

n° 64 - agosto 2008

Neve e Valanghe

*Meteorologia alpina,
Glaciologia, Prevenzione
Sicurezza in montagna*



Densità del manto nevoso in Veneto

Proprietà del manto nevoso
e temperatura

Neve, valanghe e foreste in Val d'Aosta

Evoluzione del manto nevoso
su ghiacciaio

Ritiro dei ghiacciai e telo di copertura

PROALP - Evoluzione permafrost
in provincia di Bolzano



Alpinismo
Speleologia
Escursionismo
Trekking
Scialpinismo
Materiali nivometeo 
Attrezzature per lavori in altezza

ASPORT'S MOUNTAIN EQUIPMENT

il tuo negozio di sport



Quartier Carducci, 141 - Chies d'Alpago (BL) - Tel.0437 470129 - Fax 0437 470172 - info@asport-s.com - www.asport-s.com



www.aineva.it



**Indirizzi e numeri telefonici
dei Servizi Valanghe AINEVA
dell'Arco Alpino Italiano**

REGIONE PIEMONTE

ARPA Piemonte
Area Previsione e Monitoraggio Ambientale
Via Pio VII 9 - 10135 TORINO
Tel. 011 19681340 - fax 011 19681341
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 011 3185555
<http://www.arpa.piemonte.it>
Televideo RAI 3 pagina 517
e-mail: sc05@arpa.piemonte.it

REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA

Assessorato Territorio Ambiente e Opere Pubbliche
Dipartimento Territorio, Ambiente e Risorse Idriche
Direzione Tutela del Territorio
Loc. Amèrique 33/A - 11020 QUART (AO)
Tel. 0165 776600/1 - fax 0165 776804
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0165 776300
<http://www.regione.vda.it>
e-mail: u-valanghe@regione.vda.it

REGIONE LOMBARDIA

ARPA-Lombardia Centro Nivometeorologico
Via Monte Confinale 9 - 23032 Bormio SO
Tel. 0342 914400 - Fax 0342 905133
Bollettino Nivometeorologico - 8 linee -
Tel. 8488 37077 anche self fax
<http://www.arpalombardia.it/meteo/bollettini/bolniv.htm>
Televideo RAI 3 pagina 520
e-mail: g.peretti@arpalombardia.it

PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO

Dipartimento Protezione Civile
Ufficio Previsioni e Organizzazione
Via Vannetti 41 - 38100 Trento
Tel. 0461 494877 - Fax 0461 238309
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0461 238939
Self-fax 0461 237089
<http://www.meteotrentino.it>
e-mail: ufficio.previsioni@provincia.tn.it

PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO

Ufficio Idrografico, Servizio Prevenzione
Valanghe e Servizio Meteorologico
Via Mendola 33 - 39100 Bolzano
Tel. 0471 414740 - Fax 0471 414779
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0471 270555
Tel. 0471 271177 anche self fax
<http://www.provincia.bz.it/valanghe>
Televideo RAI 3 pagine 429 e 529
e-mail: Hydro@provincia.bz.it

REGIONE DEL VENETO

ARPA-Veneto Centro Valanghe di Arabba
Via Pradat 5 - 32020 Arabba BL
Tel. 0436 755711 - Fax 0436 79319
Bollettino Nivometeorologica
Tel. 0436 780007
Self fax 0436 780008 - 79221
Fax polling 0436 780009
<http://www.arpa.veneto.it/csvdi>
e-mail: cva@arpa.veneto.it

REGIONE AUTONOMA

FRIULI VENEZIA GIULIA
Servizio Territorio Montano e Manutenzioni
Ufficio valanghe
Via Sabbadini 31 - 33100 UDINE
Tel. 0432 555877 - Fax 0432 485782
Bollettino Nivometeorologico
NUMERO VERDE 800860377 (in voce e self fax)
<http://www.regione.fvg.it/asp/newvalanghe/>
e-mail: neve.valanghe@regione.fvg.it

Sede AINEVA

Vicolo dell'Adige, 18
38100 TRENTO
Tel. 0461 230305 - Fax 0461 232225
<http://www.aineva.it>
e-mail: aineva@aineva.it

Numero telefonico per
l'ascolto di tutti i Bollettini
Nivometeorologici degli Uffici
Valanghe AINEVA
Tel. 0461/230030

Gli utenti di "NEVE E VALANGHE":

- Sindaci dei Comuni Montani
- Comunità Montane
- Commissioni Locali Valanghe
- Prefetture montane
- Amministrazioni Province Montane
- Genii Civili
- Servizi Provinciali Agricoltura e Foreste
- Assessorati Reg./Provinciali Turismo
- APT delle località montane
- Sedi Regionali U.S.T.I.F.
- Sedi Provinciali A.N.A.S.
- Ministero della Protezione Civile
- Direzioni dei Parchi Nazionali
- Stazioni Sciistiche
- Scuole di Sci
- Club Alpino Italiano
- Scuole di Scialpinismo del CAI
- Delegazioni del Soccorso Alpino del CAI
- Collegi delle Guide Alpine
- Rilevatori di dati Nivometeorologici
- Biblioteche Facoltà Univ. del settore
- Ordini Professionali del settore
- Professionisti del settore italiani e stranieri
- Enti addetti ai bacini idroelettrici
- Redazioni di massmedia specializzati
- Aziende addette a: produzione della neve, sicurezza piste e impianti, costruzione attrezzature per il soccorso, operanti nel campo della protezione e prevenzione delle valanghe.

Periodico associato all'USPI



Unione Stampa Periodica Italiana

Rivista dell'AINEVA - ISSN 1120 - 0642
Aut. Trib. di Rovereto (TN)
N° 195/94NC
del 28/09/1994
Sped in abb. postale Gr. IV - 50%
Abbonamento annuo 2008: Euro 18,00
da versare sul c/c postale n. 14595383
o su c/c bancario 052 848578360 presso
Banca Bovio Calderari Sede di Trento, ABI
03064 CAB 01800
intestato a: AINEVA
vicolo dell'Adige, 18 - 38100 Trento

Direttore Responsabile

Giovanni PERETTI
Coordinatore di redazione
Alfredo PRAOLINI
ARPA Lombardia

Comitato di redazione:

Enrico FILAFERRO, Fabio GHESER, Mauro
GADDO, Elena TURRONI,
Mauro VALT, Elena BARBERA,
Michele FREPPAZ

Comitato scientifico editoriale:

Massimo PASQUALOTTO,
Alberto TRENTI, Stefano BOVO,
Francesco SOMMAVILLA,
Paolo STEFANELLI, Giovanni PERETTI,
Michela MUNARI

Segreteria di Redazione:

Vicolo dell'Adige, 18
38100 TRENTO
Tel. 0461/230305
Fax 0461/232225

Videoimpaginazione e grafica:

MOTTARELLA STUDIO GRAFICO
www.mottarella.com
Cosio Valtellino (SO)

Stampa:

ALCIONE srl
Trento

Referenze fotografiche:

Foto di copertina: Alfredo Praolini
Centro Valanghe Arabba: 8, 9,
Lodovico Mottarella: 1, 2, 4, 27, 34
Univ. Studi di Torino Di.Va.P.R.A.: 29, 30, 31,
32, 34, 37, 39, 40, 42, 43
Andrea Fischer: 44, 45, 47, 48
Alfredo Praolini: 7, 13
Prov. Autonoma di Bolzano: 51, 52, 53, 55, 56,
57, 58, 59
Università di Padova: 15, 16, 18, 19, 20, 23, 24
Massimiliano Fazzini: 60

Hanno collaborato a questo numero:

Serena Mottarella, Stefania Del Barba,
Nadia Preghenella, Monica Rossi,
Giorgio Tecilla, Fabio Gheser, Andrea Vitalini.

Gli articoli e le note firmate esprimono
l'opinione dell'Autore e non impegnano
l'AINEVA.

I dati forniti dagli abbonati e dagli inserzionisti ven-
gono utilizzati esclusivamente per l'invio della pre-
sente pubblicazione (D.Lgs.30.06.2003 n.196).



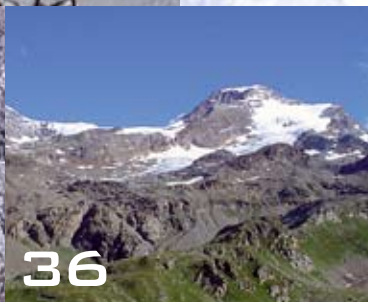
6



14



26



36



44



50

6

VALORI MEDI DI DENSITÀ DEL MANTO NEVOSO AL SUOLO PER LA MONTAGNA VENETA

■ M. Valt, R. Zasso

14

PROPRIETÀ DEL MANTO NEVOSO E TEMPERATURA INTERNA

■ P. Scotton, S. Raffaelli, L. Viel

26

NEVE, VALANGHE E FORESTE: UNA REALTÀ TUTTA DA SCOPRIRE

■ S. Letey, D. Viglietti, M. Freppaz, R. Motta,
A. Zischg

36

EVOLUZIONE DEL MANTO NEVOSO SU GHIACCIAIO IN DIFFERENTI CONDIZIONI METEOROLOGICHE

■ M. Maggioni, M. Freppaz, P. Piccini,
E. Squinobal, H. Jaccond, S. Gandino

44

RITIRO DEI GHIACCIAI ED EFFETTI DEGLI INTERVENTI DI COPERTURA

■ A. Fischer

50

PROALP - RILEVAMENTO E MONITORAGGIO DEI FENOMENI PERMAFROST

■ V. Mair, A. Zischg, K. Krainer, J. Stötter, J. Zilger,
K. Belitz, A. Schenk, B. Damm, H. Kleindienst,
K. Bucher, K. Lang, S. Taghin, M. Munari



Una questione "scientifica" è sulla bocca di tutti, in questi tempi: quella legata all'evoluzione del clima. Se ne parla a vari livelli e naturalmente anche a quello divulgativo e di comunicazione. Spesso se ne straparla (straparlare sinonimo di "parlare a sproposito", dal vocabolario italiano).

Sarà l'uomo (e sarà stato, in questi ultimi 150 anni) a modificare l'accentuato ed evidente cambiamento climatico di questi ultimi anni, o sarà un fenomeno naturale, legato all'alternanza ripetitiva nei milioni di anni dei valori che incidono sul clima ed in particolare, agli effetti pratici, sulla temperatura?

Ai posteri, come si suol dire, l'ardua sentenza.

Certo è che il comportamento dell'uomo, a volte proprio scellerato (anche, e soprattutto, oggi che ne siamo consapevoli) ha contribuito e contribuisce a rafforzare in modo evidente e deciso situazioni climatologiche che, per evoluzione naturale, in questo momento della vita della terra sono quasi a un culmine storico.

Perché questa "morale"? Direte voi.

Beh, perché in AINEVA, tra una spalata di neve ed una valanga, studiamo anche i ghiacciai, grandi indicatori dell'andamento climatico che, come detto, tanto va di moda in questi tempi.

E non è un caso, quindi, che questi studi ed approfondimenti si siano rafforzati in questi ultimi periodi.

Questo numero, su sei articoli che presenta, ne riporta ben due... anzi tre, inerenti il discorso legato all'andamento climatico: due sui ghiacciai, appunto, di cui il primo, di Margherita Maggioni e Michele Freppaz dell'Università degli Studi di Torino, Di.Va.P.R.A. - Laboratorio Neve e Suoli Alpini - e Ufficio Neve e Valanghe, Regione Autonoma Valle d'Aosta, con Paolo Piccini, Emil Squinobal, Hervé Jaccond e con il Magg. Silvano Gandino del Comando Truppe Alpine - Servizio Meteomont, tratta dell'"Evoluzione del manto nevoso su ghiacciaio in differenti condizioni meteorologiche", traendo spunti interessanti dal Ghiacciaio di Indren nelle stagioni invernali 2002-03 e 2005-06.

Il secondo, di Andrea Fischer dell'Istituto per Meteorologia e Geofisica dell'Università di Innsbruck, tratta del "Ritiro dei ghiacciai ed effetti degli interventi di copertura" in cosiddette "zone nevralgiche" (ovvero aree di comprensori sciistici su ghiacciai austriaci particolarmente interessate dal ritiro degli stessi) per auspicabile significativa riduzione della fusione del ghiaccio.

Il terzo, anch'esso molto interessante, ci illustra "PROALP - Rilevamento e monitoraggio dei fenomeni di Permafrost", esperienze della Provincia di Bolzano.

L'articolo, scritto a più mani da colleghi della Provincia Autonoma di Bolzano, da ricercatori di Università tedesche ed austriache e da consulenti incaricati di seguire il progetto, illustra lo studio che ha come scopo quello di monitorare l'impatto delle mutazioni ambientali sulle aree di montagna interessate dal permafrost in modo da mettere a punto un database di informazioni per la valutazione dei rischi naturali legati alle zone interessate dal permafrost.

In questo caso, lo studio ha forti impatti applicativi in quanto le serie di dati forniscono una preziosa base per il processo di decision-making nella gestione del rischio relativamente all'evoluzione collegata ai fenomeni di permafrost.

Nei prossimi anni, in parallelo con il progressivo ed unanimemente riconosciuto estinguersi degli apparati glaciali, la materia verrà certamente approfondita.

Dott. Geol. Giovanni Peretti

Il Direttore Responsabile

DENSITÀ

Valori medi al suolo per la montagna veneta DEL

Mauro Valt
Renato Zasso
ARPAV –DRST
Centro Valanghe di Arabba
mvalt@arpa.veneto.it

I valori di densità del manto nevoso vengono utilizzati in molti campi dell'ingegneria e dell'idrologia come il dimensionamento delle coperture delle costruzioni, le opere paravalanghe e la stima della disponibilità della risorsa idrica nivale dei bacini montani.

I Servizi valanghe locali dispongono di reti di monitoraggio del manto nevoso ben distribuite sul territorio e con tempi di campionamento molto fitti.

Nel presente lavoro, con le informazioni della banca dati di ARPAV Centro Valanghe di Arabba, relative a 15 anni di misure stratigrafiche, sono stati individuati alcuni valori caratteristici di densità del manto nevoso per il territorio delle Prealpi e Dolomiti Venete (Alpi Orientali).

Sono stati analizzati più di 3500 profili e sono stati ricavati dei valori caratteristici per area geografica, quota, esposizione, altezza del manto nevoso e stagione.

E' stato effettuato anche un confronto fra i valori ricavati e quelli fissati dalle normative vigenti.

Infine si è cercato di verificare le correlazioni possibili fra le variazioni stagionali della densità media e le variazioni dell'innevamento recente della montagna veneta.

MANTO NEVOSO





Fig. 1



PREMESSA

I valori di densità del manto nevoso vengono utilizzati in diversi campi dell'ingegneria e dell'idrologia.

Per la progettazione delle opere di stabilizzazione del manto nevoso vengono generalmente utilizzate in Italia le direttive stilate dall'Istituto Federale Svizzero per lo studio della neve e delle valanghe (UFAFP-FNP, 1990), nelle quali, all'art. 25, lettera a), viene indicata la densità media della neve, da utilizzare per il dimensionamento delle opere, in 270 kgm^{-3} .

Questo valore corrisponde, nelle Alpi svizzere, ad una altitudine di 1500 m slm e ad una esposizione WNW-N-NE.

La variazione di questo valore è in funzione dell'altitudine (Art. 25, 5) e del fattore di scivolamento N (Art. 25 5). Inoltre, la densità viene aumentata a 400 kgm^{-3} quando l'opera di stabilizzazione del manto nevoso è parzialmente innevata in seguito all'assestamento della neve (seconda ipotesi di carico, Art. 49).

Nella determinazione del carico della

neve sulle costruzioni, regolato in Italia dal D.M. del 14 Settembre 2005 "Norme tecniche per le costruzioni", vengono assunti diversi valori di densità.

L'articolo 3.5.2, cita testualmente che la densità della neve aumenta in generale con l'età del manto nevoso e dipende dalla posizione del sito, dal clima e dall'altitudine: questi fattori sono da considerare nella calibratura del carico sulle costruzioni. I valori indicativi, contenuti nella tabella 3.5.1 di detta normativa sono rispettivamente di 100 kgm^{-3} per la neve fresca, appena caduta, 200 kgm^{-3} per la neve dopo parecchie ore o giorni dalla caduta, $250\text{-}350 \text{ kgm}^{-3}$ per la neve dopo parecchie settimane o mesi dalla caduta e $400 \text{ Kg} \text{m}^{-3}$ per la neve umida (D.M. 14/09/2005).

Sempre per quanto riguarda la determinazione del carico della neve sulle costruzioni, l'Eurocodice 1- Azione sulle Strutture – Carichi della neve convertito da norma sperimentale ENV a norma EN, per l'Italia, sulla base delle misure sperimentali effettuate sul territorio, sono stati assunti valori di densità del manto nevoso pari a 215, 350 e $515 \text{ Kg} \text{m}^{-3}$ in funzione dei diversi periodi di permanenza della neve al suolo (Del Corso e Formichi, 2006).

Per la valutazione della disponibilità della risorsa idrica nivale gli approcci di stima della densità del manto nevoso sono diversi e complessi. I valori di densità utilizzati variano nel corso della stagione invernale e tengono conto della latitudine, della quota, dell'esposizione del sito, della pendenza locale e della temperatura della neve.

In questa tipologia di indagini si utilizzano di norma una serie di misure scadenzate nel tempo ed effettuate in siti ritenuti rappresentativi. I valori di densità misurati vengono poi, con l'altezza del manto nevoso, spazializzati nei bacini al fine di ottenere una stima della risorsa idrica nivale.

Per quanto riguarda la gestione del pericolo valanghe sul territorio montano, i valori di densità vengono misurati strato per strato al fine di dare una maggior caratterizzazione fisico meccanica al manto

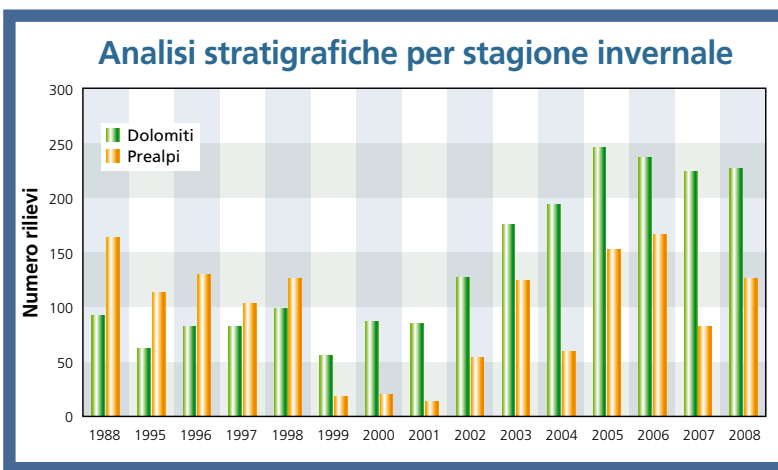


Fig. 2

Fig. 3

nevoso. I rilievi riguardano sia le singole precipitazioni che l'intero manto nevoso e vengono effettuati con cadenza settimanale generalmente nel periodo che va da ottobre ad aprile.

I servizi valanghe regionali dispongono di reti di monitoraggio del manto nevoso ben distribuite sul territorio montano, sia dal punto di vista spaziale che altimetrico e con tempi di campionamento del manto nevoso al quanto fitti (1-2 volte ogni 15 giorni).

Utilizzando proprio la banca dati del Centro Valanghe di Arabba (ARPA Veneto), limitatamente all'inverno 1987-88 e quelli del periodo 1995-2008 (15 stagioni invernali in totale), si è cercato di trovare i valori medi del manto nevoso relativi alla montagna veneta al fine di verificare i valori utilizzati nei vari ambiti e per dare alcune indicazioni relativi al territorio.

I DATI

I dati elaborati provengono dalla banca di ARPAV Centro Valanghe di Arabba e sono relativi alle prove penetrometriche e stratigrafiche del manto nevoso eseguite per il servizio valanghe regionale.

L'analisi stratigrafica del manto nevoso, eseguita in campi neve orizzontali (Cagnati, 2003, Cap. II.1) comporta anche la misura della densità mediante un carotaggio orizzontale strato per strato, secondo gli standard dei servizi valanghe (Cagnati, 2003, Cap.I.8) (Fig.1); nel campo della idrologia, il campionamento è invece verticale (Berni e Giacanelli, 1966).

Con la densità dei singoli strati e gli spessori di essi, viene determinato il valore

di acqua equivalente del manto nevoso (SWE) e di conseguenza il valore medio della densità dell'intero manto nevoso.

I dati mancanti di densità relativi a singoli strati, troppo sottili per essere campionati, sono integrati con un procedimento statistico di correlazione fra la tipologia del grano, la durezza dello strato e la densità (Valt e Cagnati, 2005).

Nel presente lavoro sono stati analizzati più di 3500 profili stratigrafici (Fig.2) relativi a 29 stazioni nivometriche ubicate fra la quota di 1200 m e di 2600 m (Fig.3) e ad altre stazioni occasionali a quote diverse (170 rilievi).

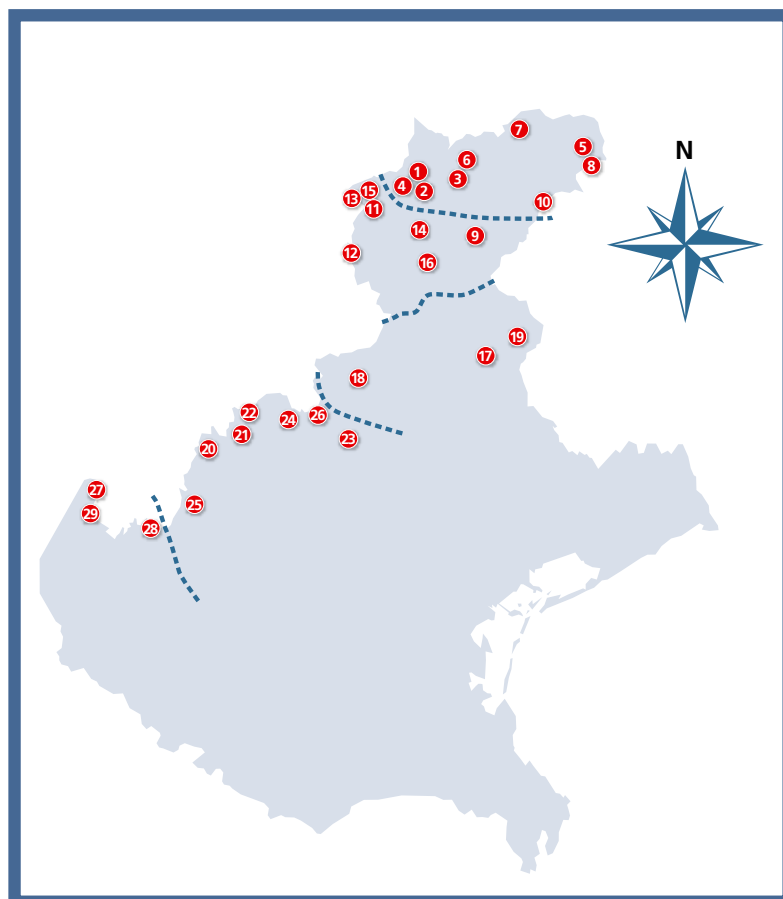
PECULIARITÀ CLIMATICHE DELL'AREA STUDIATA

La montagna veneta, dal punto di vista climatico, si trova in una posizione climatologica di transizione fra l'effetto mitigatrice delle acque del Mediterraneo, l'effetto orografico della catena alpina e la continentalità dell'area centrale – europea.

La distribuzione delle precipitazioni è in gran parte regolata dalla particolare configurazione orografica delle Prealpi e delle Dolomiti che influenzano il regime delle precipitazioni e anche la loro intensità. Lo sbarramento creato dalle Prealpi vicentine e bellunesi determina, nel caso di flussi meridionali, abbondanti precipitazioni che decrescono da Sud verso Nord cioè verso la cresta di confine con l'Austria mentre la quota dello zero termico e le "sacche" di aria fredda presenti nelle valli, influenzano in modo signifi-

Area	N.	Nome stazione	Quota
Dolomiti settentrionali	1	Ra Vales	2560
	2	Passo Giau	2140
	3	Faloria	2120
	4	Passo Falzarego	2100
	5	Val d'Olbe	1950
	6	Misurina	1750
	7	Passo Monte Croce Comelico	1650
	8	Monte Sierra	1650
	9	Forcella Cibiana	1530
	10	Passo Mauria	1290
Dolomiti meridionali	11	Monti Alti di Ornella	2250
	12	Cima Pradazzo	2220
	13	Passo Pordoi	2150
	14	Col dei Baldi	1930
	15	Arabba	1630
	16	Passo Duran	1590
Prealpi bellunesi	17	Faverghera	1580
	18	Malga Campet	1361
	19	Col Indes	1183
Prealpi vicentine	20	Campomolon	1730
	21	Verenetta	1600
	22	Malga Larici	1590
	23	Monte Grappa	1544
	24	Busa Fonda	1510
	25	Passo Campogrosso	1464
	26	Monte Lisser	1425
Prealpi veronesi	27	Tratto Spino	1770
	28	Monte Tomba	1580
	29	Novezza	1420

Fig. 4



Dal punto di vista nivologico il territorio può essere distinto in 5 grandi aree: Dolomiti settentrionali, Dolomiti meridionali, Prealpi bellunesi, Prealpi vicentine e Prealpi veronesi (Fig. 4).

ANDAMENTO RECENTE DEL MANTO NEVOSO NELLE ALPI ORIENTALI

Il periodo preso in considerazione, che inizia dalla stagione invernale 1994-95 e termina con la stagione 2007-2008, è stato caratterizzato da un innnevamento inferiore alla media (Fig. 5).

In generale su tutto l'arco alpino meridionale è stata riscontrata sia una leggera diminuzione della precipitazioni invernale (dicembre-gennaio-febbraio) (Cacciamani et alii, 2001) che una diminuzione della precipitazione solida (Valt et alii, 2008).

In particolare, per quanto riguarda le Alpi Orientali e precisamente le Dolomiti, la diminuzione della precipitazione è stata accompagnata anche dalla riduzione della permanenza della neve al suolo, da minori spessori medi e da valori di altezza massima inferiori alla media (Valt et alii, 2008).

I dati della presente ricerca si collocano in questo contesto climatico anche se, occorre rilevare, dalla stagione invernale 2000-2001 sulle Dolomiti e Prealpi venete, si sono susseguiti una serie di inverni nevosi (2001, 2004, 2006 e 2008), alternati ad altri meno nevosi.

