Monte Zermula e l'area di Casera Razzo, dove gli innevamenti sono direttamente paragonabili a quelli delle Alpi Giulie. I dati evidenziano invece che la Carnia centrale, assieme alle Prealpi Carniche centrali e alle Prealpi Giulie sono le zone maggiormente penalizzate sotto il punto di vista delle precipitazioni nevose, le Prealpi per la diretta esposizione verso la pianura e il mare, nonché per le quote non molto elevate, la Carnia centrale invece probabilmente a causa dei flussi perturbati che normalmente insistono maggiormente sulla zona orientale o occidentale della regione e meno in quella centrale.

Tutto ciò si evince analizzando i dati delle stazioni che sono state messe a confronto nel presente studio e cioè i punti di rilievo di Piancavallo, Forni di Sopra, Zoncolan e Sella Nevea.

Lo studio inoltre evidenzia in modo chiaro tre fasi principali che hanno interessato le nostre montagne negli ultimi 40 anni sotto l'aspetto nivologico e sono i seguenti:

Da quando sono iniziati i rilevamenti nel 1972 e fino al 1985 gli inverni sono stati prevalentemente nevosi con apporti in qualche caso anche importanti garantendo così buoni spessori di neve al suolo anche nei fondovalle alpini. Di seguito abbiamo assistito ad un drastico e prolungato periodo di scarse o assenti precipitazioni nevose che hanno interessato gli anni dal 1986 al 2000, oltre tale annata e fino ad oggi invece è stata riscontrata una inversione di tendenza con un ritorno delle precipitazioni nevose, anche se in modo disomogeneo e incostante, con annate particolarmente nevose che si sono alternate a inverni più avari in termini di precipitazioni, va sottolineato ad es. che il 2008-2009 e il 2012-2013, si possono annoverare tra le annate maggiormente nevose degli ultimi 40 anni.

La diminuzione degli spessori della neve al suolo nelle varie località è stata dovuta oltre a causa della diminuzione delle precipitazioni anche al forte e repentino aumento delle temperature registrato negli ultimi anni, trend che risulta ancora in atto. Tutto ciò ha determinato e determina tuttora delle conseguenze dirette sulla copertura nevosa. Infatti, nonostante come abbiamo detto qui sopra dal 2000 in poi le precipitazioni nevose siano state in ripresa, lo spessore della neve al suolo risulta ancora sensibilmente inferiore al periodo pre-1985, questo in particolare alle quote basse e in genere nei fondovalle. Ciò sta ad indicare che con l'aumento della temperatura la neve viene confinata prevalentemente alle quote superiori ai 1200-1500 m penalizzando fortemente i fondovalle alpini dove invece prevalentemente piove, inoltre anche dove la neve cade in abbondanza tende a ridursi di spessore rapidamente, proprio a causa delle alte temperature.

Dal 2000 in poi il ritorno di annate con discreto innevamento hanno favorito anche il rimanifestarsi di alcuni importanti eventi valanghivi che hanno interessato siti da diversi anni non più percorsi da valanghe.

Questo ha visto il riacutizzarsi anche del problema degli incidenti da valanga con un aumento delle persone coinvolte e anche degli incidenti mortali, come si evince dal grafico qui sopra esposto, basti pensare che nel 2009-2010 abbiamo avuto in regione ben 11 incidenti da valanga con 24 travolti, 4 feriti e 1 morto.

Tutto ciò porta a considerare che l'attività nel campo della prevenzione degli incidenti da valanga nel corso degli ultimi anni risulta ancor più importante, in quanto con il ritorno della neve è in crescita anche il numero delle persone che frequentano la montagna nella stagione invernale.

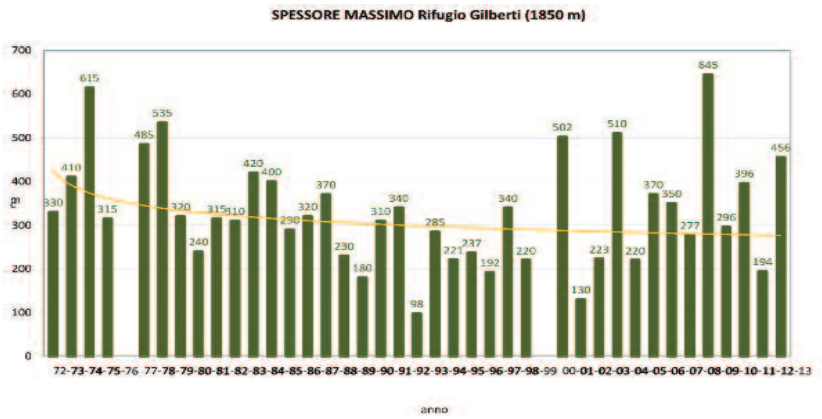


Fig. 4
Grafico sommatoria neve fresca, Rifugio Gilberti
Diagram of total snow accumulation, Gilberti hut