Cumulo stagionale di neve fresca Dolomiti

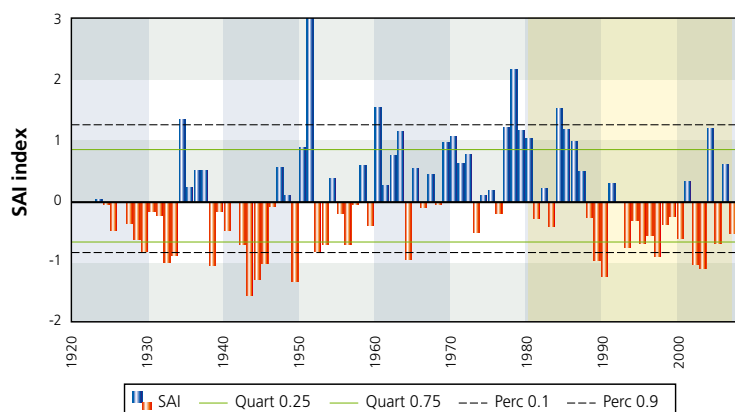


Fig. 5

Fig. 6

Area	N. Rilievi	Densità media
Dolomiti settentrionali	970	281
Dolomiti meridionali	1111	304
Prealpi bellunesi	304	319
Prealpi vicenze	892	321
Prealpi veronesi	266	338
Totale	3543	305

cattivo il limite della neve e i quantitativi di neve fresca.

I flussi settentrionali, determinano spesso poche precipitazioni nevose con quantitativi in diminuzione dalla cresta di confine verso le Prealpi quando riescono a superare lo sbarramento delle Alpi.

I flussi orientali invece determinano di solito minor precipitazioni ma più fredde e con quantitativi variabili fra le Prealpi bellunesi e quelle veronesi (Latini, 1986).

RISULTATI

Il valore di densità medio ricavato da più di 3500 profili della neve, eseguiti a quote, esposizioni e latitudini diverse sul territorio montano veneto è di 305 Kg^m⁻³.

Una analisi di dettaglio evidenzia valori diversi fra le Prealpi (densità più elevate) e le Dolomiti, con una tendenza generale ad una diminuzione procedendo da Sud verso la cresta di confine (Fig. 6).

Occorre dire che le differenze altimetriche giocano il loro ruolo, come i diversi microclimi. I rilievi delle Prealpi hanno quote inferiori rispetto alla Dolomiti e anche le

nevi risultano più pesanti.
 E' interessante notare che la densità media maggiore è stata rilevata nelle Prealpi veronesi e quella minore nelle Prealpi bellunesi. Questa seriazione da ovest verso est è anche inversamente proporzionale agli apporti nevosi, almeno nel periodo recente.

La quasi totalità dei rilievi effettuati nelle Prealpi, circa 1450, sono racchiusi nella fascia altimetrica di 1200 e 1800 m, che corrisponde a circa il 55% della superficie delle Prealpi oltre i 900 m di quota. Nelle Dolomiti, i rilievi sono effettuati fra i 1500 e i 2400 m, con una piccola percentuale a quote superiori (stazione di Ra Vales, Gruppo delle Tofane).

In tutte e due le macro aree si nota un aumento della densità con la quota (Fig. 7).

Durante la stagione invernale, da novembre ad aprile, la densità media del manto nevoso aumenta fino ad arrivare ai valori massimi a fine stagione, con 345 Kgm⁻³ nelle Dolomiti e 391 Kgm⁻³ nelle Prealpi, valori superiori di circa il 20% rispetto a quelli medi calcolati sull'intero inverno (Fig. 8).

E' da osservare come nelle Prealpi i picchi siano due, il primo per il mese di febbraio e il secondo, quello massimo, ad aprile. La minor densità del mese di marzo è probabilmente dovuta alla graduale scomparsa della neve invernale (neve a maggior densità) per i processi di ablazione che iniziano prima rispetto alle Dolomiti e ai nuovi apporti di neve fresca (neve a densità minore): questa probabile caratterizzazione locale sarà oggetto di studio in un prossimo lavoro.

Nelle 29 stazioni invernali analizzate, sono stati effettuati profili della neve da poche decine di cm di spessore, fino a oltre 200 cm, sia nelle Dolomiti che nelle Prealpi.

Nelle Dolomiti si assiste ad un generale aumento della densità media con l'aumentare dello spessore della neve, come si può vedere in Figura 9 dove sono stati calcolati i valori medi di densità per classi di spessore della neve al suolo di 25 cm. Questa particolarità può essere dovuta

	Dolomiti		Prealpi	
	N. Rilievi	Densità	N. Rilievi	Densità
> 2400 m	145	295		
2100 - 2400 m	833	301		
1800 - 2100 m	381	294		
1500 - 1800 m	696	285	958	324
1200 - 1500 m	26	270	488	322
< 1200 m			16	295
Totale	2081		1462	

Fig. 7

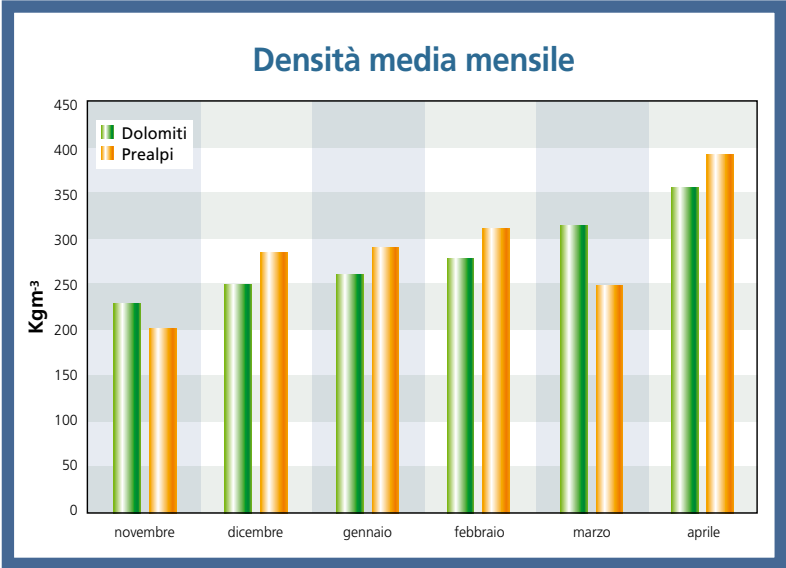


Fig. 8

Altezza neve (cm)	Dolomiti		Prealpi		Totale Rilievi
	N. Rilievi	Densità media	N. Rilievi	Densità media	
>250	1	408			
215 - 249	2	362			
200 - 214	15	311	2	319	312
175 - 199	32	347	4	323	344
150 - 174	71	321	19	316	320
125 - 149	149	301	33	328	306
100 - 124	148	303	112	318	308
75 - 99	488	290	224	326	301
50 - 74	562	278	359	323	295
25 - 49	415	277	480	326	303
0 - 24	98	289	299	319	310

Fig. 9

alla persistenza di strati di neve vecchia che, a parità della neve di precipitazione o recente, hanno valori di densità maggiore (Fig. 10) (Valt et alii, 2005).

Solo per i profili con i maggiori spessori, le densità risultano minori, probabilmente per la presenza di neve fresca o recente, più leggera.

La densità media calcolata alla quota di 1500 m (+/- 100 m), nelle esposizioni da

Nord Ovest a Nord Est è di 297 Kgm⁻³ per le Dolomiti e di 322 Kgm⁻³ per le Prealpi, superiori ai valori indicati nella normativa elvetica (UFAFP-FNP, 1990).

I valori ricavati dai campi neve esposti da Nord a Sud Est presentano poca variabilità, mentre risultano con densità medie inferiori i campi neve esposti a Sud Ovest e a Ovest (Fig. 11).

E' da far rilevare che in questa ultime

Fig. 10

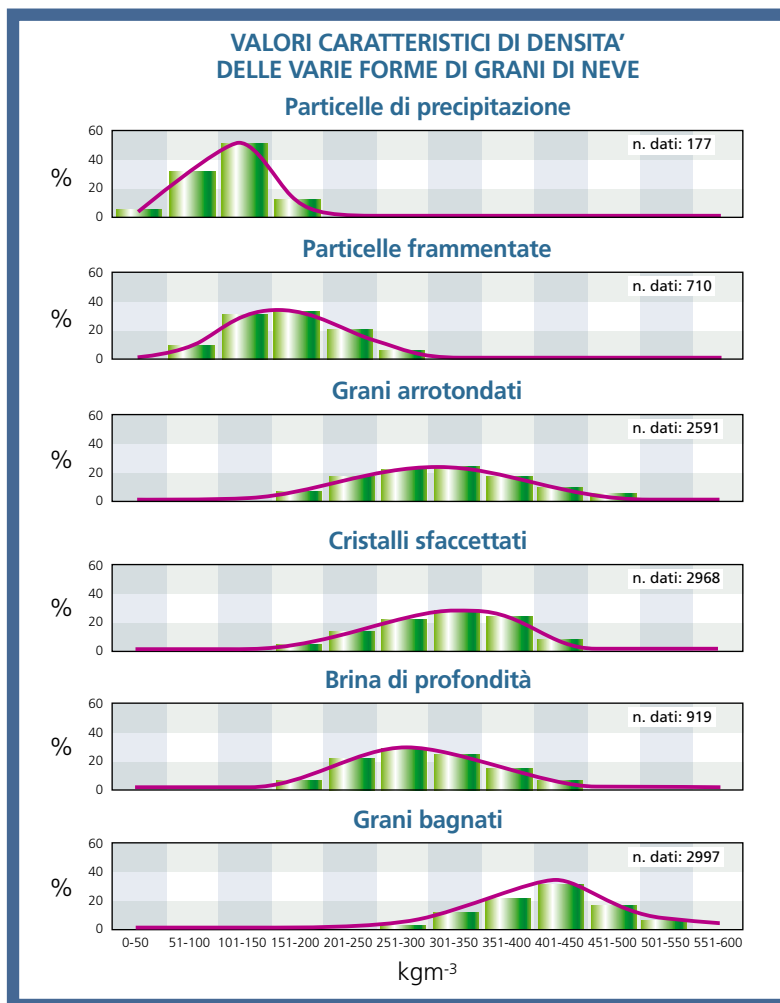
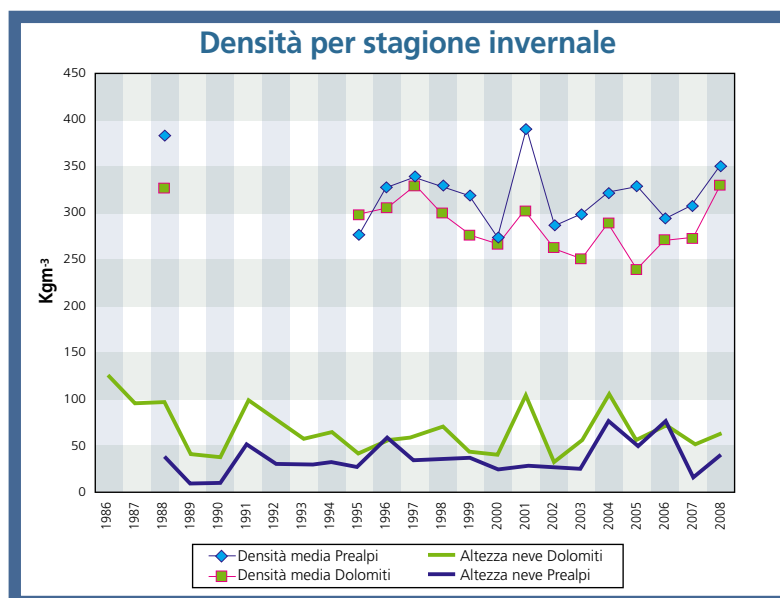


Fig. 11

	Dolomiti		Prealpi	
	N. Rilievi	Densità media	N. Rilievi	Densità media
Nord	364	303	285	331
Nord Est	453	291	246	328
Sud Est	451	301	269	323
Sud Ovest	476	289	174	288
Nord Ovest	181	295	==	==

Fig. 12



esposizioni i campi neve sono ubicati tutti nelle Prealpi vicentine.

Per quanto riguarda l'andamento generale delle precipitazioni e della durata del manto nevoso al suolo, sembra non esistere nessuna altra correlazione che ad un maggior spessore medio della neve corrisponda anche una maggiore densità.

Come si può osservare in Figura 12, nelle Prealpi la densità media è sempre maggiore rispetto alle Dolomiti anche se gli spessori medi sono inferiori. Si può anche osservare che i valori più elevati di densità corrispondono, in alcuni casi (inverno 2001 e 2004) ai valori più elevati di spessore della neve al suolo.

CONCLUSIONI

Nel presente lavoro sono stati individuati alcuni valori caratteristici di densità del manto nevoso della montagna veneta. I valori medi ricavati per le Dolomiti sono di 295 Kgm⁻³ e per le Prealpi di 323 Kgm⁻³ che sono anche i valori riferiti alla quota di 1500 m; queste densità sono superiori ai valori indicati nella normativa svizzera per il dimensionamento delle opere paravalanghe mentre sono in linea i valori ricavati per la neve assestata o di fine inverno (345 Kgm⁻³ nelle Dolomiti e 391 Kgm⁻³ nelle Prealpi) utilizzati per i calcoli della seconda ipotesi di carico per le opere fermaneve.

Per quanto riguarda i valori utilizzati nella valutazione del carico della neve sulle costruzioni, i valori ricavati rispecchiano quelli indicati dalla normativa vigente; il valore estremo indicato per la neve bagnata è quello ricavato nelle Prealpi nel mese di aprile che, per caratteristiche climatiche e stagionali, dovrebbe corrispondere ad una neve che ha subito diversi cicli di rigelo e fusione (neve bagnata). Occorre però ricordare che data l'ubicazione in quota dei campi neve dei servizi valanghe, non si dispongono di dati nei fondovalle prealpini (400-700 m di quota) dove, in alcune situazioni come nel gennaio 2006, spessori prossimi al metro di neve rimasero al suolo per 20 e più giorni e con valori di densità

di 370 Kg m^{-3} .

Per quanto riguarda la valutazione della disponibilità della risorsa idrica nivale nel mese di aprile, quando vengono raggiunti anche i massimi spessori della neve nelle Dolomiti, si raggiungono pure i valori massimi di densità di ben il 20 % superiori alla media stagionale.

Infine, non sembra esserci nessuna correlazione fra l'andamento generale delle stagioni invernali e i valori medi di densità delle neve al suolo eccetto che negli inverni più nevosi è più probabile che anche i valori di densità siano maggiori.

RINGRAZIAMENTI

Un particolare ringraziamento a tutti gli osservatori nivologici che nel corso degli anni hanno realizzato profili penetrometrici e stratigrafici per l'Ufficio Previsione Valanghe del Centro Valanghe di Arabba e a Giuseppe Crepaz per la gestione della banca dati tradizionale.

Bibliografia

- Berni A., E.Giacanelli. 1966. La campagna di rilievi nivometrici effettuata dall'ENEL nel periodo febbraio – giugno 1966. L'Energia Elettrica, 9,
- Cacciamani C., M.Lazzeri, A.Selvini, R.Tomozeiu e A.Zucchelli. 2001. Evidenza dei cambiamenti climatici sul Nord Italia. Parte 1: Analisi delle temperature e delle precipitazioni. Quaderno ARPA-SMR n. 04/2001. 43 pp.
- Cagnati A.. 2003. Sistemi di Misura e metodi di osservazione nivometeorologici. AINEVA, Trento, 186 pp.
- Del Corso R. e P.Formichi. 2006. Il carico della neve sulle costruzioni. Neve e Valanghe, 58, pag. 44-57
- UFAFP-FNP.1990: Direttive per le opere di premunizione contro le valanghe nella zona di distacco. 98 pp.
- Latini A.. 1986. Distribuzione delle nevicate sulle Alpi Italiane e tipi di tempo. Neve e Valanghe, 3, pag. 8-27
- Valt M. e A.Cagnati. 2005. Stima della densità della neve conoscendo la forma dei grani e la durezza. Neve e Valanghe, 55, pag. 40-45
- Valt M., A.Cagnati e A.Crepaz. 2008. Variazioni recenti del manto nevoso sul versante sud delle Alpi. Neve e Valanghe, 63, pag. 46-57



PROPRIETA'

DEL MANTO

Utilizzando i dati delle stazioni nivometeorologiche

Paolo Scotton
Dipartimento di Geoscienze,
Università di Padova

Sara Raffaelli
dott. Ing. Ambientale,
Libero Professionista

Leano Viel
dott. Ing. Ambientale,
Libero Professionista

Scopo del presente lavoro è la valutazione della possibilità di descrivere e prevedere le proprietà del manto nevoso, e in particolare la distribuzione della temperatura all'interno del manto, a partire dai dati raccolti presso le stazioni nivo-meteorologiche gestite dalla Provincia di Trento. Il tema appare rilevante in considerazione della necessità di affinare i metodi di previsione del distacco delle valanghe che dipendono in buona parte dai metamorfismi che si realizzano all'interno del manto nevoso. Ugualmente importante appare la possibilità di definire i limiti delle misurazioni attualmente disponibili ai fini indicati.

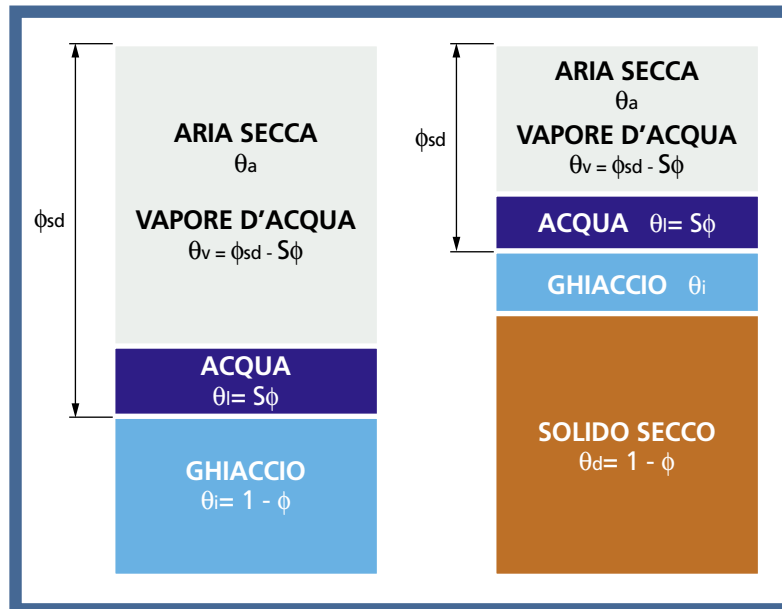
Il lavoro descrive i fenomeni fisici che contribuiscono a determinare l'evoluzione del manto nevoso: i processi di trasmissione del calore nel manto; i processi che regolano l'assestamento del mezzo poroso multifase; i processi di interazione del manto nevoso con l'atmosfera e con il suolo. Oltre ai dati rilevati presso le stazioni nivo-meteorologiche di passo Tonale e capanna Presena, è stata realizzata una campagna di misurazione sul campo con la collaborazione dei tecnici della Provincia. La descrizione della evoluzione del manto nevoso è stata eseguita utilizzando il codice Sntherm sviluppato dal Cold Regions Research and Engineering Laboratory dell'US Army Corps of Engineers.

L'uso del modello ha mostrato, nonostante le numerose difficoltà incontrate, come sia possibile una simulazione adeguata del comportamento del manto nevoso, almeno in condizioni puramente invernali e puramente primaverili. I limiti applicativi appaiono più legati alla possibilità di definire correttamente le condizioni al contorno, piuttosto che alla simulazione dei processi fisici coinvolti.

NEVOSO



Fig. 1: Relazioni tra le frazioni volumetriche nel manto nevoso e nel suolo (rielaborato da [1]).



LA RAPPRESENTAZIONE DEL MANTO NEVOSO

Lo strato nevoso ed il suolo vengono trattati come mezzi porosi caratterizzati da una matrice solida immobile e da un sistema interstiziale di vuoti distribuiti in modo approssimativamente omogeneo [1].

Lo spazio vuoto nella neve e nel suolo è completamente occupato da una miscela immiscibile di fluidi composta da aria, acqua liquida e ghiaccio mobile. L'aria è a sua volta suddivisa in due componenti mescolabili: una secca ed una umida. Mentre l'aria secca risulta relativamente inattiva nei processi termici, il vapore acqueo utilizza un'apprezzabile quantità di calore per la sublimazione e

per questo viene considerato come una componente separata. La miscela di studio sarà costituita, quindi, da aria secca, particelle solide del suolo secco e acqua nelle tre fasi.

All'interno della neve o del suolo tutti e cinque gli elementi costituenti sono assunti in equilibrio locale ed il mezzo è considerato orizzontalmente omogeneo (come conseguenza dell'approccio monodimensionale).

Dal punto di vista matematico viene fatto uso della mixture theory (Morris 1987, Morland et al. 1990) che tiene conto della miscela costituente il materiale e del rapporto tra le fasi. Nel caso della neve la matrice è composta da ghiaccio, mentre nel suolo la matrice è composta da

particelle solide asciutte. La componente ghiaccio nel terreno congelato viene considerata mobile e separata dalla matrice che la supporta.

Il mezzo poroso (strato di neve o di terreno) viene trattato come un continuo e descritto mediante le proprietà di volume. Per esempio viene definita la densità di volume di un certo componente, γ_k , come il rapporto tra la massa di quel componente presente in un certo volume ed il volume stesso. Il pedice k sta per, di volta in volta, v (vapore d'acqua), l (acqua liquida), i (ghiaccio), a (aria asciutta) o d (terreno asciutto).

La densità intrinseca, ρ_k , o densità dei vari costituenti, è definita come massa di costituente k per unità di volume di costituente k ed è correlata alla densità di volume dalla relazione:

$$\gamma_k = \theta_k \cdot \rho_k$$

dove θ_k rappresenta la frazione di volume occupata dal componente k nel volume considerato, con il vincolo

$$\sum_k \theta_k = 1$$

La somma delle densità di volume delle componenti rappresenta la densità totale del mezzo e viene indicata come segue:

$$\rho_t = \sum_k \theta_k \rho_k = \sum_k \gamma_k$$

La mixture theory permette, variando l'entità delle singole componenti, di rappresentare con un unico formalismo matematico, situazioni fisiche anche molto diverse, come il terreno, i laghi, le superficie ghiacciate, la neve al suolo.

La porosità è una misura dello spazio all'interno del mezzo disponibile ai fluidi ed è definita come rapporto tra il volume dei pori ed il volume totale. Quando il manto nevoso ed il suolo sono composti rispettivamente da ghiaccio e solidi asciutti, le porosità dei due materiali è definita come:

$$\phi = 1 - \theta_i = 1 - \gamma_i / \rho_i$$

e

$$\phi = 1 - \theta_d = 1 - \gamma_d / \rho_d$$

In definitiva, la frazione di volume θ_k può essere espressa in funzione della porosità e della saturazione liquida s , essendo quest'ultima il rapporto tra il volume di acqua liquida presente in un volume di vuoti definito ed il volume dei vuoti stesso (Figura 1). Un altro parametro, talvolta usato, è la porosità solida ϕ_{sd} , dove, nella valutazione della frazione solida, si considera anche la eventuale presenza del ghiaccio.

I VARI ASPETTI DEL FENOMENO FISICO

In Figura 2 è mostrato uno schema dei processi fisici che interessano il manto nevoso ed il suolo sottostante. Il manto nevoso scambia energia con l'atmosfera e con il suolo in dipendenza delle condizioni meteorologiche, è soggetto a processi di diffusione del vapore al suo interno e attraverso il contorno, subisce processi di assestamento, di fusione, di scorrimento idrico. Il suo stato viene notevolmente influenzato dalle precipitazioni idriche e nevose.

L'assestamento

Il processo di assestamento della neve precipitata al suolo può essere suddiviso in due stadi che corrispondono, da una parte, al metamorfismo distruttivo e, dall'altra, al sovraccarico subito dal manto nevoso.

La velocità di deformazione attribuibile al metamorfismo distruttivo può essere descritta mediante una legge che dipende in forma esponenziale dalla temperatura. Una legge empirica proposta da Anderson (1976), prevede, in assenza di acqua nel manto nevoso, un valore costante dipendente dalla temperatura finché la densità di volume si mantiene al di sotto di 150 kg/m^3 (con deformazione dell'ordine dell'1% all'ora). Per densità maggiori la velocità di deformazione diminuisce secondo una relazione esponenziale della stessa. In presenza di acqua la velocità di deformazione viene notevolmente incre-

mentata mediante un fattore moltiplicativo. La legge empirica descritta ha la forma descritta in eq. 1 (vedi pag. 25).

La seconda componente di deformazione, che si presenta in tempi più lunghi, può essere descritta attraverso una legge lineare del sovraccarico P_s (N/m^2) come in eq. 2.

Le costanti ed il valore del coefficiente di viscosità η sono definiti sperimentalmente (Mellor, 1961; Kojima, 1967; Anderson, 1976).

L'evoluzione della dimensione dei grani

La trasformazione dimensionale dei grani all'interno del manto nevoso è un altro processo fisico importante nella descrizione della sua evoluzione. Influisce, per esempio, sulla permeabilità della neve ai flussi di vapore ed idrici, sul coefficiente di estinzione della radiazione solare e sulle resistenze meccaniche del manto nevoso.

Nella neve asciutta si verificano processi di accrescimento dei grani causati dai flussi di vapore negli spazi intergranulari indotti dalle differenze di tensione di vapore alle diverse temperature in diverse zone del manto nevoso (metamorfismo costruttivo).

Il processo di crescita dei grani può essere descritto mediante una relazione del tipo:

$$\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g_1 \cdot |U_v|}{d}$$

dove d è il diametro medio dei grani, $|U_v|$ è il flusso di vapore che dipende soprattutto dal gradiente di temperatura e dalla

temperatura assoluta e g_1 è una costante di adattamento. Per una temperatura di -2°C ed un gradiente termico di 10°C/m , una particella di dimensioni iniziali pari a $0,5 \text{ mm}$ raddoppia la sua dimensione dopo circa un mese.

Nella neve bagnata si verifica un forte incremento della crescita dei grani anche in presenza di piccole quantità d'acqua. La crescita è ancora maggiore ai maggiori livelli di saturazione del regime funicolare (nel regime funicolare i cristalli di ghiaccio e l'acqua che li avvolge intrappolano l'aria in aree di dimensioni limitate; nel regime pendolare, a livelli di saturazione inferiori, si realizzano canali di aria con una certa continuità. Colbeck identifica la separazione tra i due regimi ad un livello di saturazione pari al 14 %).

La temperatura di fusione all'equilibrio delle particelle più grandi è maggiore rispetto a quella delle particelle più piccole. La crescita delle particelle maggiori è alimentata dall'acqua di scioglimento dei grani più piccoli che spariscono. Per la neve bagnata viene proposta una relazione simile a quella vista per la neve asciutta eq. 3 dove g_2 è una costante di aggiustamento.

Come si nota il tasso di crescita aumenta all'aumentare della frazione di acqua liquida fino al regime funicolare, rimanendo poi sostanzialmente invariato.

Misurazioni effettuate (Wakahama, 1965, Colbeck, 1986) in condizioni di saturazione indicano, come ordine di grandezza, crescite del diametro dell'ordine di $0,5 \text{ mm}$ in sei giorni e di 1 mm in sei settimane.

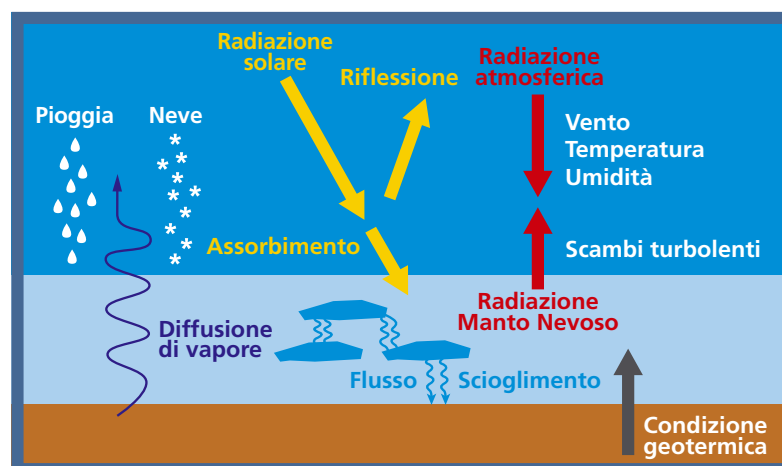


Fig. 2: Schematizzazione dei processi fisici che interessano il manto nevoso ed il suolo sottostante.

Il bilancio energetico superficiale

Il flusso di energia superficiale, I_{top} , all'interfaccia con l'aria, è definito dalle componenti di onda corta e lunga della radiazione, dai flussi turbolenti del calore sensibile e latente e dal calore per convezione dovuto alle nevicite e alle piogge. Dal punto di vista matematico assume la forma riprodotta in eq. 4, dove $I_s \downarrow$ è il flusso di energia da onda corta incidente il manto nevoso; α_{top} è il coefficiente di riflessione di onda corta (albedo); $I_{ir} \downarrow$ è il flusso di energia della radiazione di onda lunga incidente; $I_{ir} \uparrow$ è il flusso di energia della radiazione di onda lunga emessa dal manto nevoso; I_{sen} è il flusso di energia associato al calore sensibile; I_{lat} è il flusso di energia associato al calore latente; I_{conv} è il flusso di energia associato alle precipitazioni idriche e nevose.

La radiazione incidente sulla superficie della terra è composta da emissioni provenienti dal sole e dall'atmosfera terrestre. Lo spettro è suddiviso di conseguenza nelle componenti solare o di onda corta e terrestre o di onda lunga. La porzione di radiazione incidente che può essere assorbita o riemessa nell'atmosfera varia sia con la lunghezza d'onda che con le proprietà ottiche del mezzo e viene parametrizzata in termini di albedo per la radiazione di onda corta e in termini di emissività per la radiazione di onda lunga.

Il riscaldamento solare

In prima approssimazione, si assume che l'energia solare incidente sulla superficie del manto nevoso sia diffusa e isotropa. La radiazione che entra nel manto nevoso viene suddivisa nelle componenti visibile

e vicino-infrarosso, con i relativi coefficienti di estinzione.

Il primo coefficiente viene descritto mediante la funzione di Bohren e Barkstrom, in funzione inversa della radice del diametro medio dei grani e diretta della densità di volume della componente acqua più ghiaccio. Questa componente può penetrare, in modo significativo, nel manto nevoso. Al contrario, la componente radiativa nel vicino-infrarosso viene assorbita negli strati superficiali del manto nevoso (in Snterm si ipotizza nei primi due millimetri).

La stima della radiazione di onda corta solare incidente

La radiazione solare incidente, o di onda corta, è composta dalle componenti diretta e diffusa, quest'ultima dovuta alla dispersione nel passaggio attraverso l'atmosfera. Nel modello Snterm il flusso solare incidente viene valutato con il modello di Shapiro semplificato a tre strati [5], dove gli strati coincidono con i diversi livelli delle formazioni nuvolose. Il modello fornisce l'insieme della radiazione non dispersa e della radiazione diffusa verso la superficie del manto nevoso.

La stima della radiazione di onda lunga

Tutti i materiali irradiano energia elettromagnetica, la cui intensità è funzione della temperatura, del materiale e delle caratteristiche della superficie. La legge di Planck descrive lo spettro di potenza emesso da un corpo nero, perfettamente assorbente. Integrando la legge di Planck sullo spettro di potenza, e tenendo conto della emissività, ϵ , di uno specifico materiale (rapporto tra l'energia emessa da tale materiale e quella emessa dal corpo nero alla stessa temperatura), si ottiene la nota espressione di Stefan-Boltzmann per l'intensità emisferica emessa a tutte le lunghezze d'onda:

$$I_{emit} = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

dove σ è la costante di Stefan-Boltzmann.

Lo scambio netto di onda lunga consiste nelle emissioni termiche ascendenti dalla

superficie della terra ed emissioni discendenti dovute a gas e materiale particolato presente in atmosfera. La terra irradia come un corpo grigio e lo spettro di emissione ha la forma della legge di Planck. Per questo motivo il flusso ascendente di onda lunga, contiene una componente emittente, che corrisponde all'equazione di Stefan-Boltzmann, e una componente riflettente, proporzionale al flusso discendente. In accordo con la legge di Kirchhoff, la somma dell'emissività e della riflessività deve essere pari ad 1, vedi eq. 5.

Nei confronti della radiazione di onda lunga, la neve è paragonabile ad un corpo nero con una emissività prossima a 1 (nel modello Snterm viene utilizzato un coefficiente pari a 0.97).

La stima della radiazione di onda lunga discendente

Il flusso discendente di onda lunga per cielo sereno viene stimato usando la formula di Idso, eq. 6, dove l'emissività dell'aria dipende dalla pressione di vapore e dalla temperatura dell'aria alla quota di riferimento. A causa della tendenza della espressione di Idso alla sovrastima della emissività dell'aria, nel codice viene utilizzata la correzione di Wachtmann. Il modello tiene anche conto di una componente aggiuntiva di onda lunga dovuta alla presenza delle nubi.

La stima del flusso turbolento di calore sensibile e latente superficiale

Il trasferimento di calore sensibile è il trasferimento di calore, dall'aria alla neve o viceversa, dovuto al gradiente termico. Nel modello viene stimato con la relazione dovuta ad Andreas e Murphy (1986), vedi eq. 7, dipendendo dalla temperatura dell'aria e dello strato superficiale della neve, dalla velocità del vento e da coefficienti di scambio, determinati empiricamente, che tengono conto della eventuale presenza di vento con velocità w .

Il flusso di calore latente dipende invece dal gradiente di pressione di vapore tra l'aria e la superficie del manto nevoso. In funzione delle condizioni meteorologiche, il vapore acqueo può sublimare direttamente alla fase solida, rilasciando



calore latente di sublimazione, oppure condensare in fase liquida e rilasciare calore latente di condensazione.

Nel modello viene stimato con la relazione riprodotta nell'eq. 8, dipendendo dalla pressione di vapore dell'aria e dalla pressione di vapore della neve nello strato superficiale e dai coefficienti di scambio, che tengono conto della eventuale presenza del vento.

La stima del flusso di calore per convezione

Il flusso di calore per convezione si verifica in occasione di precipitazioni idriche o nevose. La precipitazione viene raffreddata alla temperatura della neve. Il calore trasferito alla neve durante questo processo è la differenza tra il contenuto di energia posseduto dalla precipitazione prima dell'arrivo sulla superficie innevata e quello posseduto dopo aver raggiunto l'equilibrio termico all'interno del manto nevoso. La quantità di calore aggiunto alla neve dalla precipitazione è direttamente proporzionale alla quantità di precipitazione e all'eccesso di temperatura che essa possiede rispetto al manto nevoso. Per manti nevosi isotermici a 0 °C (tipica situazione primaverile), questo rilascio di calore in favore della neve ne provoca lo scioglimento, mentre per manti nevosi che presentano temperature inferiori tale calore tende ad aumentarne la temperatura fino alla temperatura di fusione.

Nel caso di una precipitazione idrica l'energia fornita, q_p può essere espressa come da eq. 9, dove ρ_w è la densità dell'acqua, c_p è il calore specifico dell'acqua a pressione costante, T_r e T_s sono la temperatura della precipitazione e della superficie del manto nevoso, P_r è la altezza della precipitazione.

Il flusso di calore geotermico

Durante la stagione invernale e primaverile il terreno fornisce calore al manto nevoso a causa del gradiente termico che si instaura nel sottosuolo. Questo flusso termico, che può ritenersi trascurabile nel bilancio giornaliero rispetto al flusso energetico solare, può risultare significativo a livello stagionale. La conducibilità termica del terreno dipende dalla



composizione mineralogica, dalla densità e, soprattutto, dal contenuto di umidità (un terreno congelato presenta una conducibilità termica maggiore). I valori disponibili in letteratura presentano una grande variabilità indicando la necessità di dedicare la necessaria attenzione nella definizione del parametro. Nei modelli di scioglimento nivale a questo viene, generalmente, assegnato un valore costante su tutto il periodo di analisi.

Il bilancio di massa superficiale

I flussi di massa delle tre fasi dell'acqua attraverso l'interfaccia aria - neve sono costituiti dalle precipitazioni idriche, nevose e dallo scambio turbolento di vapore acqueo. Nel caso di nevicata o di accumulo idrico su una superficie ghiacciata o impermeabile, i flussi di massa provocano un ispessimento del manto nevoso di una quantità pari a:

$$\frac{\partial \Delta z}{\partial t} = \text{fallrate} - CR \cdot \Delta z$$

dove CR è il tasso di consolidazione e fallrate rappresenta l'intensità di precipitazione.

Il flusso di precipitazione di massa è dato da:

$$U_p = \gamma_p \cdot \text{fallrate}$$

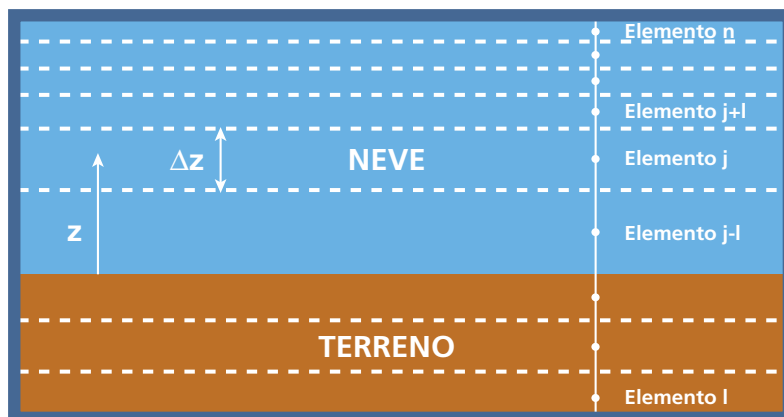
dove la densità di precipitazione è pari a 1000 kg/m³ per la pioggia e variabile da 20 kg/m³ a 200 kg/m³ per la neve, in funzione del vento, del tipo di cristallo e del contenuto d'acqua.

BASI TEORICHE DEL MODELLO SN THERM E METODO NUMERICO ADOTTATO

L'insieme dei fenomeni fisici che interessano il manto nevoso vengono descritti mediante le equazioni di conservazione della massa, della quantità di moto e dell'energia, scritte in forma integrale per un volume di controllo finito ΔV .

La soluzione numerica è ottenuta suddividendo il manto nevoso ed il terreno sottostante in volumi di controllo formati da piani orizzontali, paralleli ed indefiniti, di

Fig. 3: Schema numerico per la descrizione del manto nevoso e del terreno.



spessore variabile Δz come in Figura 3. Ogni strato j del manto nevoso è identificato dal suo nodo collocato in posizione centrale dello strato. La posizione nodale dello strato può cambiare per effetto della evoluzione del manto nevoso.

All'interno del dominio temporale è stato utilizzato lo schema pesato di Crank-Nicolson.

Ad ogni intervallo temporale viene risolta per prima l'equazione della conservazione della massa, sia in forma globale che con riferimento ai singoli componenti, e successivamente l'equazione di conservazione dell'energia. Il modello non prevede una equazione costitutiva per la descrizione della reologica della matrice solida che viene considerata immobile e non comprimibile. Anche l'aria, all'interno dei pori, viene considerata ferma, incompressibile e a pressione atmosferica.

Il vapore acqueo all'interno dei pori è supposto essere in equilibrio rispetto

all'acqua se il contenuto di questa è sufficientemente alto ($\theta_l > 0.02$), altrimenti in equilibrio rispetto al ghiaccio. Viene utilizzata una opportuna legge di variazione della densità di vapore all'equilibrio dipendente dalla temperatura.

Il flusso di massa liquida è fatto dipendere sostanzialmente dalla gravità ritenendo di secondaria importanza gli effetti della tensione superficiale (capillarità).

Il fluido viene considerato incompressibile e la sua velocità di filtrazione viene fatta dipendere dalla sua viscosità dinamica e dalla permeabilità idraulica, oltre che dalla gravità.

L'apporto di massa superficiale, nevoso o idrico, viene gestito creando nuovi elementi dello spessore massimo di 4 cm per la neve e 1 cm per la pioggia, nel caso di superficie impermeabile.

Il bilancio energetico si riduce ad un bilancio di energia termica, essendo le altre forme energetiche sostanzialmen-

te trascurabili. La quantità di energia associata all'unità di massa ad una data temperatura viene espressa in termini di entalpia specifica. Questa, in un sistema a pressione costante, è rappresentata dal calore necessario per alzare o abbassare la temperatura dal valore di riferimento al valore considerato. L'espressione generale usata per l'entalpia è:

$$h = \int_{273,15}^T c(T)dT + L$$

dove $c(T)$ è il calore specifico ed L il calore latente.

Per i diversi costituenti le entalpie specifiche possono essere espresse come da eq. 10, trascurando gli effetti del calore sensibile per il vapore acqueo.

Il bilancio termico si completa esprimendo il flusso termico conduttivo mediante la legge di Fourier, con un opportuno coefficiente di conducibilità termica del mezzo, e tenendo conto del flusso radiativo (si ipotizza che soltanto la radiazione di onda corta possa superare lo strato superiore, come descritto in precedenza).

APPLICAZIONI NUMERICHE

I dati necessari alle simulazioni

- Analisi stratigrafica del manto nevoso (spessore, densità e temperatura degli strati, diametro dei grani);
- Dati meteorologici (pressione atmosferica, temperatura e umidità dell'aria, velocità del vento, radiazione solare, precipitazione idrica o nevosa, diametro delle particelle di precipitazione nevosa, copertura nuvolosa);
- Dati geografici (latitudine, longitudine, angolo azimutale e zenitale, fuso orario);
- Dati caratteristici della stazione (posizione dei sensori rispetto al suolo).

I dati disponibili

- Dati registrati presso la stazione nivometeorologica di capanna Presena (2730 m s.l.m.) e passo Tonale (1795 m s.l.m.; temperatura dell'aria, umidità, radiazione solare totale incidente e riflessa, velocità e direzione del vento, distribuzione della temperatura nella neve, pressione

atmosferica);

- Rilievi manuali presso capanna Presena (modelli AINEVA 1, 2, 3, distribuzione della temperatura nel manto nevoso, densità, spessore e durezza degli strati, tipo e dimensione dei cristalli, copertura nuvolosa).

Analisi dei dati disponibili

I dati presi in considerazione fanno riferimento agli anni dal 2000 al 2007. A causa di problemi di alimentazione della stazione e di malfunzionamenti strumentali, causati dalle condizioni particolarmente rigide di esercizio, si sono riscontrate saltuarie discontinuità nel flusso di dati registrati.

In relazione ai malfunzionamenti strumentali sono stati riscontrati errori di tipo impulsivo ed errori causati dalla saturazione del sensore. Errori del primo tipo si presentano soprattutto nei sensori di temperatura dell'aria e di umidità.

Errori del secondo tipo erano presenti nei sensori di radiazione incidente e riflessa e, in particolare, nei sensori di rilievo della distribuzione della temperatura nel manto nevoso.

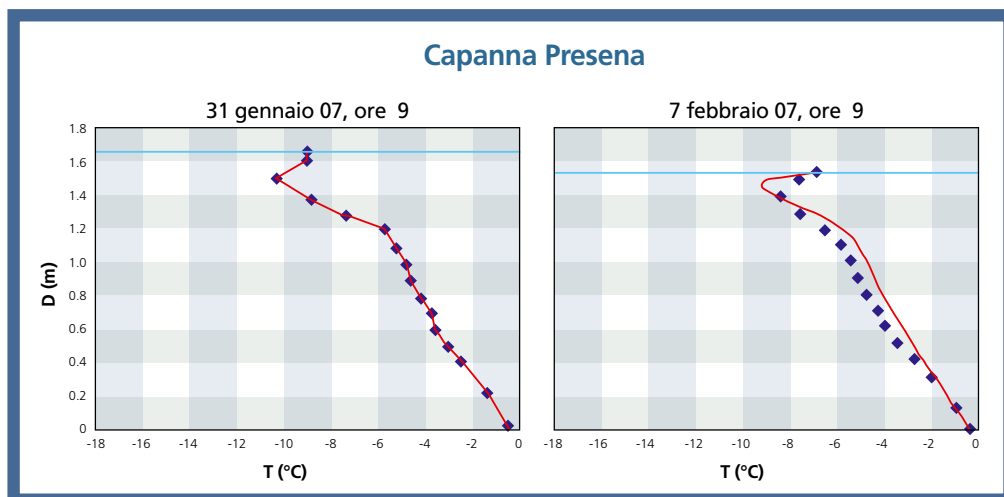
In quest'ultimo caso sono stati utilizzati soltanto i dati rilevati manualmente.

La assenza di rilevatori di radiazione ad onda lunga ha indotto alla sua definizione mediante la formula di Idso (vedi sopra).

Di notevole importanza nel bilancio energetico del manto nevoso si è rivelata la copertura nuvolosa. Questo dato è rilevato manualmente una volta al giorno, frequenza rivelatasi insufficiente rispetto alle necessità del modello.

Tentativi eseguiti stimando la copertura nuvolosa dalla radiazione totale incidente, non hanno prodotto risultati soddisfacenti. Per questo motivo le simulazioni sono state svolte in condizioni di cielo sereno (copertura nuvolosa inferiore ai due ottavi).

La situazione riscontrata nelle due stazioni analizzate sembra essere comune nell'arco alpino, secondo quanto emerge da un recente studio sullo stato delle reti di monitoraggio delle grandezze nivometeorologiche in Italia ([2]).



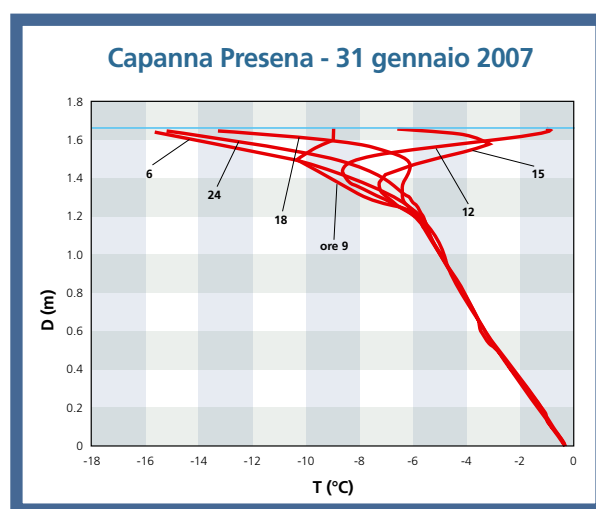
Simulazione di una situazione invernale, 31 gennaio - 7 febbraio 2007

Per questa simulazione sono stati utilizzati i dati del rilievo manuale del 31 gennaio 2007, ed i dati della stazione automatica di Capanna Presena. A causa della indisponibilità dei dati di radiazione incidente, questi sono stati stimati a partire dai valori registrati presso Passo Tonale e modificati sulla base della differenza di quota per via teorica. Anche la radiazione riflessa è stata calcolata considerando valori di albedo pari a quelli del Passo del Tonale, avendo osservato come in entrambi i siti di misura siano state rilevate precipitazioni a carattere nevoso nei giorni precedenti.

In Figura 4 viene mostrato il confronto, alla fine della settimana, della distribuzione della temperatura all'interno del manto nevoso come rilevato sul campo e simulato.

Le temperature, alle diverse profondità, non differiscono mai per più di un 1 °C. Il gradiente termico negli strati profondi del manto nevoso si mantiene rilevante e dell'ordine di 6 °C/m. Per quello che riguarda l'assestamento del manto, si osservano valori di circa 12 cm nella misurazione e valori di circa 11 cm nella simulazione. La massa per unità di superficie simulata a fine periodo era di 550 kg/m³, mentre il valore misurato sulla base della analisi stratigrafica differiva per meno del 3%.

In Figura 5 sono mostrati alcuni diagrammi di temperatura orari durante il primo



giorno di simulazione. Si nota come la notevole variabilità del profilo di temperatura è limitata ad uno strato superficiale dello spessore di circa 40 cm.

Simulazione di una situazione primaverile, 11 aprile - 2 maggio 2007

Per questa simulazione sono stati utilizzati i dati del rilievo manuale dell'11 aprile 2007. La radiazione incidente viene trattata come nella simulazione precedente.

La radiazione riflessa è stata calcolata considerando un valore di albedo pari a 0,7, stimato secondo le indicazioni presenti in letteratura ([7]). In questo caso non si è fatto riferimento ai dati di Passo Tonale a causa delle condizioni di avanzato scioglimento del manto nevoso.

Nel periodo indicato i dati di temperatura dell'aria sono stati trattati per eliminare la presenza di errori a carattere impulsivo. In Figura 6 viene mostrato il confronto settimanale, per le tre settimane di simulazione, della distribuzione della tempe-

Fig. 4: Distribuzione della temperatura nel manto nevoso a Capanna Presena (TN). A sinistra i dati misurati il 31 gennaio 2007; a destra, i dati misurati [6] e calcolati (linea continua) il 7 febbraio 2007.

Fig. 5: Distribuzione della temperatura nel manto nevoso a Capanna Presena (TN) calcolata a diversi istanti dalle ore 9 del 31 gennaio 2007 alle ore 6 del 1 febbraio 2007.

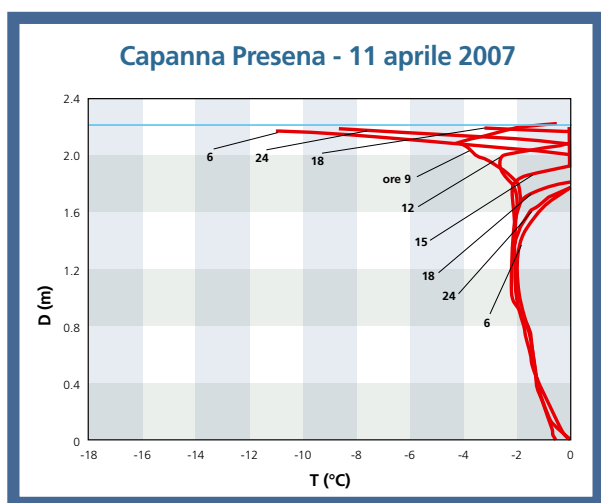
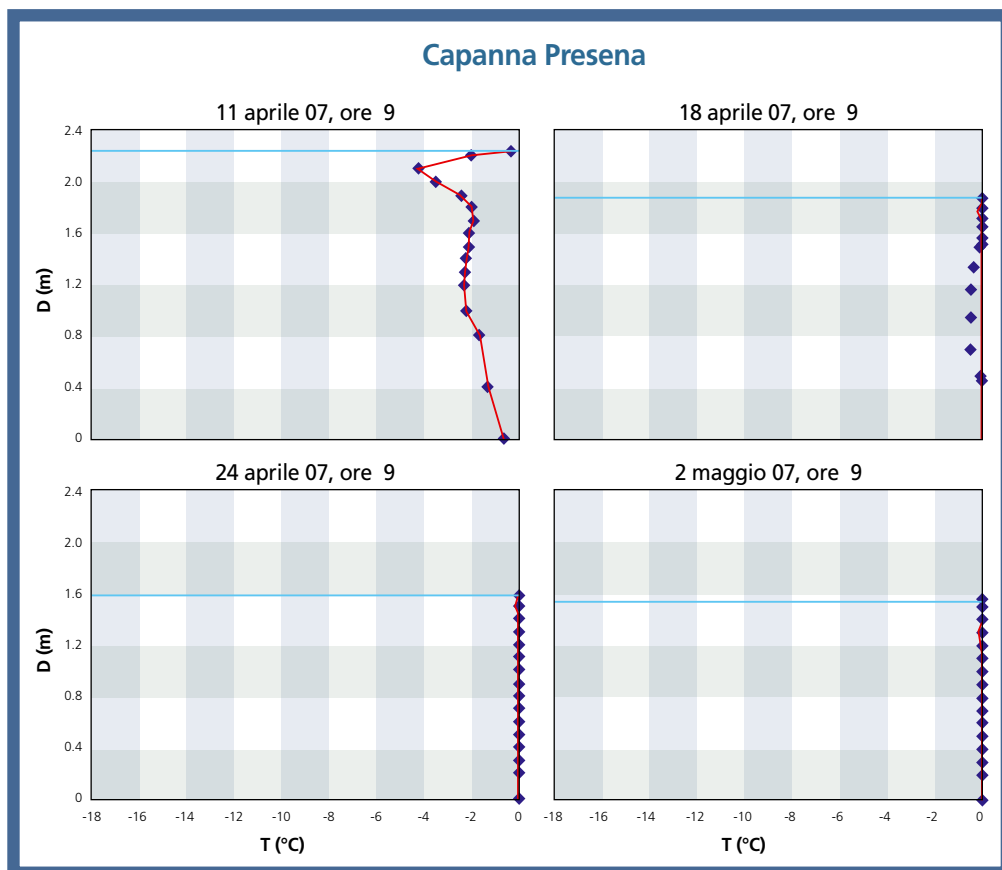


Fig. 6: Distribuzione della temperatura nel manto nevoso a Capanna Presena (TN). A sinistra in alto i dati misurati l'11 aprile 2007; a seguire, i dati misurati ([6]) e calcolati (linea continua) il 18 aprile 2007, il 24 aprile 2007 e il 2 maggio 2007.