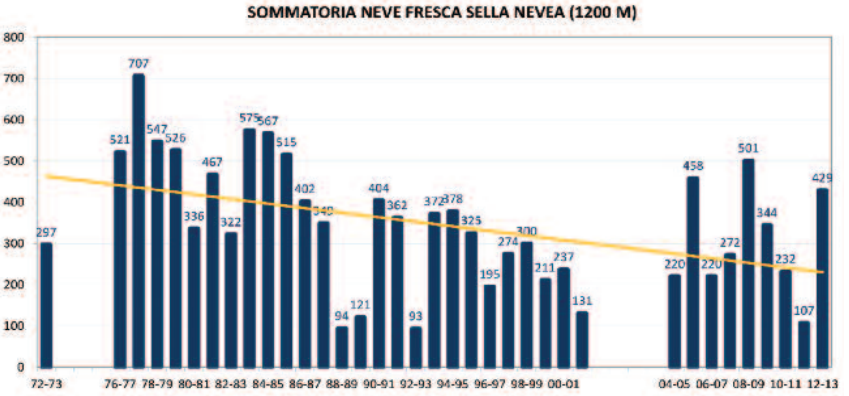


Fig. 5
Grafico sommatoria neve fresca, Sella Nevea
Diagram of total snow accumulation, Sella Nevea

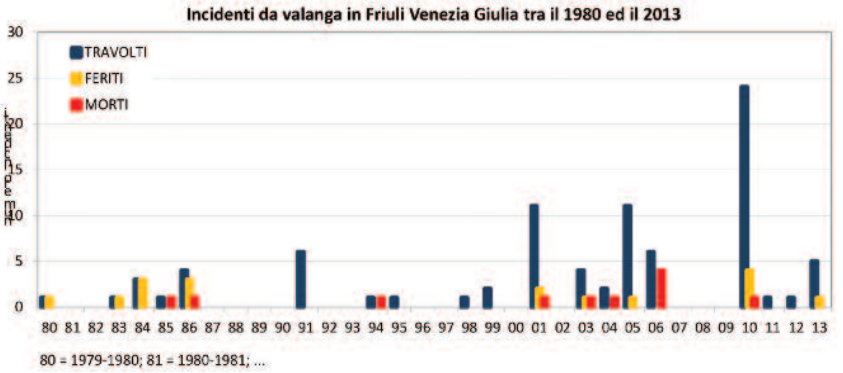


Fig. 6
Grafico incidenti da valanga in Friuli Venezia Giulia
Diagram of avalanche accidents in Friuli Venezia giulia

PROGRAMMA

MATTINO
8.30 Apertura al pubblico

9.00 Inizio convegno e saluto autorità

9.45 Introduzione da parte del Presidente del Comitato Glaciologico Italiano, Carlo Baroni
"Il comitato glaciologico italiano: custode di una banca dati di oltre 100 anni di osservazioni glaciologiche"

A seguire

Sessione neve-ghiaccio antico (30.000 – 100)

10.00 inizio relazioni

Giovanni Monegato,
il Glacialismo nella bassa valle del Tagliamento e nelle Prealpi Giulie durante l'ultima glaciazione

Renato R. Colucci
Il permafrost montano del Friuli Venezia Giulia, evidenze attuali e relitte

Corrado Venturini
Il "colpo di coda" dell'ultima fase glaciale e gli effetti sul territorio montano, dalla Carnia al Tarvisiano

Mauro Messerotti
Permafrost nel Sistema Solare

11.00-11.15 Pausa caffè

11.15-11.45 Dibattito con il pubblico; coordina Fabio Pagan

Sessione neve-ghiaccio recente (100 – 0)

12.00 Inizio relazioni

Mihaela Triglav
100 anni del ghiacciaio del Triglav da immagini fotografiche

Gerhard Hohenwarter
Eiskar – 115 anni di misure al ghiacciaio più meridionale dell'Austria

12.30 Pausa pranzo

POMERIGGIO

14.30 Riapertura al pubblico

15.00 Inizio relazioni

Claudio Pohar
La storia delle osservazioni glaciologiche in Friuli Venezia Giulia

Luca Carturan
Evoluzione recente e dinamica del ghiacciaio Occidentale del Montasio

Emanuele Forte
Il monitoraggio del ghiaccio del Canin grazie alla geofisica

15.45-16.15 Dibattito con il pubblico: coordinano Barbara Pernar e Fabio Pagan

Sessione previsioni neve - ghiaccio (0)

16.15 Inizio relazioni

Stefano Micheletti
Le nevicate sui monti del Friuli Venezia Giulia: evoluzione degli spessori in funzione dell'altitudine

Daniele Moro
Evoluzione ed andamento nevoso in FVG in 40 anni di osservazioni

17.15 Dibattito con il pubblico: coordina Barbara Pernar

A CURA DI

Unione Meteorologica del FVG

Parco Naturale Regionale delle Prealpi Giulie

CON IL PATROCINIO DI

Comitato Glaciologico Italiano

Associazione Italiana Geografia Fisica e Geomorfologia

Comune di Venzone (UD)

Società Alpina Friulana

Regione Friuli Venezia Giulia