Fig. 7: Distribuzione della temperatura nel manto nevoso a Capanna Presena (TN) calcolata a diversi istanti dalle ore 9 dell'11 aprile 2007 alle ore 6 del 12 aprile 2007

ratura all'interno del manto nevoso come rilevato sul campo e simulato.

Alla fine della prima settimana, 18 aprile, le temperature, alle diverse profondità, non differiscono mai per più di un 0.5 °C. Il manto nevoso assume una profondità misurata pari a 1.87 m, identica alla profondità simulata. Durante la simulazione è stata osservata una variazione di massa di 21 kg/m³ a partire da un valore di 797 kg/m³. La differenza rispetto al valore misurato è inferiore al 6 %.

Alla fine della seconda settimana, 24 aprile, le temperature, alle diverse pro-

fondità, non differiscono mai per più di 0.1 °C. Il manto nevoso assume una profondità misurata pari a 1.58 m, mentre la profondità simulata è risultata pari a 1.60 m. Durante la simulazione è stata osservata una variazione di massa di 100 kg/m³ rispetto alla massa iniziale. La differenza rispetto al valore misurato è ancora inferiore al 6 %.

Alla fine della terza settimana, 2 maggio, le temperature, alle diverse profondità, non differiscono mai per più di 0.2 °C. Il manto nevoso assume una profondità misurata pari a 1.38 m, mentre la profondità simulata è risultata pari a 1.58 m. Durante la simulazione è stata osservata una variazione di massa di 174 kg/m³ rispetto alla massa iniziale. La differenza rispetto al valore misurato è inferiore all'8 %. In questo periodo la nuvolosità indicata sul modello 1 AINEVA è stata assegnata, in modo arbitrario, alle 24 ore precedenti. I risultati mostrano qualità inferiori rispetto alle settimane precedenti mostrando l'importanza della corretta descrizione della copertura nuvolosa.

In Figura 7 sono mostrati alcuni diagrammi di temperatura orari durante il primo

giorno di simulazione. Si nota come la notevole variabilità del profilo di temperatura si estende ad uno strato superficiale dello spessore di circa 80 cm.

Si nota, in condizioni tipicamente primaverili, la presenza di uno strato di isoterma dovuto allo scioglimento della neve, che raggiunge la sua massima estensione nelle ore più calde del giorno.

Effetti della distribuzione della temperatura iniziale – condizioni invernali e primaverili

Questa serie di simulazioni consiste nel valutare l'importanza del profilo di temperatura iniziale sulla evoluzione del manto nevoso.

In Figura 8, sulla sinistra, vengono mostrati quattro profili di temperatura iniziale arbitrari e il profilo di temperatura misurato il 31 gennaio 2007.

La simulazione procede attribuendo alle giornate successive le stesse condizioni meteorologiche del primo giorno. Come si vede tutti i profili convergono verso una configurazione comune. La parte superiore del manto si adatta velocemente alla configurazione del profilo di temperatura reale.

Al contrario la parte profonda vi tende con tempi che dipendono significativamente dalla condizione iniziale.

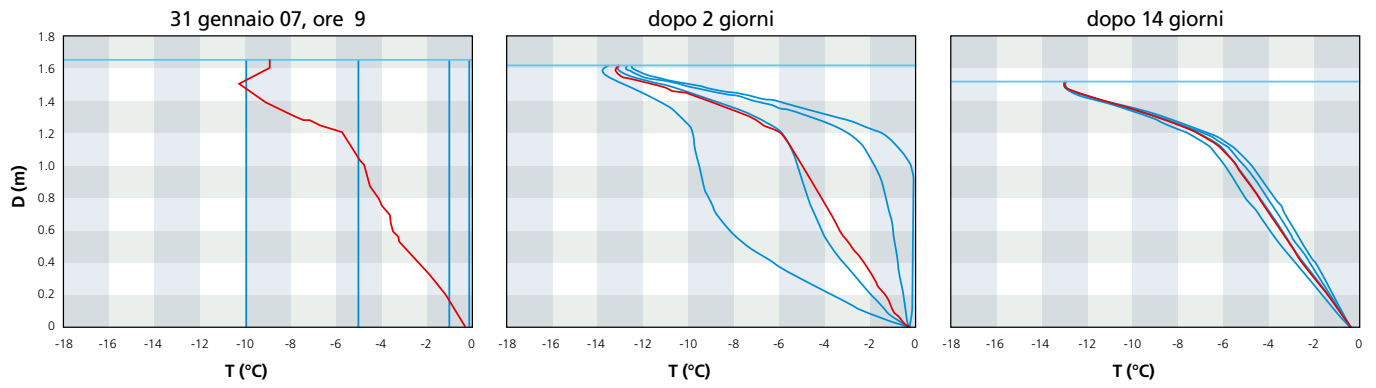
Il profilo di temperatura che rappresenta approssimativamente il valore medio della temperatura nel manto converge piuttosto rapidamente (dopo due giorni) alla evoluzione del manto a partire dai dati reali. Questo suggerisce che la precisione nella misurazione del profilo di temperatura non appare critica, se non si è interessati a fenomeni a brevissima scadenza.

In Figura 9 vengono rappresentate le stesse configurazioni in condizioni primaverili.

Le condizioni meteorologiche sono quelle del 11 aprile 2007.

Il comportamento è sostanzialmente lo stesso del caso precedente ma la convergenza dei profili alla medesima soluzione avviene più velocemente a causa della maggiore conducibilità termica del manto in scioglimento.

Capanna Presena



Capanna Presena

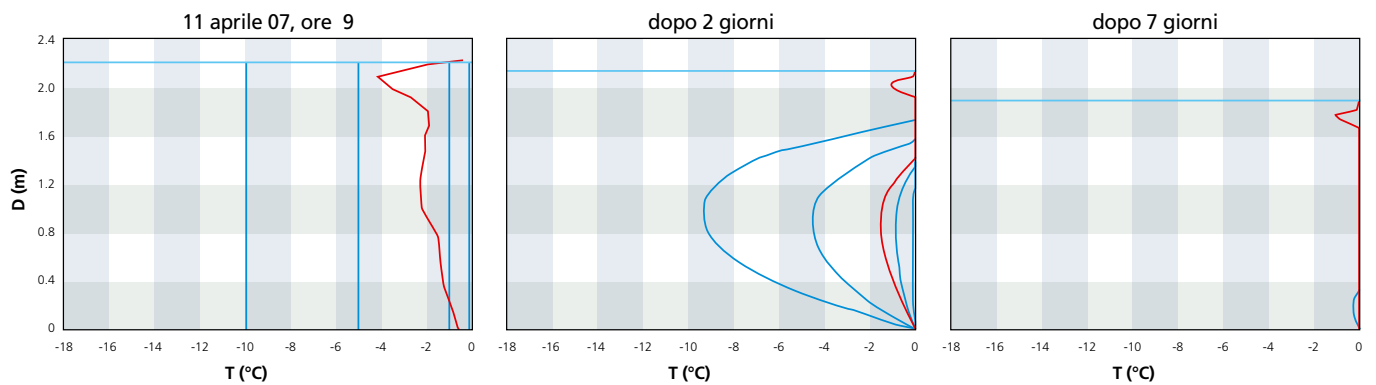


Fig. 8: Evoluzione del manto nevoso a partire da diverse condizioni iniziali di distribuzione della temperatura, in condizioni invernali.

Fig. 9: Evoluzione del manto nevoso a partire da diverse condizioni iniziali di distribuzione della temperatura, in condizioni primaverili.



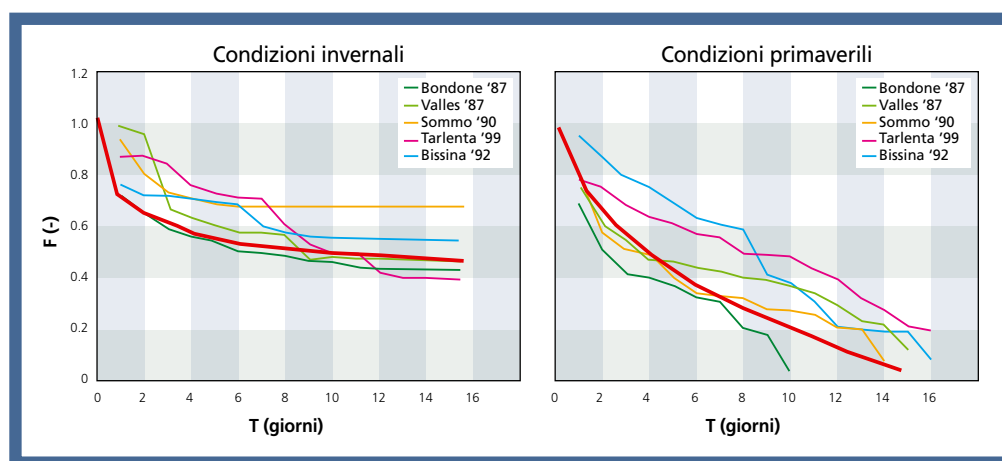


Fig. 10: A sinistra modalità di assestamento calcolate e misurate sul campo in condizioni invernali; a destra, in condizioni primaverili.

Assestamento

Queste simulazioni hanno la finalità di valutare le modalità di assestamento del manto nevoso in condizioni invernali e primaverili, e di confrontarle con dati rilevati sul campo.

Nelle condizioni invernali si considera un manto nevoso di neve fresca dello spessore di 1 m, temperatura iniziale costante pari a -1°C e densità costante pari a

100 kg/m^3 .

In Figura 10, sulla sinistra, sono confrontati i risultati ottenuti dalle simulazioni effettuate per una durata di più giorni con le condizioni meteorologiche del 31 gennaio 2007 ripetute, con i rilievi di assestamento effettuati in alcune stazioni trentine.

I risultati vengono rappresentati mediante la funzione adimensionale di assestamen-

to definita come in eq. 11, dove H_S è la altezza totale del manto, H_{S0} è la altezza della neve già assestata e H_{N0} è la altezza iniziale di neve fresca.

Come si vede il calcolo dell'assestamento riproduce, qualitativamente, le situazioni di confronto sia in termini di valore della funzione di assestamento che di periodo di tempo necessario.

In condizioni primaverili è stato considerato un manto nevoso composto da uno strato già assestato dello spessore di 1 m e densità pari a 400 kg/m^3 e da uno strato di neve fresca dello spessore di 1 m e densità pari a 150 kg/m^3 .

In Figura 10, sulla destra, sono mostrati i risultati ottenuti dalle simulazioni, effettuate per una durata di più giorni con le condizioni meteorologiche dell'11 aprile 2007 ripetute e confrontati con dati rilevati sul campo.

Come si nota, anche in questo caso, le modalità di assestamento calcolate sono

paragonabili a quelle reali. Rispetto al caso precedente l'assestamento si conclude con lo scioglimento completo del manto nevoso, in tempi dell'ordine di due settimane.

CONCLUSIONI

L'uso del modello ha mostrato come sia possibile una simulazione adeguata del comportamento del manto nevoso, almeno in assenza di copertura nuvolosa. I limiti applicativi appaiono più legati alla possibilità di definire le condizioni al contorno, piuttosto che alla capacità di simulare i processi fisici coinvolti. Stabilite in modo adeguato le condizioni al contorno, il modello fornisce andamenti di temperatura sulla profondità del manto nevoso, modalità di assestamento e perdita di massa sufficientemente approssimati. L'aspetto forse più critico per la descrizione in continuo della evoluzione del manto nevoso appare la corretta descrizione delle varie componenti energetiche che raggiungono il manto nevoso dall'atmosfera. Altri parametri, ugualmente di difficile valutazione sul campo con strumentazioni automatiche, come per esempio la distribuzione della temperatura nel manto nevoso, appaiono meno critici se si è interessati alla evoluzione su periodi più lunghi di qualche giorno (per esempio nel caso di esecuzione di bilanci idrologici).

RINGRAZIAMENTI

Un doveroso ringraziamento ai tecnici della Provincia di Trento, presso gli uffici di Trento e sul territorio, in particolare l'ing. Mauro Gaddo ed il sig. Cesarino Daldoss per la disponibilità mostrata nell'asssecondare il lavoro anche attraverso un fondamentale supporto durante la attività di campo.

Equazioni

1. $\left| \frac{1}{\Delta z} \cdot \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right|_{\text{met. distr.}} = -2.778 \cdot 10^{-6} \cdot c_3 \cdot c_4 \cdot e^{-0.04 \cdot (273.15 - T)}$
 $c_3 = c_4 = 1$ se $\gamma_i = 0$ e $\gamma_i \leq 150 \text{ kg/m}^3$
 $c_3 = e^{[-0.046 \cdot (\gamma_i - 150)]}$ se $\gamma_i > 150 \text{ kg/m}^3$
 $c_4 = 2$ se $\gamma_i > 0$
2. $\left| \frac{1}{\Delta z} \cdot \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right|_{\text{sovraccar.}} = -P_s / \eta$
 $\eta = \eta_0 \cdot e^{c_5(273.15 - T)} \cdot e^{c_6 \cdot P_s}$
 $\eta_0 = 3.6 \cdot 10^6 \text{ N} \cdot \text{s/m}^2$
 $c_5 = 0.08 \text{ K}^{-1}$
 $c_6 = 0.021 \text{ m}^3/\text{kg}$
3. $\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g^2}{d} \cdot (\theta_i + 0.05)$ per $0.00 < \theta_i < 0.09$
 $\frac{\partial d}{\partial t} = \frac{g^2}{d} \cdot (0.14)$ per $\theta_i \geq 0.09$
4. $I_{\text{top}} = I_s \downarrow \cdot (1 - \alpha_{\text{top}}) + I_{\text{ir}} \downarrow - I_{\text{ir}} \uparrow + I_{\text{sen}} + I_{\text{lat}} + I_{\text{conv}}$
5. $I_{\text{ir}} \uparrow = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4 + (1 - \epsilon) \cdot I_{\text{ir}} \downarrow$
6. $I_{\text{ir, aria}} \downarrow = \epsilon_{\text{aria}} \cdot \sigma \cdot T_{\text{aria}}^4 = [0.70 + 5.95 \cdot 10^{-5} \cdot P_{v, \text{aria}} \cdot e^{\frac{1500}{T_{\text{aria}}}}] \cdot \sigma \cdot T_{\text{aria}}^4$
7. $I_{\text{sen}} = (E_{H0} + E_H \cdot w) \cdot (T_{\text{aria}} - T_n)$
8. $I_{\text{lat}} = (E_{E0} + E_E \cdot w) \cdot (P_{v, \text{aria}} - (P_{v, \text{sat}})_n)$
9. $q_p = \rho_w + c_p \cdot (T_r - T_s) \cdot P_r$
10. $h_i = c_i (T - 273.15)$
 $h_l = c_l (T - 273.15) + L_{li}$
 $h_v = L_{vi}$
 $h_d = c_d (T - 273.15)$
11. $F = (H_s - H_{s0}) / H_{N0}$

Bibliografia

- [1] Jordan, Rachel (1991), A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover. Technical Documentation for SN-THERM.89 - Special Report 91-16. U.S.Army Corps of Engineers - Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, USA.
- [2] Tecilla, Giorgio (2007), L'indagine nazionale su neve e valanghe. Lo stato delle reti di monitoraggio e delle banche di dati nivometeorologici in Italia. Neve e Valanghe n°60-aprile 2007, pagg 12-35 AINEVA.
- [3] Sanfilippo Jacopo (A.A. 2001-2002), Distribuzione della neve al suolo in Provincia di Trento. Tesi di Laurea, Facoltà di Ingegneria, Università degli Studi di Trento.
- [4] Scotton P., Helfer U, 2004, Field analysis of some sensors for snow physical parameters measurement, 10° International Congress Interpraevent 2004, Riva del Garda (TN), May 24-27, Italy.
- [5] Shapiro, R., 1987, A simple model for the calculation of the flux of direct and diffuse solar radiation through the atmosphere. ST Systems Corporation, Lexington, Massachusetts, Scientific Report n. 35. Report AFGL-TR-87-0200.
- [6] Archivio dati Ufficio Previsione e Organizzazione della Provincia di Trento.
- [7] Singh, Pratap - Singh, Vijay, P., 2001, Snow and glacier hydrology, Kluwer Academic Publisher.

Le valanghe in foresta: i casi studio della Regione Autonoma Valle d'Aosta
e della Provincia Autonoma di Bolzano

NEVE, VALANGHE

UNA REALTA' TUTTA DA SCOPRIRE

L'influenza del bosco sulla dinamica del manto nevoso e la sua stabilità

Stephanie Letey
Davide Viglietti

Università degli Studi di Torino
Di.Va.P.R.A.-Chimica Agraria e Pedologia,
Laboratorio Neve e Suoli Alpini
Università degli Studi di Torino
Agroselviter

Michele Freppaz

Università degli Studi di Torino
Di.Va.P.R.A.-Chimica Agraria e Pedologia,
Laboratorio Neve e Suoli Alpini

Renzo Motta

Università degli Studi di Torino
Agroselviter

Andreas Zischg

Abenis Alpinexpert GmbH/srl

Le valanghe possono danneggiare estese superfici forestali, influenzandone la composizione specifica e la distribuzione, con la presenza in genere di popolamenti di bassa statura e densità e la prevalenza di specie eliofile. Nello stesso tempo le foreste possono limitare il distacco delle valanghe, proteggendo insediamenti umani ed infrastrutture, ma l'efficacia protettiva dei popolamenti dipende fortemente dalla loro struttura.

La stagione 2003/2004 ha dato inizio al monitoraggio dell'evoluzione del manto nevoso all'interno di superfici forestali con l'obiettivo di approfondire le conoscenze, attualmente limitate, sul complesso rapporto bosco-neve.

Successivamente, a partire dal 2005, sono state attivate specifiche ricerche con l'obiettivo di individuare ed analizzare gli eventi valanghivi originatisi all'interno di superfici forestali, comparando le caratteristiche di tali siti con aree boscate limitrofe, alla medesima quota, esposizione e pendenza, ma non interessate da eventi valanghivi. In questo modo, sono stati valutati i requisiti minimi che un bosco, con determinate caratteristiche stagionali ed in occasione di specifiche condizioni nivo-meteorologiche (sintetizzate nel grado di pericolo valanghe) dovrebbe presentare per garantire la funzione protettiva nei confronti del distacco valanghe.

Attraverso un costante lavoro di arricchimento della banca dati attualmente disponibile potrebbe essere possibile incrementare la conoscenza del grado di riduzione delle condizioni di instabilità del manto nevoso da parte del bosco preferendo, con la dovuta cautela e laddove possibile, adeguate scelte selvicolturali rispetto all'impiego delle tradizionali opere permanenti di difesa attiva e/o passiva.



E FORESTE

INTRODUZIONE

L'esigenza di collocare i campi neve a debita distanza dalle superfici forestali, finalizzata a ridurre il più possibile le interferenze esterne sulle caratteristiche della neve, ha limitato fortemente la conoscenza dell'influenza del bosco sull'evoluzione del manto nevoso e sulla sua stabilità. La molteplicità delle complesse relazioni ed interrelazioni tra fattori climatici, morfologici ed ecologici, associata alla scarsità dei dati nivologici, consiglia però di non escludere a priori le superfici boscate dalle aree potenzialmente valanghive.

La necessità di determinare in modo più approfondito le caratteristiche della neve in foresta sta emergendo sempre con maggiore frequenza, come ad esempio nel corso dell'European Geosciences Union General Assembly del 2008 (Vienna, 13-18 Aprile 2008). Fierz et al (2008), nel presentare le principali novità della Classificazione Internazionale della neve stagionale al suolo del 2008, hanno infatti evidenziato come in particolare "esistano

molti problemi nella classificazione della neve umida e delle croste, così come della neve trasportata dal vento e quella presente al di sotto delle coperture forestali" (Fierz et al., 2008).

Le conoscenze su questo specifico argomento sono piuttosto limitate (Brang et al., 2001), ma il crescente interesse su queste tematiche ha determinato un impulso dell'attività di ricerca, come testimoniato ad esempio da differenti recenti pubblicazioni (es. Manuale di Selvicoltura nelle Foreste di Protezione, Meloni et al., 2006).

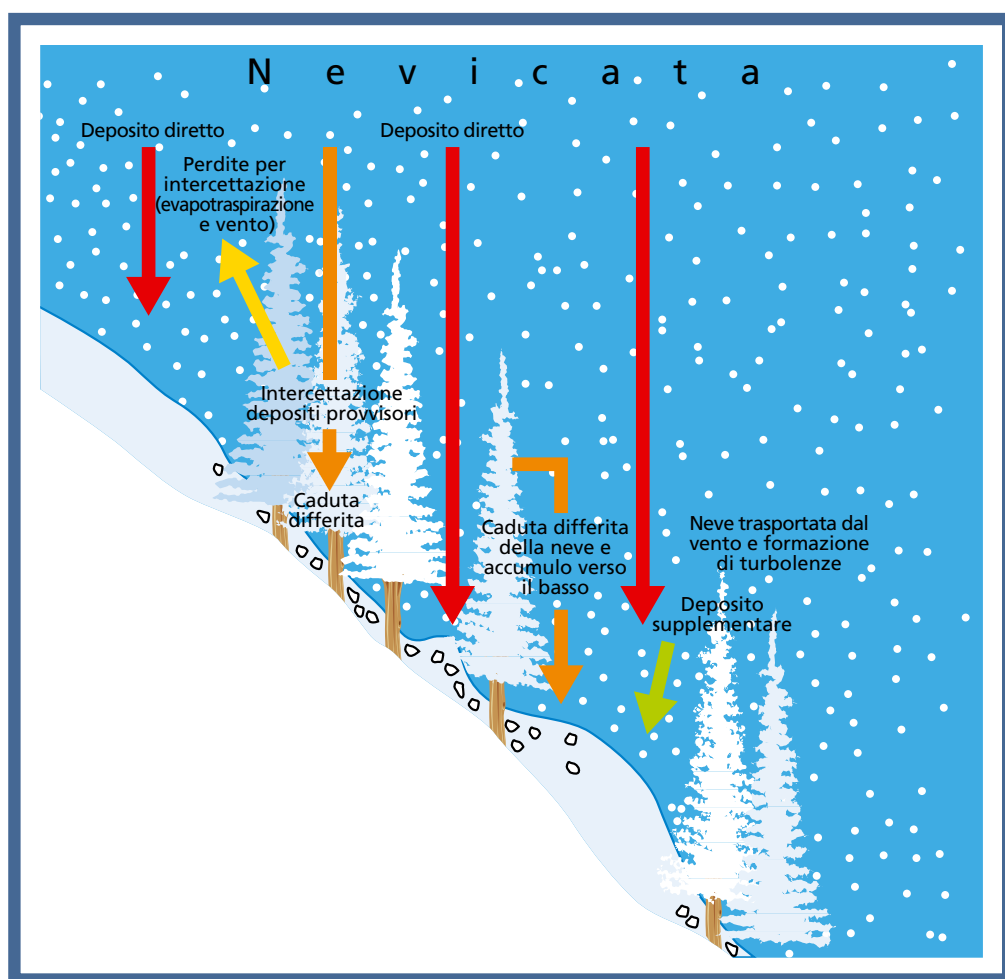
LA NEVE IN FORESTA

La presenza di una copertura forestale esercita una significativa influenza sulle caratteristiche fisiche del manto nevoso sottostante: la più evidente è la riduzione dell'altezza del manto nevoso a seguito dell'intercettazione delle chiome. L'efficienza di intercettazione può variare in funzione sia dell'intensità della nevicata, sia delle specie arboree presenti. Sono

stati calcolati valori di intercettazione che raggiungono il 70% in caso di precipitazioni intense mentre in occasione di eventi a debole intensità il valore di intercettazione decresce fino al 30% (Pomeroy e Brun, 2001). Anche la temperatura che accompagna la precipitazione influenza direttamente il grado di intercettazione da parte delle chiome: con temperature più elevate aumenta la coesione tra i cristalli di neve ed in tal modo la neve umida viene trattenuta sulla chioma in modo più efficace rispetto alla neve secca.

La neve intercettata dalle chiome precipita dai rami in modo graduale ed irregolare, a seconda dell'umidità della neve e della temperatura dell'aria, ed, una volta depositata al suolo origina un manto nevoso che, se confrontato con quello di aree non boscate, risulta alquanto eterogeneo (In der Gand, 1978) (Figura 1). Nel caso di specie caducifoglie, quali il Larice, l'evoluzione del manto nevoso può essere fortemente influenzata anche dall'accumulo di strati di lettiera, soprattutto nel caso di nevicate tardo-autunnali (Freppaz et al., 2006). In tal modo, il bosco generalmente impedisce la formazione di vaste aree con copertura nevosa uniforme e può contrastare la formazione di strati a debole coesione, che costituiscono uno dei fattori predisponenti il distacco delle valanghe (Brundl et al., 1999). L'intercettazione della neve ad opera delle chiome è indubbiamente dipendente dalla composizione specifica: in un bosco caratterizzato dalla dominanza di alberi a foglia persistente aumenta il grado di intercettazione rispetto a boschi a dominanza di caducifoglie. In particolare, *Pinus cembra* e *Picea abies* sono in grado di trattenere una maggior quantità di precipitazioni rispetto a *Larix decidua*, mentre quest'ultimo è una specie longeva con migliori caratteristiche di ancoraggio al terreno e resistenza agli schianti da vento e da neve (Motta, 1995). Una ricerca condotta nell'inverno 2003/2004 nella Riserva Naturale Mont Mars (Fontainemore - Valle d'Aosta) ha permesso il confronto delle caratteristiche fisiche di un manto nevoso sotto lariceto con quelle della copertura

Fig. 1: schema del processo di deposito della neve in foresta (In der Gand, 1987).



nevosa su un prato sfalcato, sito a medesima quota ed esposizione (Freppaz et al., 2006, 2008). Tale esperienza ha evidenziato durante il periodo tardo-autunnale, accumuli di neve inferiori nelle aree boscate, a seguito dell'intercettazione di neve da parte della chioma. Nel periodo primaverile, invece, a causa di un minore irraggiamento solare al suolo, l'altezza del manto nevoso è risultata superiore sotto la copertura arborea (Freppaz et al., 2006) (Figura.2). Per quanto concerne l'accumulo della neve in bosco, inoltre, non bisogna trascurare l'elevata sublimazione della neve intercettata dalle chiome, anche dell'ordine di 0.7 mm SWE/giorno, come evidenziato da alcune ricerche condotte in una foresta subalpina delle Montagne Rocciose in Colorado (USA).

La presenza della copertura arborea costituita dal lariceto ha, inoltre, esercitato una significativa influenza sul grado di umidità del manto nevoso e quindi sulla sua densità soprattutto negli episodi di nevicate precoci: prima della perdita degli aghi sono stati registrati intensi input di acqua derivante dalla fusione della neve intercettata. La massa volumica media del manto nevoso è risultata superiore nel lariceto rispetto al prato, con valori rispettivamente di 210 Kgm-3 e 182 Kgm-3.

La distribuzione dell'acqua di fusione all'interno del manto nevoso è risultata essere strettamente correlata con la presenza di deposizioni di lettiera inglobata nella copertura nevosa soprattutto nel periodo tardo-invernale. A seguito del rigelo dell'acqua di fusione, il cui flusso discendente viene significativamente ostacolato dagli strati di lettiera, vengono originati strati di neve particolarmente duri proprio in corrispondenza di tali deposizioni. In fase di fusione-rigelo possono dunque formarsi potenziali piani di scorrimento per il distacco di valanghe a lastroni.

Nella stessa prova sperimentale, è inoltre emerso come la presenza di una copertura arborea determini un effetto mitigatore nei confronti della temperatura dell'aria libera. Di conseguenza si sono osservati minori gradienti termici del manto nevo-

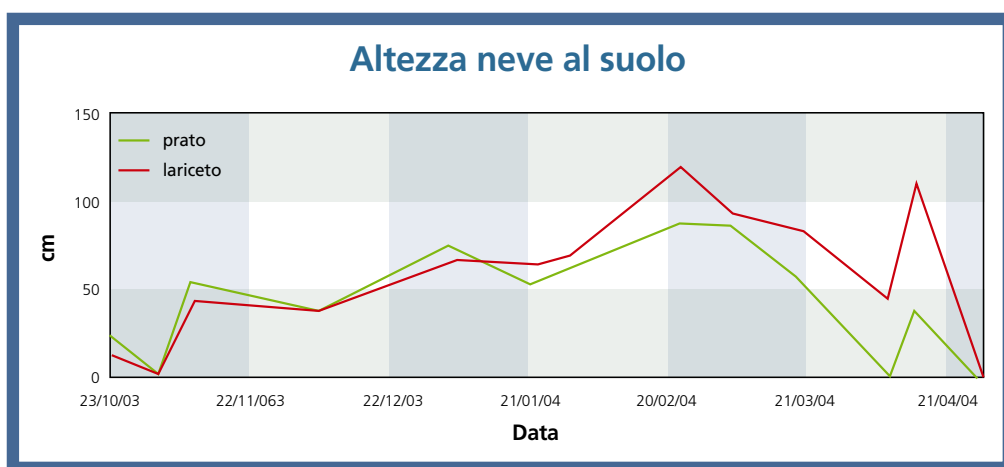
so, con la prevalenza di cristalli arrotondati ed una ridotta presenza di cristalli sfaccettati e a calice rispetto alle superfici non boscate. Inoltre all'interno delle superfici boscate è stata osservata una minore presenza di brina di superficie sul manto nevoso, possibile fattore predisponente il distacco di valanghe a lastroni (McClung e Scheerer, 2006).

Il rimaneggiamento del manto nevoso ad opera del vento in foresta è in genere ridotto. Tuttavia, in corrispondenza di radure presenti all'interno della superficie boscata, il vento può subire violente accelerazioni ed assumere un moto tur-

bolento provocando così accumuli anche importanti.

Per quanto riguarda lo scivolamento della neve al di sotto di coperture forestali, esso risulta quasi impercettibile poiché la rugosità del terreno è generalmente superiore rispetto al suolo nudo, anche per la presenza delle ceppaie capaci di contribuire positivamente all'ancoraggio e alla stabilità del manto nevoso stesso. Nel piano montano superiore e subalpino, in particolare al di sotto di coperture di larice, le radure in un popolamento forestale sono però una componente imprescindibile della struttura naturale e

Fig. 2: Altezza del manto nevoso sotto lariceto ed al di fuori della copertura forestale (vedi grafico in "Neve e Valanghe" n. 58, pp. 74-81, nell'articolo Suoli più freddi in un mondo più caldo? Il ruolo della neve nel condizionare la temperatura e la vita del suolo, Freppaz et al., 2006, 2008).



sono necessarie per la rinnovazione. In tali zone non sono quindi da escludersi importanti movimenti del manto nevoso (Höller, 2001; Berretti et al., 2006) e non è raro, infatti, osservare evidenti sciabollature dei fusti nelle zone caratterizzate da elevata nevosità e/o elevata acclività e/o elevati tempi di permanenza di neve al suolo.

Anche la componente arbustiva e basso-arborea può rivelare un, seppur limitato, potere stabilizzante ma ciò si esaurisce del tutto qualora la sua altezza venga superata dall'altezza della copertura nevosa. In questo caso, inoltre, si creano le condizioni idonee alla formazione di strati

anche rilevanti di cristalli a calice in corrispondenza delle sacche d'aria originatesi nell'interfaccia suolo-neve.

CARATTERISTICHE DEL BOSCO E DISTACCO DELLE VALANGHE

Dato che le coperture forestali non possono fermare le valanghe di grandi dimensioni, il loro effetto si limita al rallentamento degli scaricamenti ed alla stabilizzazione del manto nevoso nelle potenziali aree di distacco.

Nei pendii boscati, il distacco delle valanghe è in genere limitato a pendenze supe-

riori ai 30° (Schneebeli e Bebi, 2004).

Per quanto riguarda l'altezza efficace degli alberi, in Giappone, Saeki e Matsuoka (1969) hanno stabilito una regola empirica: l'altezza media degli alberi deve essere pari a 1.5-2 volte l'altezza del manto nevoso, a patto che ci sia un numero sufficiente di alberi (>50% del numero totale di alberi) che fuoriesce dal manto nevoso, riuscendo a stabilizzarlo.

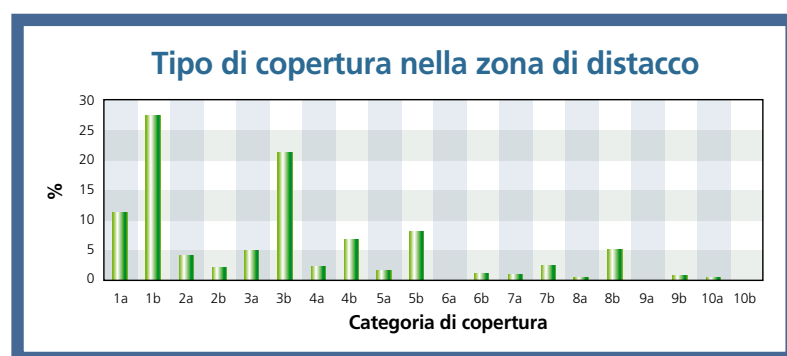
Tale regola corrisponde anche ad osservazioni effettuate nelle Alpi.

In un'esperienza condotta nel British Columbia sono stati indagati 76 siti valanghivi localizzati nelle Coast Mountains e nelle Columbia Mountains con la finalità di analizzare i parametri che caratterizzano la zona di distacco di valanghe ad alto potere distruttivo (McClung, 2001).

Sono stati quindi presi in considerazione il grado di rugosità del terreno, la densità della vegetazione, l'altezza della vegetazione e conformazione del suolo.

In particolare, è stato evidenziato come la rugosità del terreno possa effettivamente ridurre la frequenza di distacco valanghe,

Fig. 3: Frequenza di valanghe in relazione alla copertura nella zona di distacco. Con le categorie 8a e 8b sono indicate le superfici boscate con morfologia incanalata e di versante interessate da distacchi valanghivi (Letey S., 2008).



qualora presenti un'altezza superiore ai 2 m. L'altezza delle piante si è dimostrata essere un parametro determinante: circa il 90% di eventi valanghivi si sono verificati in presenza di vegetazione con altezza uguale o inferiore ai 2 m.

Meyer-Grass (1987) ha indicato come un bosco sia in grado di svolgere la sua funzione protettiva quando abbia una densità superiore a 250 piante/ha, con altezze maggiori di 3 m. Si tratta di un valore più elevato rispetto a quello osservato in British Columbia. Occorre comunque considerare la nevosità media e gli accumuli di neve al suolo di ogni sito indagato per scegliere il valore più appropriato.

Per quanto riguarda il grado di copertura è emerso che, con valori superiori al 46%, la frequenza di eventi valanghivi ha subito una notevole riduzione.

Con l'aumentare della pendenza e dell'altezza di neve, solo gli alberi con diametro maggiore sono considerati come perfettamente efficaci, in quanto in grado di resistere alla pressione del manto nevoso. Secondo quanto detto, nello studio effettuato da Meyer-Grass (1987) vengono considerate solo le piante con diametro a petto d'uomo superiore a 16 cm, poiché ritenute più efficaci e risulta evidente come la densità del popolamento forestale (in questo caso) e il grado di copertura dipenda strettamente sia dalla pendenza del pendio sia dalla composizione specifica (prevalenza di latifoglie, di latifoglie e conifere, di conifere sempreverdi, di conifere sempreverdi e caducifoglie e di conifere caducifoglie).

Riguardo alla distribuzione diametrica, è infatti noto che piante con diametro inferiore a 6-10 cm mostrano un base elastica e possono contribuire solo parzialmente alla stabilizzazione del manto nevoso (Johnson, 1987).

Per quanto riguarda il grado di copertura, nel caso di popolamenti a foglia persistente, esiste una regola empirica secondo la quale, in condizioni di alberi dotati di un'altezza efficace e distribuiti in maniera regolare (assenza di grandi radure), è sufficiente un grado di copertura del

50-60% a impedire il distacco di valanghe di medie-grandi dimensioni.

Se la copertura è inferiore a tale valore percentuale, allora l'effetto protettivo del popolamento dipende dal numero di tronchi ad ettaro, considerando anche la quantità di necromassa (Perzl, 2007).

Oltre alla densità complessiva del popolamento forestale che, come visto, riveste importanza tutt'altro che irrilevante, è necessario considerare anche le eventuali aperture presenti all'interno del bosco. Con un grado di copertura del 50% e una pendenza di 35°, per larghezze di radure stimate intorno ai 15 m, il distacco di una valanga è considerato come poco probabile. Aperture superiori a 30 m in direzione della pendenza e 15 m lungo la stessa curva di livello non possono impedire il distacco valanghe (Imbeck 1983) poiché la copertura nevosa risulta stabilizzata da alberi maturi solo per una distanza di 2-3 m attorno al tronco (In der Gand 1978). Nelle foreste montane e subalpine un grado di copertura superiore al 50% e l'assenza di aperture di dimensioni elevate sono i presupposti per prevenire il distacco valanghe: con pendenze comprese tra i 35 e 40°, ad esempio, le aperture non devono superare i 50 m lungo la massima pendenza (Schonenberger et al. 2005).

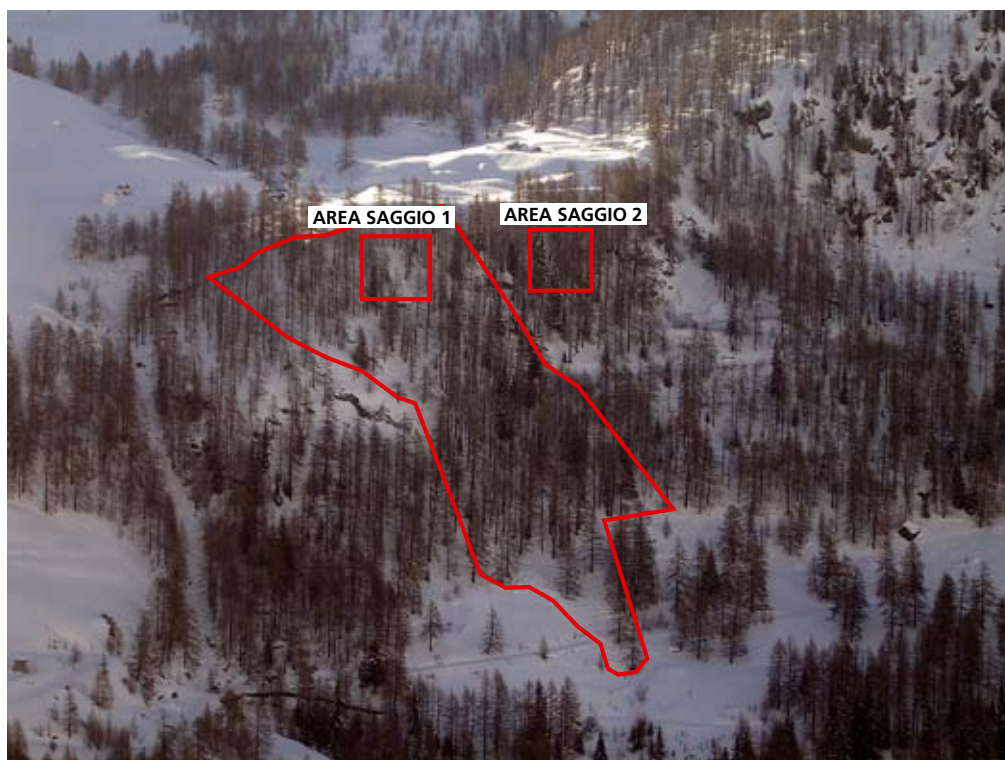
VALANGHE IN FORESTA: IL CASO STUDIO DELLA VALLE D'AOSTA

La variabilità delle caratteristiche delle coperture forestali (ad esempio composizione specifica e densità del popolamento) ne rende estremamente difficile la valutazione dell'efficacia protettiva. La conoscenza di tali variabili non può che essere ottenuta attraverso l'analisi di superfici forestali effettivamente interessate da eventi valanghivi.

La Convenzione dell'Assessorato Territorio Ambiente e Opere Pubbliche della Regione Autonoma Valle d'Aosta con il Di.Va.P.R.A.-LNSA dell'Università degli Studi di Torino ha previsto la riorganizzazione del Catasto Regionale Valanghe. Nell'ambito di tale attività è stato possibile verificare l'incidenza degli eventi valanghivi in bosco registrati nel territorio regionale.

Nella zona di distacco la copertura forestale può svolgere un ruolo fondamentale evitando la formazione delle condizioni predisponenti al distacco delle valanghe. Per svolgere questa funzione il bosco deve avere determinate caratteristiche di copertura, struttura e composizione specifica. Nella zona di scorrimento della va-

Fig. 4: Esempio di delimitazione delle aree di saggio nel comune di Valgrisenche (Ao); si osservano l'area dalla valanga, l'area di saggio interna alla zona di distacco (1) e l'area di saggio esterna (2) (Viglietti D., 2007).



larga, invece, la copertura forestale non può, in alcun modo, bloccare o rallentare la corsa della massa nevosa mentre è possibile che nella buffer zone (ossia ai margini laterali del percorso) una fascia forestale protettiva possa contribuire a limitare l'estensione della superficie interessata alla valanga. Anche nella zona di accumulo la foresta non può esercitare una efficace azione di difesa ed è alquanto frequente osservare notevoli danni al bosco provocati dal "soffio della valanga". In particolare l'analisi storica,

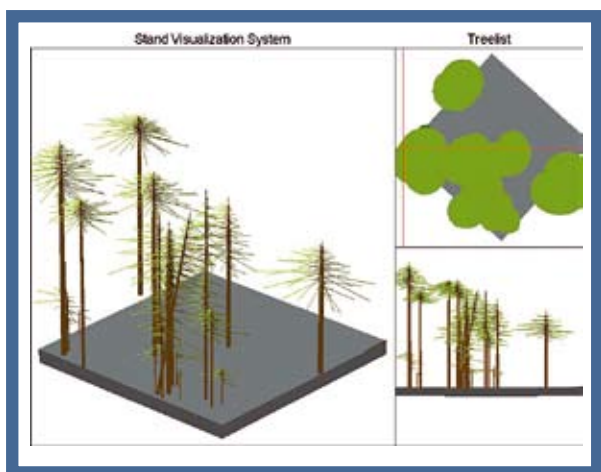
effettuata presso il Catasto Valanghe della Regione Autonoma Valle d'Aosta, ha mostrato come la maggioranza delle valanghe censite in Valle d'Aosta (30%) abbia provocato gravi danneggiamenti ai boschi (Viglietti, 2007; Letey, 2008). Inoltre, su un totale superiore alle 1000 valanghe censite, il 5,5% ha presentato la zona di distacco all'interno di superfici forestali (Figura 3).

Nei siti individuati ma interessati da eventi valanghivi negli ultimi dieci anni, sono state predisposte aree di saggio di 25x25 m. La realizzazione di corrispettive aree di saggio esterne alla zona di distacco, ma collocate alla medesima quota, esposizione e pendenza, ha permesso una comparazione diretta dei principali parametri forestali interni ed esterni all'area valanghiva (Figura 4). Nelle suddette aree di saggio sono state rilevate densità, composizione specifica, distribuzione diametrica, dimensione delle chiome finalizzata al calcolo della copertura e coordinate considerando ogni individuo arboreo di altezza superiore a 2 m: tali misure sono

state impiegate nella modellizzazione del bosco con il software SVS (Stand Visualization System) (Figura 5).

Considerando le valanghe originatesi in bosco negli ultimi dieci anni, è emerso come la totalità degli eventi si sia verificata in occasione di un grado di pericolo valanghe superiore a 3-marcato, prevalentemente nel periodo tardo-invernale o primaverile e caratterizzati, in più della metà dei casi, da uno strato di cristalli a calice o angolari all'interfaccia suolo-neve. Dal punto di vista delle caratteristiche dei popolamenti forestali, in generale, sembra che un bosco con grado di copertura superiore al 50% sia in grado di impedire il distacco di valanghe. Tuttavia, il fattore maggiormente discriminante il distacco valanghivo risulta essere la densità del popolamento forestale: nella totalità dei casi esaminati, tale valore è inferiore nei popolamenti interni alle zone di distacco rispetto ai popolamenti limitrofi, non interessati dal distacco valanghivo. Considerando i pendii di inclinazione pari a 40°, nel caso di boschi

Fig. 5: Esempio di modellizzazione di un popolamento forestale tramite l'uso del software SVS.



di conifere caducifoglie, una densità del popolamento pari a 210 piante/ha è risultata sufficiente ad impedire il distacco, mentre per i popolamenti di conifere caducifoglie misto sempreverdi, i valori di densità rinvenuti, sufficienti ad impedire il distacco valanghivo, sono risultati pari a 320 piante/ha.

L'effettivo verificarsi degli eventi valanghivi sembra comunque essere legato non solo a parametri selvicolturali ma anche alle caratteristiche nivometeorologiche, morfologiche (es. cambi di pendenza) ed alla presenza o meno di copertura arbustiva (Maggioni et al., 2007). Ne deriva l'estrema difficoltà di individuare valori soglia fissi applicabili in qualunque contesto territoriale e solo un costante lavoro di arricchimento della banca dati attualmente disponibile potrebbe incrementare la conoscenza del grado di riduzione delle condizioni di instabilità del manto nevoso da parte del bosco, con l'obiettivo di preferire, ove possibile, un'adeguata gestione del bosco rispetto all'impiego di opere permanenti di difesa attiva. È lecito sottolineare come, con l'aumentare della quota, fino a raggiungere il limite superiore del bosco, i popolamenti sono generalmente poco uniformi e occupano le microstazioni favorevoli, localizzate su dossi e rilievi del terreno, mentre non possono accrescersi nei canali per limitazioni di carattere ecologico, per i movimenti del manto nevoso e per il prolungato periodo di innevamento. Questo comporta una naturale perdita di efficacia della funzione protettiva che deve dunque, ove necessario, essere rinforzata da interventi strutturali di difesa attiva anche finalizzati ad aumentare la rinnovazione potenzialmente a rischio in aree particolarmente valanghive. Da quanto detto è evidente come la previsione di eventi valanghivi, di per se già notevolmente complessa, risulta essere particolarmente difficile qualora questi si originino in bosco: oltre alle numerose variabili nivologiche e inerenti alla conformazione territoriale occorre considerare le altrettanto numerose caratteristiche forestali. Queste ragioni, associate alla

scarsa disponibilità di dati nivologici sotto coperture forestali (solitamente i rilievi vengono effettuati lontano dal bosco per evitare che questo influenzi i dati in modo significativo) ed alle dimensioni spesso ridotte che caratterizzano i fenomeni valanghivi all'interno del bosco, hanno portato ad una attività di ricerca tuttora lacunosa. Lo scarso bagaglio di conoscenze relative ai fenomeni valanghivi originatisi all'interno del bosco o in una zona potenzialmente boscata ha portato in passato e porta tuttora ad intervenire con interventi strutturali, spesso poco attenti al loro impatto sull'ambiente.

LA DELIMITAZIONE AUTOMATICA DELLE FORESTE DI PROTEZIONE: IL CASO STUDIO DELLA PROVINCIA DI BOLZANO

Siccome nella Provincia Autonoma di Bolzano non esistevano informazioni sulle foreste di protezione, nell'2007 l'Ufficio di Pianificazione forestale iniziò un progetto per la localizzazione e la delimitazione delle foreste di protezione. L'obiettivo di questo progetto è stato di dare le risposte a queste domande:

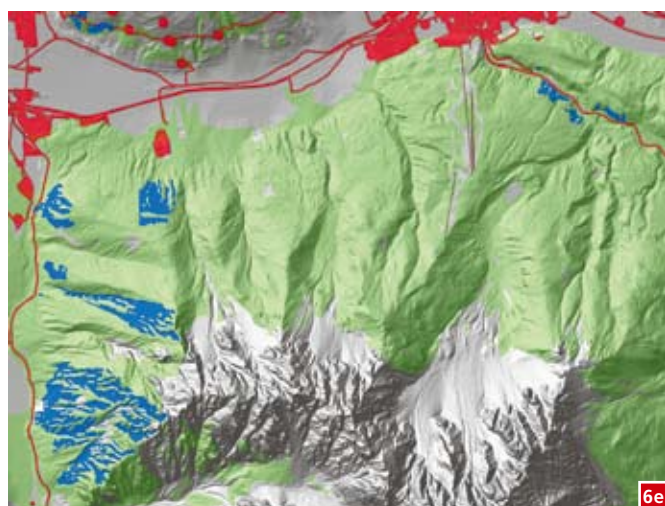
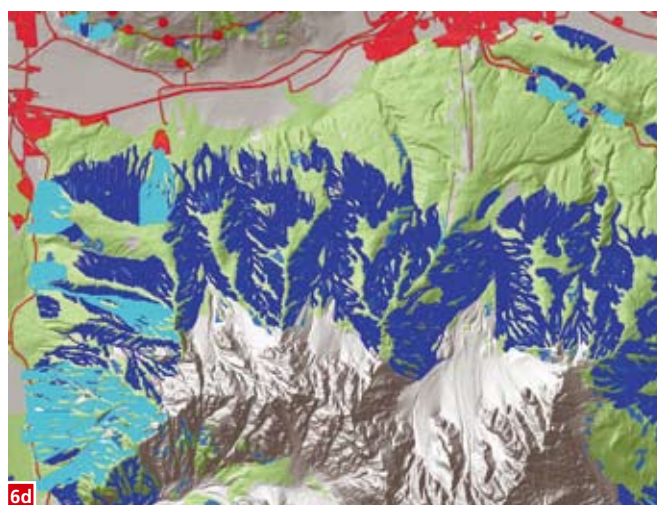
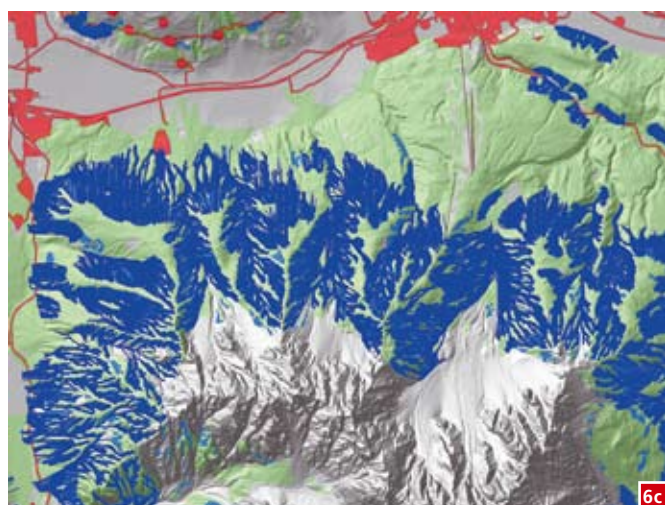
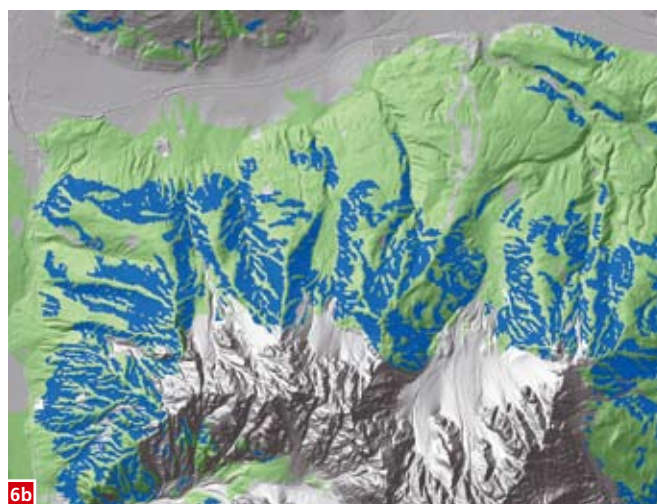
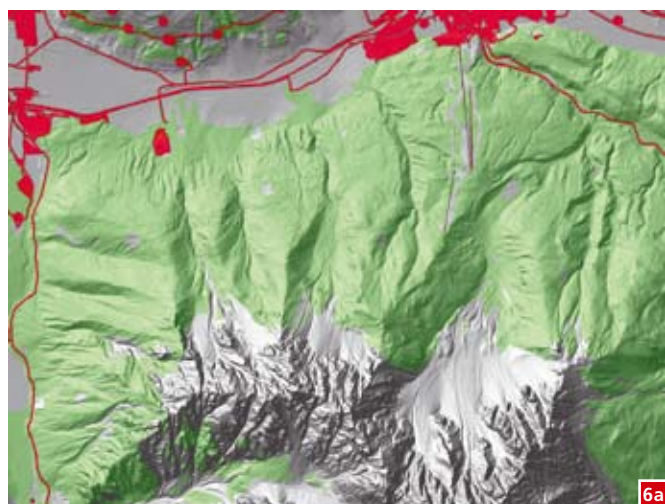
- Dove la foresta è in grado di proteggere persone, case, infrastrutture economiche e linee di trasporto nella Provincia di Bolzano dai processi valanghivi, dai crolli e dai fenomeni torrentizi?

- Quale percentuale della copertura forestale ha funzione di protezione specifica?

Si è cercato di trovare le risposte nell'arco di alcuni mesi ed a questo proposito, a causa dell'esigenza di una procedura trasparente ed applicabile in tutto il territorio provinciale (7000 km²), le foreste di protezione sono state delimitate tramite una procedura GIS (Fig. 6). Con l'aiuto di modelli di simulazione sono state modellate tutte le aree sottoposte potenzialmente a processi valanghivi, crolli e colate detritiche, seguendo gli approcci di Heinimann et al. (1998). I risultati di questo progetto costituiranno la base per un'efficiente gestione e cura delle foreste di protezione. I

risultati delle modellazioni sono costituiti dalle carte della localizzazione probabile dei processi geomorfologici considerati. Queste carte indicano il tipo di processo e delimitano le aree probabilmente esposte a questi processi, ma non contengono informazioni in dettaglio come l'intensità e la probabilità di accadimento. Le carte della localizzazione probabile presentano la somma di tutti gli scenari possibili. Le aree potenzialmente sottoposte ai pericoli naturali sono state sovrapposte con gli oggetti vulnerabili e con alta probabilità di presenza di persone. La base di tutto il progetto è stata l'individuazione strategica della tipologia degli oggetti da tutelare come infrastrutture e valori economici per cui il bosco deve avere funzionalità protettiva. Così, le foreste di protezione sono state delimitate considerando gli oggetti predefiniti da tutelare.

Siccome questo articolo si concentra soltanto sui processi valanghivi, la procedura viene descritta per questa tipologia di pericolo. Come descritto in avanti, per questo progetto è stato assunto che le foreste non frenano le valanghe distaccate al di sopra del limite boschivo. Per questo sono state considerate soltanto le aree di distacco entro il perimetro del bosco, in assunzione che le aree topograficamente idonee per il distacco di valanghe fossero aree di distacco reali se non imboschite. Il primo passo è stata la modellazione delle aree di distacco valanghe, utilizzando un modello empirico tarato al di fuori delle foreste, simile all'approccio di Maggioni et al. (2007). Il secondo passo è stata la modellazione delle aree di transito e di deposito delle valanghe. Per ogni cellula delle aree di distacco sono state calcolate le traiettorie delle valanghe in formato vettoriale, seguendo l'approccio "random walk" di Gamma (2000). In questo approccio, dopo ogni trapasso di una valanga modellata, la cellula relativa del modello digitale del terreno al di sotto di una certa pendenza viene alzata per un po'. La traiettoria seguente ritrova un modello digitale del terreno lievemente modificato. Così il possibile allargamento di una valanga sul conoide può essere



Procedura per la localizzazione e la delimitazione automatica delle foreste di protezione contro le valanghe nell'esempio del comune di Dobbiaccio, Provincia Autonoma di Bolzano.

Figura 6a mostra gli oggetti vulnerabili da tutelare;

Figura 6b mostra le aree nell'area boschiva che sono topograficamente idonee per un distacco di valanghe;

Figura 6c presenta i risultati del modello di simulazione delle valanghe;

Figura 6d presenta le traiettorie selezionate che interferiscono con gli oggetti vulnerabili da tutelare;

Figura 6e presenta le foreste di protezione contro le valanghe, delimitati seguendo la procedura presentata.



considerato in modo soddisfacente. Per ogni cellula di distacco sono state calcolate 30 traiettorie. La distanza di arresto è stata calcolata tramite l'approccio di Perla et al. (1980), un approccio Voellmy lietamente modificato. Nel terzo passo sono state selezionate le traiettorie che interferiscono con gli oggetti vulnerabili e le relative zone di distacco. Le zone di distacco di valanghe entro il perimetro della foresta di cui le relative traiettorie interferiscono con gli oggetti vulnerabili sono state classificate come foreste di protezione specifica (processi valanghivi). Con questa procedura si sono potute localizzare e delimitare le foreste di protezione in modo trasparente e rintracciabile entro un breve periodo di tempo. Le foreste di protezione specifica contro valanghe costituiscono una percentuale

di 16% della superficie totale delle foreste nella Provincia Autonoma di Bolzano. La procedura è stata sviluppata in modo modulare, così la procedura di delimitazione può essere ripetuta dopo un eventuale cambio della lista degli oggetti da tutelare. In un'analisi di sensitività sono state calcolate le incertezze di ogni parametro necessario nella procedura. Quest'analisi ha dimostrato che la scelta del modello di simulazione delle valanghe è meno importante della scelta di differenti tipologie di oggetti vulnerabili. La percentuale della foresta di protezione all'area totale con l'uso del metodo empirico di Lied et al. (1997) è aumentata all'incirca di 2 % comparandolo con il metodo di Perla et al 1980, mentre per esempio con la considerazione delle vie di accesso ai masi nella lista dei soggetti vulnerabili

la percentuale è aumentata fino al 10%. Secondo la procedura presentata, nella Provincia Autonoma di Bolzano le foreste di protezione tutelano più di 7000 case e in esse più di 30800 persone. Gli investimenti necessari per mantenere lo stesso livello di sicurezza (opere paravalanghe in legno) se non fosse presente il bosco di protezione ammonterebbero a circa 12 miliardi di Euro. Con questi dati l'enorme importanza e la necessità di una efficace gestione delle foreste di protezione possono essere evidenziati. Facendo riferimento ai capitoli introduttivi ed all'importanza delle foreste di protezione per il funzionamento delle nostre infrastrutture gli investimenti negli studi per l'influenza del bosco sulla dinamica del manto nevoso e la sua stabilità possono creare una rendita non trascurabile.

Bibliografia

- Berretti R., Caffo L., Camerano P., De Ferrari F., Domaine A., Dotta A., Gottero F., Haude-
mand J.C., Letey C., Meloni F., Motta, R., Ter-
zuolo P. (2006). Selvicoltura nelle foreste di
protezione. Esperienze ed indirizzi gestionali
in Piemonte e Valle d'Aosta Compagnia delle
foreste, Arezzo.
- Brang, P., Schonenberger, W., Ott, E.,
Gardner, B. (2001). Forests as protection from
natural hazards. The Forests Handbook, vol.
2. Blackwell Science, Oxford, pp. 53–81.
- Brundl, M. Schweizerisches Landesfor-
stinventar (1999). Ergebnisse der Zweitaus-
nahme. p 442.
- Fierz C., Armstrong R., Durand Y., Etchevers
P., Greene E., McClung D.M., Nishimura K., Sa-
tyawali P.K., Sokratov S. (2008). The Interna-
tional Classification of seasonal snow on the
ground. European Geoscience Union Confe-
rence, Vienna 2008. Geophysical Research
Abstracts Vol. 10 EGU2008-A-10525.
- Freppaz M., Marchelli M., Viglietti D., Bruno
E., Zanini E. (2006). Suoli più freddi in un
mondo più caldo? Rivista Neve e Valanghe
n. 58 pp. 74–81.
- Freppaz M., Marchelli M., Celi L., Zanini E
(2008) Snow removal and its influence on
temperature and N dynamics in alpine soils
(Vallée d'Aoste - NW Italy). Journal of Plant
Nutrition and Soil Science 171: 1–9.
- Gamma, P., (1999) Dfwalk - Ein Murgang-
Simulationsmodell zur Gefahrenzonierung.
Dissertation Universität Bern, Bern.
- Heinimann, H., Hollenstein, K., Kienholz, H.,
Krummenacher, B., Mani, P. (1998) Methoden
zur Analyse und Bewertung von Naturge-
fahren. Bundesamt für Umwelt, Wald und
Landschaft, Bern.
- Höller P.(2001). Snow gliding and avalan-
ches in a south-facing larch stand.
- In: Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer
Schemes and Large-Scale Hydrological
Models (Proceedings of a symposium held
during the Sixth IAHS Scientific Assembly at
Maastricht, The Netherlands, July 2002). IAHS
Publications, Washington, (270): 1–4
- In der Gand H. (1978). Verteilung und Stru-
ktur der Schneedecke unter Waldbaumen
und im Hochwald. International Seminar
on Mountain Forests and Avalanches. IUFRO
Working Party on Snow and Avalanches.
Davos: Swiss Federal Institute for Snow and
Avalanche Research pp. 98–119.
- Johnson E.A. (1987) The relative impor-
tance of snow avalanche disturbance and
thinning on canopy plant populations. Eco-
logy 68: 43–53.
- Letey S. (2008). Tesi di Laurea. Facoltà di
Agraria, Università di Torino.
- Lied, K., Weiler, C., Bakkehoi, S., Hopf, J.
(1995) Calculation methods for avalanche
run-out distance for the Austrian Alps. NGL
report, 581240-1.
- Maggioni M., Freppaz M., Bergero M, Ber-
tranda L. (2007). Identificazione di potenziali
aree di distacco valanghe. Neve e Valanghe
61: 62–69.
- McClung, D.M. (2001). Characteristics of
terrain, snow supply and forest cover for ava-
lanche initiation caused by logging. Annals
of Glaciology 32: 223–229.
- McClung D.M. e Schearer (2006). The ava-
lanche handbook. The mountaineers, 3rd
edition, Seattle.
- Meyer-Grass (1987). Wadlawinen: Ge-
fährdete Bestände, Massnahmen, Pflege des
Geirgswaldes. In Bischoff N. (ed.) Pflege des
Gebirgswaldes: Leitfaden für die Begründung
und forstliche Nutzung von Gebirgswäldern.
Berna, Svizzera. EDMZ pp. 379.
- Meloni F., Lingua E., Motta R. (2006). Ana-
lisi della funzione protettiva delle foreste:
l'esempio della "Carta delle foreste di pro-
tezione diretta della Valle d'Aosta. Atti 5°
Congresso SISEF: Foreste e Società - Cam-
biamenti, Conflitti, Sinergie
- Motta, R. (1995) I lariceti delle Alpi occiden-
tali: un problema ecologico selvicolturale.
SILVAE pedemontis. 1: 7–16.
- Perla, R., Cheng, T., McClung, D. (1980)
A Two-Parameter Model of Snow-Avalan-
che Motion. Journal of Glaciology, 26(94):
197–207.
- Perzl F. (2007). Beurteilung der Lawinen
– Schutzwirkung des Waldes. BFW – Praxi-
sinformation 8: 27–31.
- Pomeory J.W. e Brun E. (2001). Physical
properties of snow. In: Snow Ecology, Cam-
bridge University Press. Pp.378.
- Saeki, M., and Matsuoka, H., (1969). Snow-
buried young forest trees growing on steep
slopes. Seppyo: Journal of the Japanese So-
ciety of Snow and Ice, 31: 19–23.
- Schonenberger W., Noack A., Thee P.
(2005). Effect of timber removal from
windthrow slopes on the risk of snow ava-
lanches and rockfall. Forest Ecology and
management 213: 197–208.
- Schneebeli M. e Bebi P. (2004). Snow and
avalanche control. In: Burley J., Evans J.,
Youngquist J.A. (Eds.). Encyclopedia of forest
sciences. Elsevier. Pp. 397–402.
- Viglietti D. (2007). Tesi di Laurea, Facoltà di
Agraria, Università di Torino.

EVOLUZIONE DEL MANTO NEVOSO SU GHIACCIAIO in differenti condizioni meteorologiche

L'esempio del Ghiacciaio di Indren nelle stagioni
invernali 2002-03 e 2005-06

**Margherita Maggioni
e Michele Freppaz**

Università degli Studi di Torino,
Di.Va.P.R.A.
Laboratorio Neve e Suoli Alpini

**Paolo Piccini,
Emil Squinobal
e Hervé Jaccond**

Università degli Studi di Torino,
Di.Va.P.R.A.
Laboratorio Neve e Suoli Alpini

Silvano Gandino
Comando Truppe Alpine
Servizio Meteomont

L'evoluzione del manto nevoso è stata studiata sul ghiacciaio di Indren, localizzato nelle Alpi Nord-occidentali, in stagioni caratterizzate da differenti condizioni meteorologiche: nell'inverno 2002-2003, ricco di neve da inizio stagione, e nell'inverno 2005-2006, povero di neve fino a Febbraio. Periodicamente sono stati eseguiti profili nivologici per la valutazione delle caratteristiche fisiche della neve, mentre con l'impiego di data-loggers è stata misurata in continuo la temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio. Inoltre, nell'inverno 2002-2003, è stata valutata l'influenza di un incremento di densità del manto nevoso (prodotto mediante battitura meccanica) sulla sua evoluzione.

Dalle due stagioni analizzate, è emerso che un manto nevoso di sufficiente spessore è in grado di mantenere la temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio intorno a - 5 °C fino a quando il manto nevoso raggiunge condizioni di isotermità, mentre, durante l'inverno 2005-2006, la minor quantità di neve non ha permesso alla temperatura basale di raggiungere condizioni di equilibrio, che ha invece oscillato tra valori di - 2 e - 8 °C.

La maggior densità non ha prodotto effetti sulla temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio, mentre ha causato un ritardo nel raggiungimento dell'isotermità, permettendo quindi al manto nevoso battuto di resistere più a lungo alla fusione.



Fig. 1a - Localizzazione del ghiacciaio di Indren nelle Alpi Nord-occidentali.

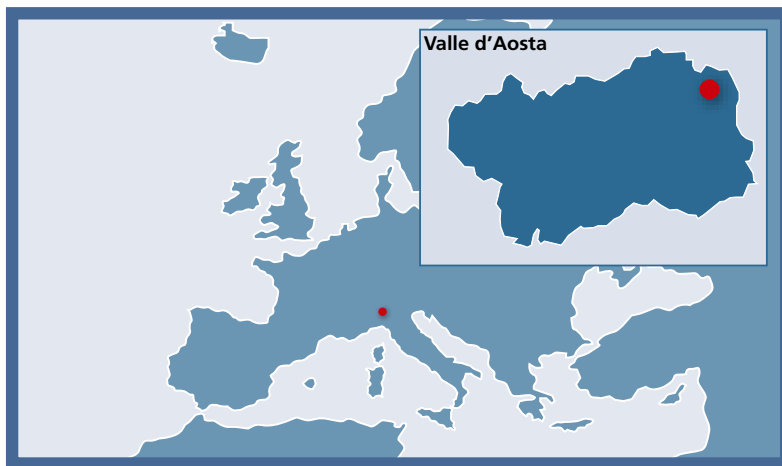
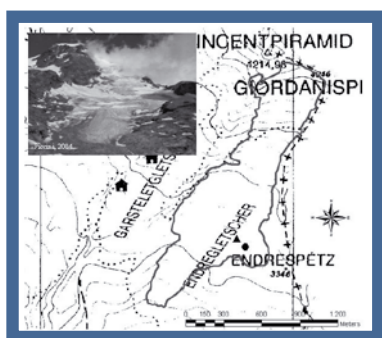


Fig. 1b - Localizzazione del sito di studio. Il triangolo indica la posizione dei siti sperimentali dell'inverno 2002-2003, il cerchio la posizione di quello dell'inverno 2005-2006. Elemento della CTRN ceduto in data 05.12.2006 n. 1072.



INTRODUZIONE

Nell'ambito della Convenzione della Regione Autonoma Valle d'Aosta, Assessorato Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche con il Laboratorio Neve e Suoli Alpini dell'Università di Torino per la "Consulenza e supervisione scientifica in materia di prevenzione dei rischi pedo-ambientali e valanghivi nel territorio della Valle d'Aosta", in Valle d'Aosta è stato condotto uno studio sull'evoluzione del manto nevoso su substrato glaciale. Quando la neve si deposita al suolo, comincia a trasformarsi in modo differente a seconda delle condizioni di temperatura ed umidità. Una variabile fondamentale per l'evoluzione del manto nevoso è il gradiente termico, che è legato alla temperatura basale. La temperatura all'interfaccia neve/substrato (o temperatura basale) è determinata da diverse variabili nivometeorologiche, come l'altezza e la densità del manto nevoso e la temperatura dell'aria, ma anche dal tipo di substrato, che nelle Alpi può essere suolo non gelato, suolo a permafrost o ghiacciaio (Philips e Schweizer, 2007). In genere, suoli non gelati presentano temperature intorno agli 0 °C, anche in inverni rigidi, se il manto nevoso è abba-

stanza spesso da isolare il suolo dalle rigide temperature dell'aria esterne (Edwards et al., 2007). I suoli a permafrost, sotto una consistente coltre nevosa, sono caratterizzati da temperature più basse, variabili tra - 3 e - 5 °C.

Il metodo BTS (bottom temperature of the winter snow cover) è una tecnica consolidata per l'individuazione delle aree a permafrost (Haeberli, 1973).

Le temperature basali, sia in caso di suoli non gelati che gelati (permafrost), sono state misurate in diversi lavori (Brooks et al., 1995; Stadler et al., 1996; Brooks e Williams, 1999; Shanley e Chalmers, 1999), mentre non esiste molta letteratura relativa alle condizioni termiche all'interfaccia tra neve e ghiacciaio. Kuhn et al. (1998), nello studio relativo allo sviluppo stagionale della concentrazione degli ioni all'interno del manto nevoso in un ghiacciaio del Tirolo, hanno trovato che nevicate precoci sono in grado di mantenere la temperatura all'interfaccia neve/ghiacciaio tra - 5 e 0 °C durante tutta la stagione invernale. Kojima et al. (2004), nello studio sul manto nevoso al di sopra del ghiaccio marino in Barrow, Alaska, hanno determinato una relazione tra la temperatura basale, l'altezza del manto nevoso e la temperatura dell'aria.

Lo scopo del presente lavoro è l'analisi delle caratteristiche del manto nevoso su un ghiacciaio italiano, con particolare attenzione all'evoluzione delle temperature all'interfaccia neve/ghiacciaio durante due stagioni caratterizzate da condizioni meteorologiche differenti: l'inverno 2002-2003, con importanti nevicate già

ad inizio stagione, e l'inverno 2005-2006, con scarso innevamento fino alla fine di Febbraio. Questa ricerca è volta in particolare ad evidenziare l'influenza di differenti quantità di neve sull'evoluzione del manto nevoso e sul regime termico degli strati superficiali del ghiacciaio.

Inoltre, nella stagione 2002-2003, in un plot è stata aumentata la densità del manto nevoso tramite battitura meccanica, per ricreare un manto nevoso che in realtà potrebbe generarsi da nevicate più umide. L'ulteriore incremento delle temperature dell'aria atteso nei prossimi anni (IPCC, 2007) potrebbe infatti determinare una maggiore frequenza di precipitazioni di neve umida, così come di episodi di pioggia su neve, determinando un generale incremento dei valori di densità del manto nevoso.

Le caratteristiche del manto nevoso in inverno influenzano la "resistenza" della neve alla fusione primaverile, ma non esistono relazioni certe tra le caratteristiche del manto nevoso invernale su ghiacciaio ed il bilancio di massa del ghiacciaio stimato alla fine della stagione di ablazione. Il lavoro dell'IAHS(CSII)/UNEP/UNESCO (1996) ha mostrato che sul ghiacciaio Maliy Aktru in Russia la temperatura dell'aria durante la stagione di ablazione ha maggior influenza della neve fresca cumulata durante la stagione di accumulo sul bilancio di massa. Anche Zempt et al. (2006) hanno verificato che la linea di equilibrio di un ghiacciaio è molto più sensibile ad un cambiamento della temperatura che ad un cambiamento nel regime delle precipitazioni.

Il presente lavoro non mira a trovare una relazione diretta tra le caratteristiche della neve invernale e l'evoluzione del ghiacciaio, ma permette di trarre alcune conclusioni generali sull'influenza delle condizioni nivo-meteorologiche invernali sull'evoluzione del manto nevoso su un substrato glaciale.

MATERIALI E METODI

Area di studio

L'area di studio è situata sul ghiacciaio di Indren, un ghiacciaio temperato di circa

100 ha situato in Valle d'Aosta sulle Alpi Nord-Occidentali. L'altitudine varia tra 3000 e 4100 m s.l.m., l'esposizione è Sud-Ovest e l'alimentazione prevalente è da nevicate, ma anche da trasporto eolico e valanghe. L'accesso avveniva tramite una funivia da Alagna Valsesia (VC) fino all'inverno 2006-2007 (Figura 1a e 1b). Agli inizi degli anni '70 il ghiacciaio ha cominciato ad essere utilizzato per scopi turistici in estate ed inverno: nel 1965 venne costruita una funivia da Alagna Valsesia fino a Punta Indren (3260 m s.l.m.) e nel 1966 il primo ski-lift, seguito da un secondo nel 1982. A causa della consistente riduzione di superficie glaciale, la pratica dello sci estivo fu interrotta nel 1997.

Dati nivo-meteorologici

L'evoluzione del manto nevoso è stata monitorata da misure automatiche in continuo e da rilievi manuali periodici, al fine di determinare le caratteristiche fisiche del manto nevoso.

Nell'inverno 2002-2003, sono stati individuati due siti sperimentali, uno in cui il manto nevoso è stato mantenuto indisturbato (SI), uno invece in cui è stata aumentata la densità del manto nevoso mediante battitura meccanica (SB). Nell'inverno 2005-2006 la sperimentazione è stata condotta soltanto nel sito indisturbato.

In entrambe le stagioni, data-loggers UTL-1 sono stati posizionati all'interfaccia neve/ghiaccio per misurare in modo continuo la temperatura alla base del manto nevoso: gli strumenti sono stati programmati per registrare la temperatura con frequenza oraria. Il periodo di registrazione è stato di 175 giorni (17.01 – 12.07.2003) nell'inverno 2002-2003 e di 264 giorni (18.11.2005 – 8.07.2006) nell'inverno 2005-2006. La temperatura dell'aria, lo spessore del manto nevoso e altri parametri nivo-meteorologici sono stati misurati in entrambe le stagioni dalla stazione automatica della Regione Autonoma Valle d'Aosta localizzata presso il Lago Gabiet a 2379 m s.l.m., circa 1 km a Sud del ghiacciaio di Indren.

Durante l'inverno 2005-2006, è stato

possibile registrare i parametri nivo-meteorologici anche grazie alla stazione automatica del Comando Truppe Alpine – Servizio Meteomont, localizzata al Col d'Olen a 2901 m s.l.m., circa 1 km a Sud del sito in esame. In ogni caso, in questa ricerca, abbiamo considerato i dati della stazione del Lago Gabiet per entrambe le stagioni, seppur posta ad una quota inferiore; la stazione Meteomont del Col d'Olen è stata utilizzata per controllare i parametri su un gradiente altitudinale. Per quanto riguarda i dati sulle caratteristiche della neve, sono stati eseguiti

periodicamente dei profili nivologici per determinare la struttura del manto nevoso ed il gradiente termico al suo interno, in accordo alle procedure standardizzate dell'AINEVA.

RISULTATI

La peculiarità di questo studio è quella di aver avuto l'opportunità di confrontare l'evoluzione del manto nevoso su ghiacciaio in due stagioni caratterizzate da condizioni meteorologiche differenti. L'inverno 2002-2003 ha visto nevicate già ad inizio stagione, mentre l'inverno

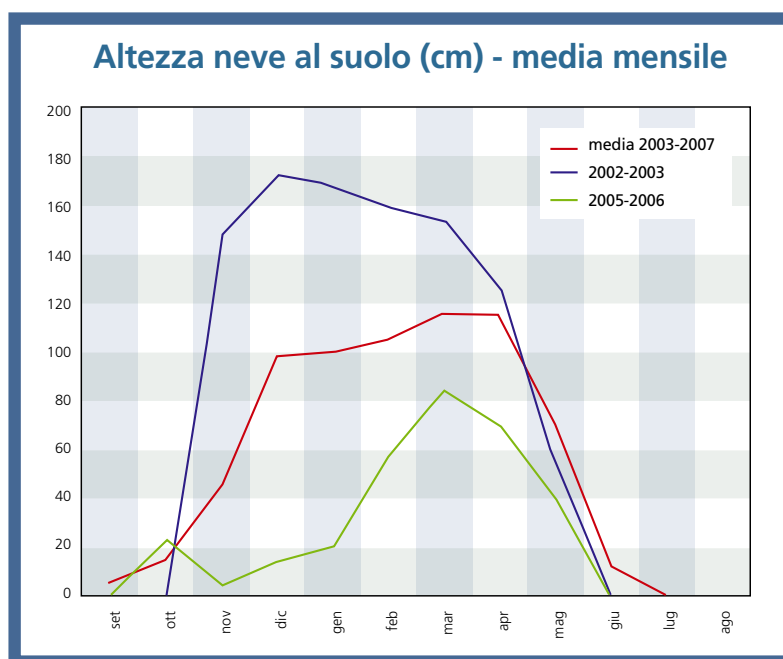


Fig. 2 - Altezza neve misurata dalla stazione nivometeorologica automatica del Gabiet (2379 m s.l.m.).

Ghiacciaio di Indren. Sullo sfondo la stazione di arrivo della funivia che collegava Alagna Valsesia con il ghiacciaio



2005-2006 è stato avaro di nevicate fino a Febbraio 2006 (Figura 2). In termini di temperatura, la prima stagione è stata di 1 °C più calda della seconda, con una temperatura media dell'aria a 2379 m s.l.m. di - 2.4 °C nel periodo Novembre-Giugno. Questa ricerca è un progetto ancora in atto, quindi si spera di arricchirlo con dati da stagioni future caratterizzate da condizioni meteorologiche ancora differenti. Le proprietà fisiche del manto nevoso nelle due stagioni considerate sono mostrate in modo comparato nella tabella di figura 3 e descritte nelle sezioni seguenti

Caratteristiche del manto nevoso per le stagioni 2002-2003 e 2005-2006			
A parte per l'altezza massima, tutti sono valori medi.			
Parametro	2002-2003 SI	2002-2003 SB	2005-2006
max altezza neve (cm)	324	315	200
tipo di cristallo nello strato basale	6b	6b	4a, 5a
max dimensione dei cristalli nello strato basale (mm)	-	-	3
durezza nello strato basale	6	6	4
T all'interfaccia neve/ghiaccio (°C)*	-4.8	-4.9	-6.8
gradiente termico su tutto il manto (°C/m)	-0.80	-0.83	-2.81
T neve a 50 cm (°C)	-3.73	-3.83	-5.2
gradiente termico nei 50 cm basali (°C/cm)	-0.04	-0.6	-2.29
densità (Mg/m³)	0.531	0.563	0.341
conducibilità termica (W m⁻¹ K⁻¹)	0.525	0.598	0.186
* valori calcolati dai dati registrati dai data-logger nel periodo 18 gennaio – 28 aprile.			

Fig. 3

Area di studio nel Ghiacciaio di Indren



(a) e (b). La conducibilità termica effettiva del manto nevoso viene descritta da $k = 0.138 - 1.01 \rho + 3.233 \rho^2$, dove ρ rappresenta la densità della neve (Strum et al., 1997).

(a) Evoluzione del manto nevoso nell'inverno 2002-2003, ricco di neve

Nella stagione invernale 2002-2003, la precipitazione nevosa cumulata è stata consistente, in particolare ad inizio stagione, quando, in Novembre, si è verificata la nevicata più importante, apportando 90 cm di neve fresca in 2 giorni ad una quota di 2379 m s.l.m.. Il 17 Gennaio lo spessore del manto nevoso era 324 cm a 3350 m: 77 cm di firn della stagione precedente e 247 cm dalle nevicate della stagione corrente. Nel periodo di apertura degli impianti del Comprensorio sciistico MonterosaSki (22.12.2002 – 4.05.2003) la neve fresca cumulata misurata a Punta Indren è stata di 211 cm.

Lo spessore del manto nevoso è diminuito costantemente sia nel sito indisturbato (PI) che in quello battuto (PB). Tra il 25 Aprile e il 12 Luglio, ad una quota di circa 3400 m s.l.m., lo spessore del manto è diminuito di circa 205-250 cm, pari in media a 2.6-3.1 cm al giorno.

Sito indisturbato (SI)

Nel sito indisturbato, durante i mesi di Gennaio e Febbraio è stato rilevato nel manto nevoso esclusivamente un debole gradiente termico. In tutti i profili nivologici, i cristalli arrotondati di tipo 3 sono

stati il tipo prevalente. In Febbraio, è stata individuata una crosta da vento sulla superficie del manto, mentre, a fine Marzo, una crosta da fusione e rigelo, a seguito dell'instaurarsi di un metamorfismo da fusione e rigelo; solo in questo profilo sono stati trovati anche cristalli di tipo 4, in uno strato sottile sotto la crosta superficiale. Il 25 Aprile il manto nevoso si presentava in isoterma con presenza di cristalli di tipo 6 (3 mm) e alcune lenti di ghiaccio. Il 12 Luglio è stato trovato, alla base del manto nevoso, uno strato di ghiaccio di sovrapposizione spesso 10 cm.

Sito battuto (SB)

Nel sito battuto meccanicamente, al fine di aumentare la densità del manto nevoso, la maggior densità ha influenzato la temperatura all'interno del manto. In Febbraio, lo strato superficiale era molto compatto ($\rho = 470 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), mentre nel SI la neve nei primi 80 cm superficiali presentava una densità di $280 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Gli strati sottostanti avevano densità paragonabili, mentre la temperatura della neve era molto differente: - 7.7 °C per il SI e - 12.5 °C per il SB. In Marzo, si sono rilevate densità simili al mese precedente. La temperatura dell'aria è stata positiva (+ 5 °C) e ha avuto un'influenza sugli strati superficiali, dove sono stati osservati grani arrotondati. Comunque, ad 1 metro di profondità è stata riscontrata una differenza di temperatura di circa 3 °C (- 5.5 °C per il SI e - 8.3 per il SB). In Aprile, abbiamo riscontrato una differenza significativa tra i due plot: il PI aveva i primi 150 cm già in uno stato di isoterma, mentre la temperatura nel SB, a parte i primi 10 cm, era intorno a -1, -2 °C. Il grafico in Figura 4 mostra l'andamento della temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio per i due siti nell'inverno 2002-2003. La temperatura è rimasta costante intorno ad un valore di circa - 5 °C fino al 18 Aprile, quando è aumentata di 2 °C in 24 ore. Il 24 Marzo lo spessore del manto nevoso era di 300 cm, uno spessore ancora capace di isolare la superficie del ghiacciaio e mantenere costante la temperatura di interfaccia. Ad inizio Aprile la temperatura dell'aria è salita rapidamente da - 20 a - 6 °C a causa

di un'irruzione sulle Alpi di aria calda da Sud-Ovest. La reazione della temperatura basale a tale variazione è cominciata una settimana dopo, il 18 Aprile, quando essa raggiunge un valore di -3°C per il SI e di -4°C per il SB, mantenuta costante fino al 1 Maggio. Tra il 29 Aprile ed il 1 Maggio, un aumento di temperatura dell'aria di 2°C ha portato il SI a condizioni di completa isotermità, mentre ci sono voluti ancora 7 giorni prima che anche il SB raggiungesse gli 0°C (Figura 5). Il 12 Luglio, è stato trovato alla base del manto nevoso uno strato di ghiaccio di sovrapposizione spesso 20 cm.

(b) Evoluzione del manto nevoso nell'inverno 2005-2006, povero di neve

L'inverno 2005-2006 è stato molto secco nell'area del Monte Rosa. Per questo motivo, la funivia Alagna – Punta Indren è rimasta chiusa tutta la stagione, rendendo difficoltoso il raggiungimento dell'area di studio per l'esecuzione dei profili nivologici. Lo spessore del manto nevoso misurato il 18 Novembre era solo di 90 cm a 3400 m s.l.m. e così è rimasto fino a fine Gennaio. Non ci è stato possibile raggiungere il sito fino all'inizio di Aprile, quando lo spessore del manto era aumentato fino a 180 cm, spessore comunque esiguo per la quota.

L'evoluzione del manto nevoso è stata monitorata in modo continuo dalla stazione automatica del Comando Truppe Alpine – Servizio Meteoromont del Col d'Olen (2901 m s.l.m.). Durante la stagione invernale, sono state registrate due importanti nevicate: il 27 Gennaio con 70 cm di neve fresca e temperatura minima e massima dell'aria rispettivamente di -23°C e -15°C , il periodo 16-18 Febbraio con nevicate irregolari per un totale di 80 cm di neve fresca, che portano il manto nevoso a 170 cm di spessore.

Riguardo l'evoluzione del manto nevoso, nei mesi di Gennaio e Febbraio, si è instaurato un regime di elevato gradiente con la formazione di cristalli sfaccettati di tipo 4, ritrovati poi in tutti i rilievi fino a Maggio. Sebbene già in Febbraio le condizioni termiche avessero portato

all'instaurarsi di un debole gradiente, le forme sfaccettate sono rimaste nel manto nevoso fino a quando non è stata raggiunta l'isotermità e quindi hanno subito processi di fusione-rigelo.

Il grafico di Figura 6 mostra l'andamento delle temperature all'interfaccia neve/ghiaccio. La temperatura è diminuita regolarmente fino ad un valore di -8°C registrato a metà Gennaio; non è rimasta stabile intorno al valore -5°C , come nell'inverno 2002-2003, ma ha sempre oscillato di alcuni gradi fino alla fine di Febbraio, quando il manto nevoso ha raggiunto uno spessore sufficiente da isolare la superficie del ghiacciaio dalle fluttuazioni della temperatura esterna.

Solo dal 17 Febbraio, lo spessore del man-

to nevoso ha superato i 100 cm e la temperatura basale ha cominciato ad essere più costante intorno ad un valore di circa -5.5°C . La nevicata di fine Gennaio ha portato il manto nevoso da 82 a 142 cm, che poi è diminuito di nuovo a 92 cm in 13 giorni (probabilmente a causa dell'azione di erosione del vento).

Perciò, in quei giorni, la temperatura basale è stata ancora influenzata dalle oscillazioni della temperatura dell'aria.

La condizione di isotermità completa è stata raggiunta il 14 Maggio.

È interessante notare come la reazione della temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio alla temperatura dell'aria avvenga sempre con uno shift temporale di 5-6 giorni.

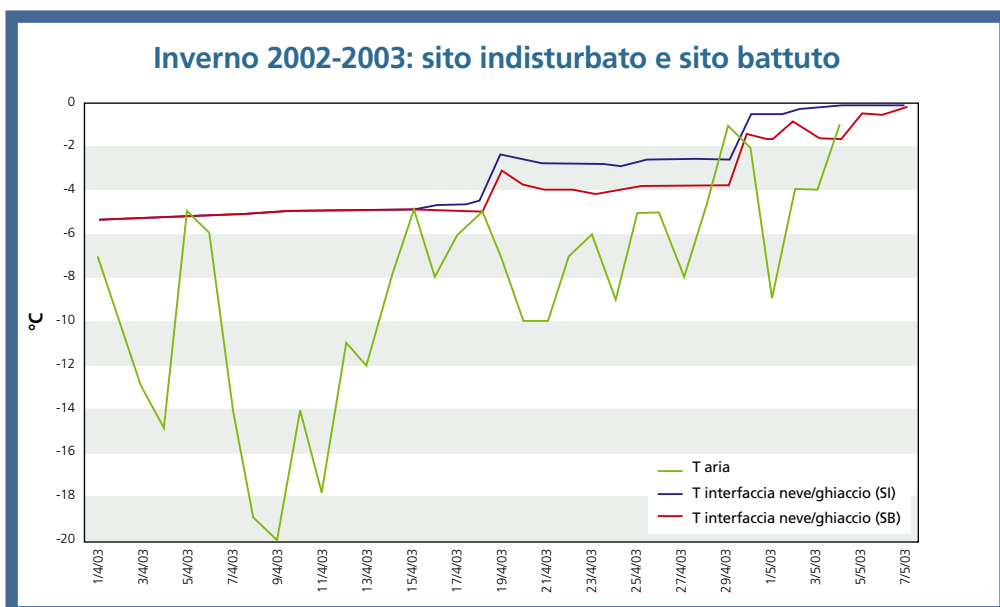
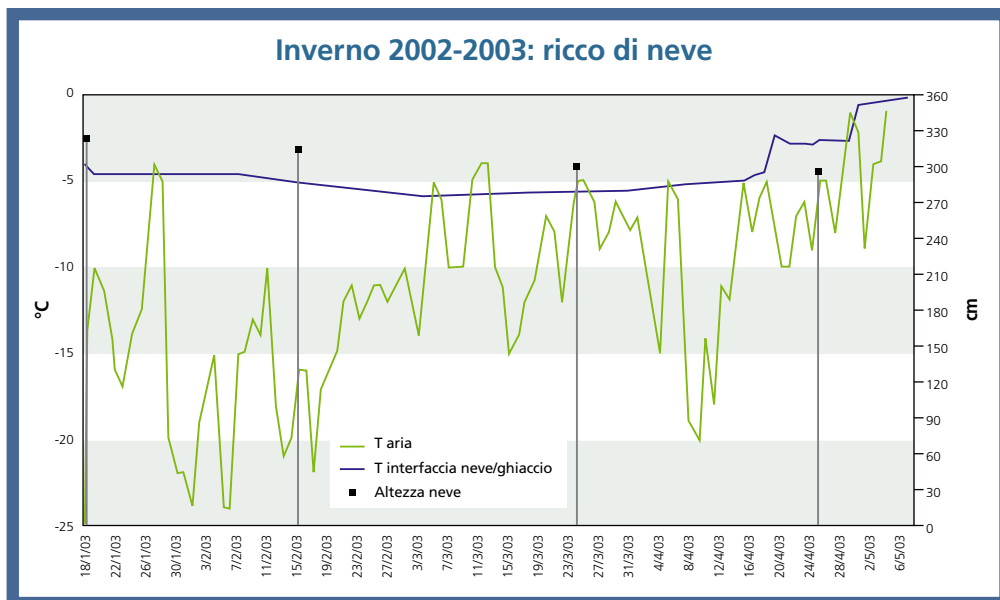


Fig. 4 - Evoluzione della temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio nel 2002-2003 per il sito indisturbato, SI, (linea nera). La linea verde mostra la temperatura dell'aria registrata alla stazione del Gabiet (2379 m s.l.m.) nello stesso periodo ed i quadrati neri indicano l'altezza neve misurata in occasione dei rilievi nivologici.

Fig. 5 - Evoluzione della temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio nel 2002-2003 per il sito indisturbato, (linea blu continua) e per il sito battuto, (linea rossa), quando il manto nevoso ha raggiunto condizioni di isotermità (1 aprile – 7 maggio).

Inverno 2005-2006: povero di neve

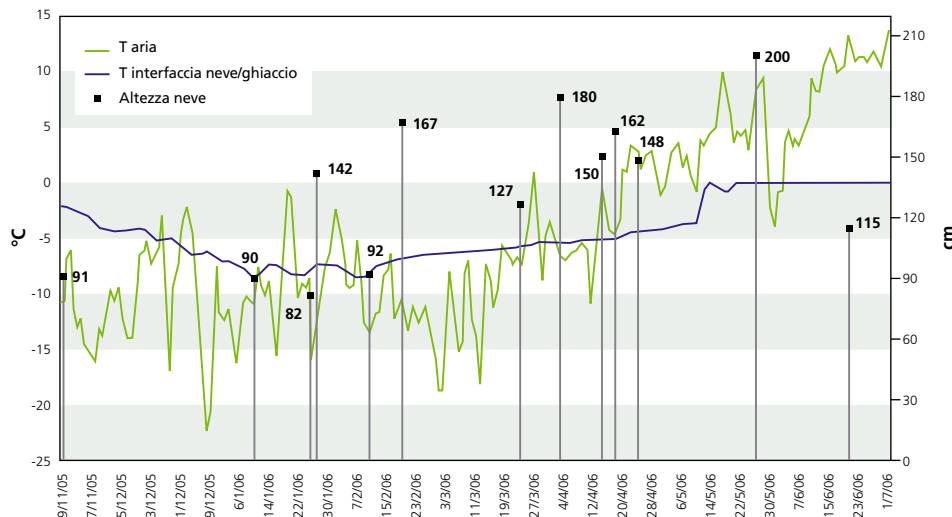


Fig. 6 - Evoluzione della temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio nel 2005-2006 (linea blu). La linea verde mostra la temperatura dell'aria registrata alla stazione del Gabiet (2379 m s.l.m.) nello stesso periodo ed i quadratini neri indicano l'altezza neve misurata in occasione dei rilievi nivologici.

Foto a lato: installazione data loggers.



DISCUSSIONE

Il monitoraggio dell'evoluzione del manto nevoso sul ghiacciaio di Indren in presenza di condizioni meteorologiche differenti ha permesso di comprendere le relazioni tra alcuni parametri nivologici e le variabili meteorologiche. In particolare, la temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio è risultata molto sensibile alle oscillazioni della temperatura dell'aria, quando il manto nevoso non aveva uno spessore sufficiente ad isolare la superficie del ghiacciaio. In entrambe le stagioni considerate, uno spessore di almeno 100 cm è risultato necessario per mantenere la temperatura basale costante intorno al valore di -5°C . Questo valore è stato trovato anche da Kuhn et al. (1998), ma non esistono in letteratura altri studi in

grado di approfondire tale caratteristica. Occorre capire se tale temperatura sia legata al flusso di calore nel ghiacciaio o alla temperatura dell'aria al momento del primo accumulo consistente di neve stagionale, o ad entrambi. L'andamento della temperatura dell'aria in entrambe le stagioni è stata analizzata per controllare che le condizioni termiche atmosferiche fossero simili, in modo da stabilire i principali fattori che influenzano la temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio. Nell'inverno 2002-2003, Dicembre e Marzo mostrano una temperatura media dell'aria di 3°C più fredda rispetto agli stessi mesi dell'inverno 2005-2006; Febbraio 2003 è stato di 3°C più freddo di Febbraio 2006; in Gennaio le temperature medie sono state simili (-8.2°C) così come in Aprile

(0°C) e Maggio (4°C), quando il manto nevoso ha raggiunto condizioni isotermitiche. Perciò, per l'inverno 2002-2003, non possiamo escludere l'influenza delle temperature più elevate sulla riduzione del metamorfismo da elevato gradiente, ma riteniamo che la temperatura dell'aria abbia avuto una minore influenza rispetto allo spessore della neve sull'andamento della temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio. Un altro parametro importante quando si parla di proprietà termiche del manto nevoso è la densità, che ne determina la conducibilità termica: maggiore è la densità, maggiore è la conducibilità termica (Sturm et al., 1997).

Per il plot indisturbato, nell'inverno 2002-2003, l'effettiva conducibilità termica media k è risultata pari a $0.531 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, mentre per il plot battuto è stata di $0.598 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$; nell'inverno 2005-2006, k è stata pari a $0.186 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Si può calcolare il flusso di calore attraverso il manto nevoso attraverso la seguente relazione: $q = k\Delta T/\Delta Z$, dove $\Delta T/\Delta Z$ rappresenta il gradiente termico (Rixen et al., 2007). Per entrambe le stagioni, il flusso di calore è risultato positivo fino alla fine di Aprile, quando ha cambiato segno; ciò indica che durante i mesi invernali il flusso di calore prevalente è stato dalla base alla superficie del manto nevoso, mentre nei mesi primaverili, in condizioni di isotermitia, il flusso si è invertito, andando dalla superficie del manto alla superficie del ghiacciaio. Le minori temperature misurate negli strati interni del manto nevoso del sito battuto potrebbero essere attribuite al minor fattore di isolamento della neve a causa della sua maggiore densità. Inoltre, si può ritenere che l'incremento di densità, nel sito battuto, possa aver rallentato il processo di percolazione dell'acqua dagli strati superficiali, mentre la maggior porosità della neve nel plot indisturbato ha permesso all'acqua di fusione di percolare più facilmente dagli strati superficiali alla base del manto. La velocità di percolazione è stata calcolata, con riferimento al momento in cui la temperatura di interfaccia ha raggiunto gli 0°C ed a quello in cui tutto il manto

nevoso ha raggiunto l'isoterma. Nel sito indisturbato tale velocità è pari a 1.02 cm h⁻¹, mentre per il sito battuto SB essa è pari a 0.7 cm h⁻¹. In un clima più caldo, è plausibile che la densità della neve tenda ad aumentare, poiché temperature maggiori possono causare neve più umida ed aumentare la frequenza degli episodi di pioggia sulla neve. In questo lavoro, il sito battuto, potrebbe quindi simulare manti nevosi più densi generati da nevicate più umide. Ciò sembrerebbe tradursi in un effetto positivo sulle unità glaciali. A causa del riscaldamento globale vi è un crescente interesse nello studio degli effetti del cambiamento climatico sugli ecosistemi naturali. I ghiacciai sono molto sensibili a tali cambiamenti, perdendo una grossa quantità di massa ogni anno a causa dell'aumento della temperatura e del minor accumulo nevoso. Esistono diverse esperienze pratiche e studi di settore che cercano di fronteggiare tale perdita di massa; per esempio, Olefs et al. (in press) hanno analizzato la reazione di un ghiacciaio a differenti trattamenti, in modo da trovare il metodo migliore per raggiungere un bilancio di massa positivo.

CONCLUSIONI

Il presente studio aveva lo scopo di analizzare le caratteristiche del manto nevoso su di un ghiacciaio alpino, con particolare attenzione all'influenza dello spessore e della densità del manto nevoso, variabili che possono mutare in relazione ai cambiamenti climatici, sull'evoluzione della temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio. I risultati ottenuti sembrano evidenziare come un manto nevoso di sufficiente spessore (100 cm), accumulatosi presto nella stagione invernale, sia capace di isolare la superficie del ghiacciaio e mantenere la temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio intorno al valore di - 5 °C fino al raggiungimento dell'isoterma. Al contrario, uno spessore esiguo di neve, non permette di raggiungere condizioni di equilibrio, facendo quindi oscillare la temperatura basale fra - 2 e - 8 °C, in relazione alle variazioni della temperatura dell'aria. L'incremento di densità non ha avuto effetti sulla temperatura all'interfaccia neve/ghiaccio, ma ha generato un ritardo nel raggiungimento delle condizioni di isoterma, permettendo quindi al manto nevoso di permanere più a lungo sulla superficie del ghiacciaio.



Ringraziamenti

Questo lavoro è stato realizzato nell'ambito della Convenzione tra l'Università degli Studi di Torino, DIVAPRA – LNSA, e la Regione Autonoma Valle d'Aosta – Assessorato Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche per la "Consulenza e supervisione scientifica in materia di prevenzione dei rischi pedo-ambientali e valanghivi nel territorio della Valle d'Aosta". Si ringraziano la MonterosaSki e le Guide Alpine Arnoldo Welf, Matteo Giglio, Marco Zaninetti, Michele Cucchi e Renzo Squinobal per il supporto logistico nella strumentazione del sito e nell'esecuzione dei rilievi nivologici e Antoine Brulport per l'aiuto nella fase di elaborazione dati.

Plot sperimentali sul ghiacciaio di Indren.

Bibliografia

- Brooks, P.D., Williams, M.W. e Schmidt, S.K., 1995: Snowpack controls on nitrogen dynamics in the Colorado alpine. In: Tonnessen K., Williams M., Tranter M., (eds.): Biogeochemistry of snow-covered catchments, 283-292. International Association of Hydrological Sciences Publication 228, Wallingford, UK.
- Brooks, P.D. e Williams, M.W., 1999: Snowpack controls on nitrogen cycling and export in seasonally snow-covered catchments. Hydrological Processes, 13: 2177-2190.
- Edwards, A.C., Scalenghe, R. e Freppaz, M. (2007). Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes: a review. Quaternary International, 162-163: 172-181.
- Freppaz, M., Williams, B.L., Edwards, A.C., Scalenghe, R. e Zanini, E., 2007: Labile nitrogen, carbon and phosphorus dynamics at low temperatures in seasonally snow covered soils (NW Italy). Biology and Fertility of Soils, 43: 519-529.
- Haeberli, W., 1973: Die Basis-Temperatur der Winterlichen Schneedecken als möglicher Indikator fuer die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. Zeitschrift fuer Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9:221-227.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of the Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge: Cambridge University Press. 1009 pp.
- Kojima, S., Saito, Y. e Enomoto, H., 2004: Thermal dependence of brine salinity in the surface layer of snow-covered sea ice under the variable conditions. Proceeding of the American Geophysical Union, San Francisco, California, 13-17 December 2004.
- Kuhn, M., Haslhofer, J., Nickus, U. e Schellander, H., 1998: Seasonal development of ion concentration in a high alpine snow pack. Atmospheric Environment, 32 (23): 4041-4051.
- Olefs, M., Fischer, A. e Lang, J., 2007: The role of artificial accumulation increase within glacier skiing resorts. A feasibility study. Proceedings of the European Geoscience Union, Wien, 15-20 April 2007.
- Phillips, M. e Schweizer, J., 2007: Effect of mountain permafrost on snowpack stability. Cold Regions Science and Technology, 47: 43-49.
- Rasmus, S., Räisänen, J. e Lehning, M., 2004: Estimating snow conditions in Finland in the late 21st century using the SNOWPACK model with regional climate scenario data as input. Annals of Glaciology, 38: 238-244.
- Rixen, C., Haeberli, W. e Stoeckli, V., 2004: Ground Temperatures under Ski Pistes with Artificial and Natural Snow. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 36 (4): 419-427.
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., e Morris, K., 1997: The thermal conductivity of seasonal snow. Journal of Glaciology, 43: 26-41.
- Taylor, B.R. e Jones, H.G., 1990: Litter decomposition under snow cover in a balsam fir forest. Canadian Journal of Botany, 68: 112-120.
- Shanley, J.B. e Chalmers, A., 1999: The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River, Vermont. Hydrological Processes, 13: 1843-1858.
- Stadler, D., Wunderli, H., Auckenthaler, A. e Fluhler, H., 1996: Measurement of frost-induced snowmelt runoff in a forest soil. Hydrological Processes, 10: 1293-1304.
- IAHS(ICSU)/UNEP/UNESCO, 1996: Glacier Mass Balance Bulletin No. 4. Eds: Haeberli, W., Hoelzle, M. and Suter, S. World Glacier Monitoring Service, Zurich.
- Zemp, M., Hoelze, M. e Haeberli, W., 2007: Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. Global and Planetary Change, 56: 83-100.

RITIRO DEI GHIACCIAI

ed effetti degli interventi di copertura

Andrea Fischer

Istituto per Meteorologia e Geofisica
dell'Università di Innsbruck
Innrain 52, 6020 Innsbruck



Negli ultimi decenni, ed in particolare in questi ultimi dieci anni, i ghiacciai austriaci hanno perso in massa, con conseguente riduzione dell'estensione superficiale da un lato e di spessore dall'altro. Tutto ciò può avere un notevole impatto sulle infrastrutture presenti sui ghiacciai o nei loro pressi, come ad esempio impianti di risalita o piste da sci. Gli interventi di copertura dei ghiacciai in cosiddette 'zone nevralgiche', ovvero aree di comprensori sciistici su ghiacciai particolarmente interessate dal ritiro degli stessi, riduce significativamente lo scioglimento del ghiaccio. Le superfici coperte da appositi teli hanno in genere un'estensione che va da pochi metri quadrati fino al corrispondente di un campo da calcio. In media, al di sotto del rivestimento si sciogliono 2/3 di ghiaccio in meno che in assenza di copertura, ragion per cui se la neve invernale è sufficiente risulta possibile mantenere lo stesso spessore di ghiaccio, se non addirittura incrementarlo.

INTRODUZIONE

L'estensione dei ghiacciai dipende sia dal clima che dalla storia climatica. Al modificarsi del clima si modifica infatti anche l'estensione dei ghiacciai. Attualmente, come la maggior parte delle regioni glacializzate montane del mondo, anche i ghiacciai alpini si riducono di anno in anno a causa del fatto che nel corso dell'estate ogni anno resiste sul ghiacciaio meno neve rispetto al ghiaccio che fonde in corrispondenza della fronte dello stesso, generando nel complesso una perdita di massa. I ghiacciai non hanno iniziato a ritirarsi solamente in questi ultimi due decenni: eccezione fatta per due brevi fasi di avanzamento verso il 1920 e il 1980, dopo l'ultimo livello massimo di espansione del 1850 hanno infatti continuato a ridursi. Come attesta lo studio degli anelli di accrescimento del legno in area alpina (Nicolussi e Patzelt, 1996; Joerin et.

al. 2008), il livello massimo di espansione del 1850 dovrebbe essere stato il più elevato nel corso dell'Olocene. Si ritiene infatti che per circa i due terzi degli ultimi 10 000 anni i ghiacciai fossero addirittura meno estesi di oggi.

L'attuale stato dei ghiacciai e le loro modifiche vengono rilevati con l'ausilio di svariati programmi di monitoraggio, tra cui gli inventari dei ghiacciai e le misurazioni dei bilanci di massa. Le misurazioni servono a indagare il collegamento tra apparato glaciale e clima e a redigere programmi e modelli in merito. L'obiettivo è da un lato ricavare dalle dimensioni del ghiacciaio indicazioni circa precedenti condizioni climatiche e, dall'altro, riuscire a valutare i possibili effetti del ritiro dei ghiacciai su ambiente e situazione antropica nell'area alpina. Elementi importanti in tale contesto sono ad esempio la reazione del bilancio idrico, le modifiche del manto nevoso

temporaneo e il quesito di quanto a lungo i ghiacciai si manterranno, a quali condizioni climatiche e con quale estensione.

All'interno dello spazio economico alpino, tra le misure di adeguamento al cambiamento climatico si ricorre soprattutto alla produzione di neve artificiale per prolungare la durata del manto nevoso temporaneo nelle aree sciistiche, e alla copertura dei ghiacciai per ritardarne la fusione.

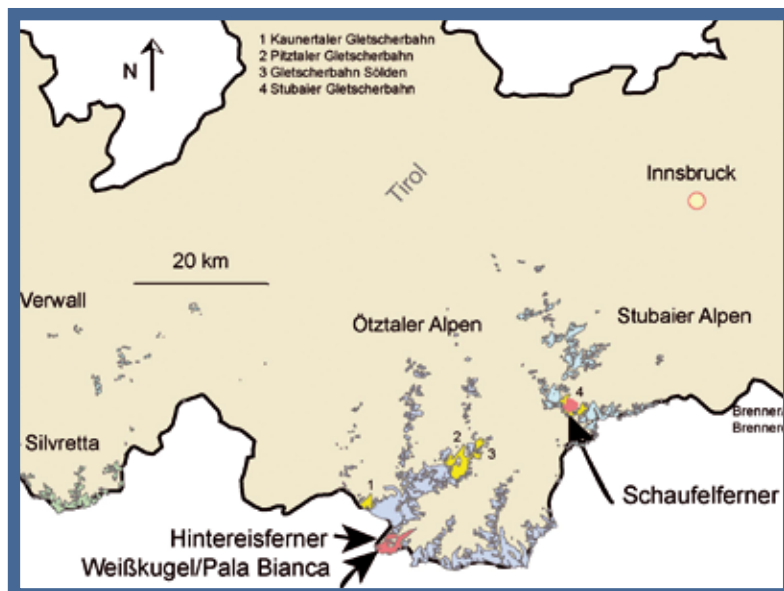
IL RITIRO DEI GHIACCIAI NELLE ALPI AUSTRIACHE NELL'ARCO DEGLI ULTIMI DECENNI

Per lo studio dello stato dei ghiacciai e delle loro modifiche sono disponibili diversi programmi:

- Il Programma di misurazione della lunghezza dei ghiacciai del Österreichischer Alpenverein, che dal 1891 rileva annual-



Fig. 1 - Cartina d'insieme delle aree d'indagine: sul Hintereisferner il bilancio di massa viene misurato dal 1953. Ciò consente di inquadrare gli studi compiuti a partire dal 2004 in merito agli effetti delle coperture nei comprensori sciistici sui ghiacciai di Kaunertal, Pitztal, Sölden e Stubai in un contesto di nassi causali più sul lungo periodo.



mente le oscillazioni della fronte di oltre 100 ghiacciai austriaci.

- Le misurazioni dirette del bilancio di massa, effettuate su meno di 10 ghiacciai e avviate nella seconda metà del 19° secolo. Una delle più lunghe serie di rilevamenti del bilancio di massa riguarda il Hintereisferner nelle Ötztal Alpen (Markl 1975, 1979, 1982, Kuhn et. al 1999). La posizione del Hintereisferner è riportata alla Figura 1.
- Inventari dei ghiacciai che per più decenni rilevano regolarmente estensione superficiale e volumetria di tutti gli apparati glaciali. Per gli inventari dei ghiacciai austriaci del 1969 (Patzelt, 1980) e del 1998 (Lambrecht e Kuhn, 2007) ci si è avvalsi della procedura fotogrammetrica, mentre per il catasto 2006 attualmente in fase di elaborazione le valutazioni si basano su rilievi laser scan.

Tutti i dati vengono integrati da osservazioni climatiche estese a un elevato numero di anni.

Gli inventari dei ghiacciai hanno rivelato che tra il 1969 e il 1998 l'estensione superficiale degli apparati glaciali austriaci si è ridotta di circa il 17%. Come indicano alcune prime interpretazioni dell'inventario 2006, la perdita di estensione superficiale registrata tra il 1998 e il 2006 registra la stessa portata. Nel 1998 i ghiacciai presentavano solamente il 46% dell'estensione riferita alla massima espansione del 1850 (Groß, 1987; Lambrecht e Kuhn, 2007). L'oscillazione

media annua in spessore della superficie dei ghiacciai è di circa 0,5 m. La progressione più rapida del fenomeno del ritiro dei ghiacciai in quest'ultimo decennio si riflette anche nell'evoluzione temporale del bilancio specifico di massa del Hintereisferner, come indica la Figura 2. Anche sul Hintereisferner la perdita media di massa di più anni è infatti di circa 0,5 m/anno, e in questi ultimi anni tale valore è stato in genere superato, tanto che la perdita di massa è stata dal triplo al quadruplo rispetto alla media di più anni. Causa ne sono state le condizioni meteorologiche sfavorevoli al ghiacciaio di questi anni, cioè scarse precipitazioni nevose invernali e temperature estive elevate. Come mostra la Figura 2, complessivamente le precipitazioni non sono variate in maniera sostanziale, mentre sia la temperatura su base annua che la temperatura atmosferica durante i mesi estivi, importante per i ghiacciai, hanno mostrato un netto aumento. Inoltre, la conformazione superficiale del ghiacciaio è andata modificandosi. Le aree di firn si sono infatti sensibilmente ridotte, mentre la percentuale di superficie complessiva di ghiaccio è aumentata. Il firn presenta un albedo più elevato rispetto al ghiaccio, il che significa che assorbe una minore percentuale di energia proveniente dalla radiazione solare diretta, riflettendone una quota maggiore. Di conseguenza, in presenza di eguali condizioni meteorologiche il ghiaccio presenta maggiore

energia utile alla fusione rispetto al firn, e quanto più a lungo il ghiacciaio rimane coperto dal manto nevoso, tanto più il ghiaccio risulta protetto dalla fusione. Se invece la superficie del ghiaccio è esposta, il materiale più scuro assorbe più energia incrementando fortemente la fusione. Quanto più lungo risulta il periodo di ablazione superficiale, tanto più a lungo il ghiaccio è esposto e tanto maggiore è la fusione.

Le precipitazioni nevose estive consentono invece al ghiacciaio di riparare la propria vulnerabilità.

Si verificano quindi notevoli perdite sia volumetriche che in estensione superficiale. Tra il 1953 e il 2007, in un punto del Hintereisferner la lingua ha subito una perdita di ghiaccio di 162 m. Queste perdite si ripercuotono anche sulle infrastrutture presenti sul ghiacciaio o nelle sue prossimità, come ad esempio impianti di risalita o piste da sci.

Dai valori climatici della Stazione Vent dal 1900 al 2006 a confronto con i bilanci di massa specifici (b_{HEF}) rilevati in corrispondenza del Hintereisferner, a circa 10 km di distanza risulta che sia la temperatura atmosferica media su tutto l'anno (T) che quella dei mesi estivi di giugno, luglio e agosto (T_{JJA}) indicano una tendenza in aumento, con un'oscillazione di anno in anno più marcata durante l'estate.

La somma annuale delle precipitazioni (N) diminuisce.

PUNTI CRITICI DI UN GHIACCIAIO IN AREA SCIISTICA

L'effetto più conosciuto del ritiro del ghiacciaio è il ridursi della sua estensione, o meglio l'arretrare della fronte di ghiaccio. La fusione induce tuttavia anche una perdita in spessore della superficie del ghiacciaio, che comporta spesso anche modificazioni nella topografia dell'apparato stesso (Fischer, 2005). Questi due fattori, riduzione di volume e di superficie, sono suscettibili di rendere più difficili le attività di manutenzione ai fini della gestione delle aree sciistiche. Se ad esempio la fronte di ghiaccio è lontana

dalla stazione a valle di un impianto di risalita, in autunno l'avvio della stagione sarà più difficile. La temperatura più bassa del ghiaccio rispetto alla roccia o ai detriti permetterebbe invece alla prima neve di mantenersi più a lungo sul ghiacciaio. Il minore spessore del ghiaccio provoca spesso avvallamenti concavi della superficie, per cui una pista inizialmente con pendenza regolare può alla fine risultare molto ripida nella zona superiore e molto pianeggiante invece in quella inferiore. Così, nell'arco di alcune stagioni, in corrispondenza di attraversamenti o della zona di accesso alle stazioni a valle possono venire a crearsi vere e proprie contropendenze. Nelle aree sciistiche possono insorgere situazioni problematiche anche nelle zone di firn, e non solamente nei punti di accentuata fusione del ghiacciaio. La Figura 3 presenta alcune di queste situazioni classiche. Se il manto nevoso accumulato durante la stagione invernale, conservatosi nel corso dell'estate, e che potrebbe contribuire a produrre nuovo ghiaccio è troppo scarso per compensare l'ablazione del ghiaccio riconducibile allo scorrere del ghiacciaio a valle, nonostante l'aumento di massa in questo punto lo spessore si ridurrà. Se i punti di salita o discesa dagli impianti sono ancorati alla roccia, rimarranno sempre alla stessa altezza, mentre la superficie del ghiacciaio si abbasserà, e all'inizio della stagione in autunno potrà risultare difficile ovviare a questa differenza di quota venutasi a creare. In punti con uno scarso spessore del ghiaccio la roccia sottostante può venire allo scoperto, e nell'arco di pochi anni creare una barriera naturale all'interno della pista. In presenza di forti modifiche alla conformazione superficiale, notevoli

costi possono poi insorgere a seguito della necessità di sistemare ripetutamente i piloni di sostegno degli impianti a fune all'interno del ghiaccio in movimento. Nelle aree sopra descritte, ovvero le cosiddette 'zone nevralgiche' dei comprensori sciistici su ghiacciaio, è possibile mantenere lo spessore ricoprendo la superficie con telo geotessile e riducendo così notevolmente l'impegno manutentivo.

COME FUNZIONANO LE COPERTURE

L'idea di coprire il ghiacciaio e quindi di "conservarlo" proviene dall'osservazione di un fenomeno naturale: se la superficie di un ghiacciaio è ricoperta da detriti o polvere vulcanica di un certo spessore minimo, la fusione è infatti significativamente più lenta rispetto ad altre aree analoghe scoperte. I detriti riducono la penetrazione di energia sotto forma di luce solare diretta e calore sensibile, in modo che nel corpo glaciale vi è meno energia disponibile per la fusione. L'esatta funzione del telo geotessile è stata studiata dal 2004 al 2006 in un campo prova sul ghiacciaio

dello Stubai nell'ambito del Progetto AlpS "Aktiver Gletscherschutz" (Fischer et al., 2005). I partner scientifici coinvolti sono stati l'Istituto di Meteorologia e Geofisica per le misurazione del bilancio di massa ed energetico e l'Istituto di Ecologia dell'Università di Innsbruck per lo studio dell'impatto della copertura sugli organismi viventi. Le aree di test erano collocate all'interno dei comprensori sciistici dei partner degli impianti di risalita Stubai Gletscherbahn, Gletscherbahn Sölden, Pitztaler Gletscherbahn e Kaunertaler Gletscherbahn.

Le prove sul campo hanno preso in esame 30 diversi materiali. Le aree d'indagine avevano una dimensione di 2 m x 2 m. Criteri come la resistenza agli agenti atmosferici e ai raggi UV, la resistenza allo strappo e altri aspetti pratici sono stati considerati importanti quanto la riduzione della fusione ottenuta. Si sono testati alcuni materiali biodegradabili, come ad esempio la canapa, che non si sono tuttavia rivelati adatti, dal momento che il materiale da un lato perdeva rapidamente consistenza e non si riusciva poi ad

Fig. 2 - Valori climatici della Stazione Vent dal 1900 al 2006 a confronto con i bilanci di massa specifici (b_{HEF}) rilevati in corrispondenza del Hintereisferner, a circa 10 km di distanza. Sia la temperatura atmosferica media su tutto l'anno (T) che quella dei mesi estivi di giugno, luglio e agosto (T_{JJA}) indicano una tendenza in aumento, con un'oscillazione di anno in anno più marcata durante l'estate. La somma annuale delle precipitazioni (N) diminuisce.

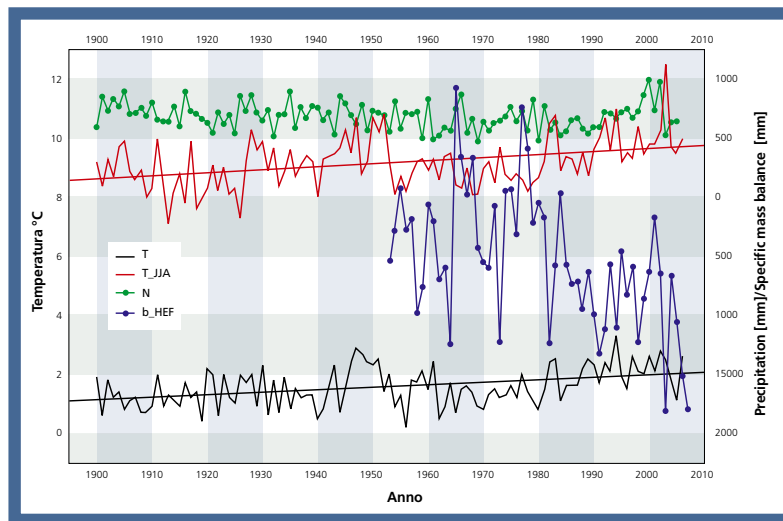


Figura 3: Esempi di punti nevralgici all'interno di un comprensorio sciistico su ghiacciaio.

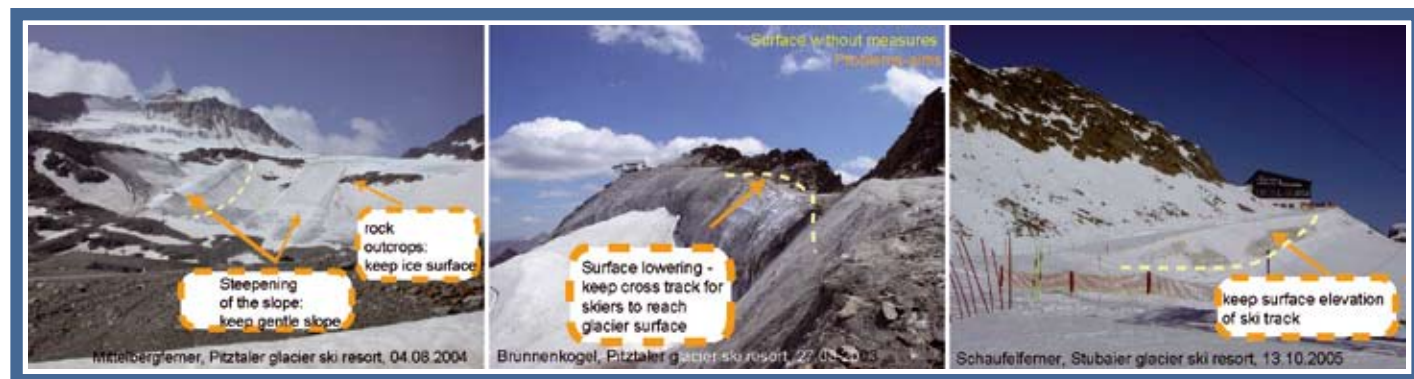




Fig. 4 - Evoluzione della fusione al di sotto del rivestimento di copertura e accanto ad esso in corrispondenza del campo test sul Schaufelferner (Stubai Alpen) nell'estate 2005.

Fig. 5 - Il bordo dell'area di firn formatasi in tre anni sul Schaufelferner (ghiacciaio Stubai) come si presentava nell'autunno 2006.

asportarlo e, dall'altro, la degradazione completa sul ghiacciaio avrebbe richiesto tempi troppo lunghi. Il materiale più adatto è risultato essere un telo geotessile bianco dello spessore di pochi mm, molto resistente allo strappo e con caratteristiche di elevata stabilità meccanica. Si tratta di un materiale permeabile, per cui l'acqua del manto nevoso può evaporare e l'acqua piovana non si accumula negli avvallamenti. Come si è potuto constatare, la neve resta ben ancorata alla superficie, e neppure nelle zone di maggiore pendenza il telo geotessile costituisce una buona superficie di scorrimento per la formazione di valanghe a seguito di nuove nevicate.

Il telo viene disteso sul manto nevoso invernale in primavera, le varie fasce

vengono saldate tra loro e fissate lungo i bordi con dei pesi. In autunno, quando il ritmo di fusione è molto ridotto rispetto alla piena estate, le fasce vengono asportate e riposte per venire riutilizzate l'anno successivo. Nell'ambito del progetto si sono seguite due stazioni di rilevamento del bilancio energetico, una sul sito ricoperto di telo geotessile e una sulla pista normale. I dati ricavati hanno consentito di esaminare più nel dettaglio i meccanismi di funzionamento del telo (Olefs, 2005; Olefs e Fischer, 2007). Attualmente, i dati vengono impiegati per sviluppare un modello di bilancio energetico per le coperture dei ghiacciai.

Come il bilancio di massa del ghiacciaio, anche il guadagno di massa, ovvero l'effetto di protezione della superficie tramite telo, oltre che dalle caratteristiche del materiale stesso dipende naturalmente da tutta una serie di altri fattori diversi. Da un lato, le condizioni meteorologiche, come la somma delle precipitazioni nevose invernali, le temperature estive e il verificarsi di nevicate estive. Dall'altro, anche aspetti topografici come altitudine, esposizione e pendenza influiscono in maniera importante sul bilancio energetico e di massa. In media, la copertura con telo geotessile comporta una riduzione della fusione di circa 2/3, il che significa che rispetto ad aree prive di rivestimento fonde solamente un terzo. La differenza tra aree munite di copertura e aree prive è tanto più marcata quanto più elevato risulta il tasso di fusione nel punto considerato. In altre parole, la copertura fa sentire maggiormente il suo effetto nelle aree del ghiacciaio a bassa quota e soleggiate rispetto a punti più in quota e in ombra.

Negli anni meno favorevoli al ghiacciaio il guadagno a seguito dell'impiego del rivestimento è infine più marcato rispetto agli anni più favorevoli.

Gli studi condotti dall'Istituto di Ecologia non hanno rilevato effetti negativi del rivestimento in telo geotessile sugli organismi viventi.

La Figura 4 mostra l'effetto del rivestimento nell'estate del 2005 in corrispondenza del campo test del Schaufelferner (Stubai). La prima foto è stata scattata una settimana dopo la posa della copertura, e si nota come al di sotto del telo il manto nevoso risulti essere già da 10 a 20 cm più alto rispetto alla zona circostante priva di rivestimento. Alla fine del periodo di fusione nel settembre 2005, si era formato uno zoccolo di neve e ghiaccio alto 1,60 m. Mentre attorno al campo test non vi era più neve residua, al di sotto del rivestimento si era addirittura mantenuta della neve invernale, il che significa che in questo punto non solo non vi era stata perdita di ghiaccio, ma si era addirittura ottenuto un guadagno di massa. In questo modo, con un utilizzo su più anni si possono plausibilmente accumulare alcuni metri di massa. La Figura 5 mostra il campo di firn sul ghiacciaio di Stubai, ricostituito grazie a più anni di rivestimento combinato con interventi di spostamento di masse di neve.

La Figura 6 mostra un modello altimetrico a colori del Schaufelferner (Stubai Alpen) con i margini del ghiacciaio nel 1969, nel 1997 e nel 2006 e le modifiche altimetriche tra il 1997 e il 2006.

Il modello altimetrico a colori consente di individuare bene le aree rivestite, il che significa che dopo tre anni di copertura

del ghiacciaio (dal 2003), cioè solamente un terzo del periodo complessivo durante il quale è venuta a crearsi la differenza altimetrica, si presentavano già differenze di diversi metri tra aree coperte e non. Tra il 1997 e il 2006, l'oscillazione media dello spessore del ghiaccio dell'intero corpo era di -7,6 m, mentre nelle zone rivestite la perdita di spessore corrispondeva alla metà rispetto a quelle prive di copertura.

Come evidenzia la figura 6, le aree coperte sono molto piccole in rapporto alla superficie complessiva. Attualmente, all'interno dei comprensori sciistici tirolesi su ghiacciaio risulta rivestito circa il 3% della superficie, pari a meno di un promille dell'intera estensione degli apparati glaciali del Tirolo. I costi elevati fanno sì che tali coperture non possano venire impiegate in maniera generalizzata, e rimangano comunque limitate ai comprensori sciistici dei ghiacciai che dispongono delle infrastrutture e del personale necessario alla manutenzione dei teli. L'utilizzo delle coperture interesserà poi comunque sempre zone "nevralgiche", cioè aree in cui la fusione e la perdita di spessore sono particolarmente marcate e rischiano di avere un impatto negativo sulle infrastrutture esistenti. La contenuta estensione superficiale degli interventi fa comunque sì che essi non influiscano né sul bilancio di massa complessivo né sul flusso del ghiacciaio. Riuscire a ottenere un guadagno di massa rivestendo il ghiacciaio dipende sostanzialmente dalla

quantità di neve invernale. Se è sufficientemente elevata si può infatti mantenere nel corso dell'estate consentendo così un guadagno di massa, mentre se all'inizio della stagione di ablazione la neve invernale è praticamente assente risulta possibile solamente ridurre la perdita di massa indotta dalla fusione del ghiaccio, senza tuttavia ottenere alcun guadagno di massa.

RIASSUNTO E CONCLUSIONI

Il rivestimento con teli delle zone nevralgiche all'interno dei comprensori sciistici su ghiacciaio è in grado di ridurre in media la fusione di 2/3. Se nel corso dell'inverno si hanno abbondanti precipitazioni nevose e si attua l'intervento, è possibile anche ottenere un guadagno di massa, mantenendo così non solo costante il livello della superficie, ma anzi innalzandolo. Tale metodo può quindi consentire una notevole riduzione dell'impegno manutentivo per le infrastrutture dei comprensori sciistici su ghiacciaio, contribuendo al tempo stesso a una gestione sostenibile, dal momento che gli interventi di sistemazione possono venire effettuati in tempi più lunghi o addirittura evitati.

Le coperture dei ghiacciai saranno sempre limitate a piccoli settori parziali e non influiscono né sul bilancio di massa né sul sistema idrologico dell'apparato glaciale. Le conseguenze del cambiamento climatico non possono venire fermate ma solamente rallentate.

Bibliografia

- Fischer, A., 2005, Wenn die Ferner in die Ferne rücken. In: Sicherheit im Bergland 2005, Jahrbuch des Österr. Kuratoriums für alpine Sicherheit.
- Fischer, A., M. Olefs und J. Lang, 2005, Ein Sonnenhut für Alpengletscher, Berliner Naturschutzblätter, IV., 60-61.
- Groß, G. 1987: Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850-1920-1969. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 23(2), 131-141.
- Joerin, U. E., K. Nicolussi, A. Fischer, T. F. Stocker und C. Schlüchter, "Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps", Quaternary Science Reviews, in press, 2008
- Kuhn, M., E. Dreiseitl, S. Hofinger, G. Markl, N. Span, and G. Kaser, 1999,
- Measurements and Models of the Mass Balance of Hintereisferner.
- Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 81 (4), 659-670.
- Olefs, M., 2005, Simulation of artificial control of snow and ice ablation, Diplomarbeit an der Universität Innsbruck.
- Lambrecht, A. und M. Kuhn, 2007, Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory. Annals of Glaciology, 46, 177-184.
- Markl, G., 1975, Massenhaushaltswerte von Hintereisferner und Kesselwandferner 1968/1969 - 1974/75. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 11(2), 271 - 272.
- Markl, G., 1979, Neue Massenhaushaltswerte von Hintereisferner und Kesselwandferner 1975/76 - 1977/78, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 15(1), 95 - 99.
- Markl, G., 1982, Hintereisferner - Kesselwandferner: Neue Haushaltswerte von den Jahren 1977/78 - 1980/81, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 18, 161-167.
- Nicolussi K. und G. Patzelt, 1996, Reconstructing glacier history in Tyrol by means of tree-ring investigations. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 32, 207 - 215.
- Olefs, M. and A. Fischer, 2007, Comparative study of technical measures to reduce snow and ice ablation in Alpine glacier ski resorts, Cold regions science and technology
- Patzelt, G., 1980, The Austrian Glacier inventory: Status and first results. IAHS Publ. 126, 181-183.

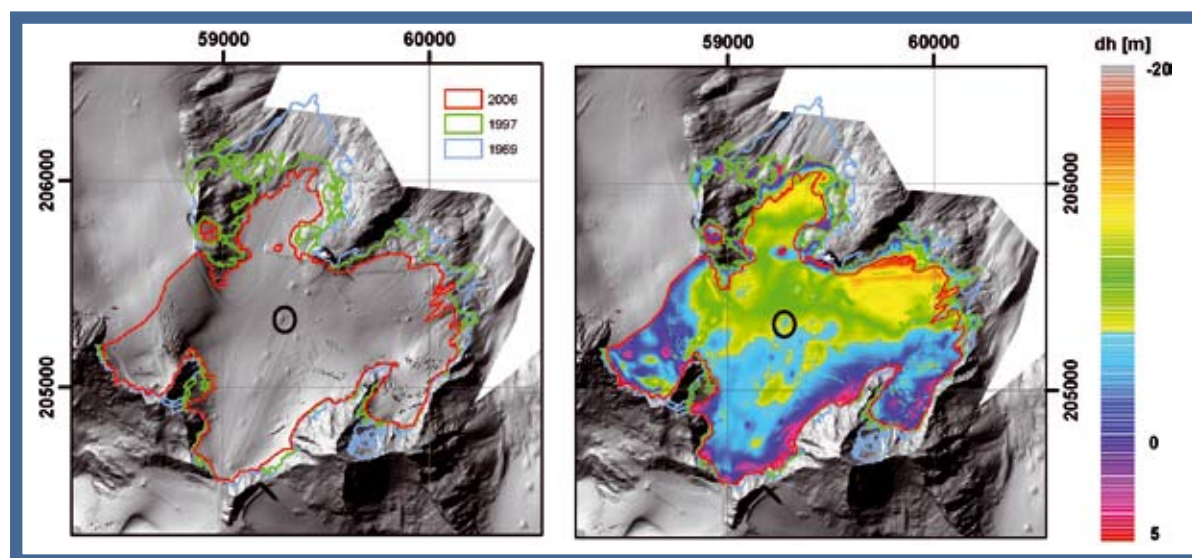


Fig. 6 - Modello altimetrico a colori del Schaufelferner (Ghiacciaio di Stubai) dell'autunno 2006 con i margini del ghiacciaio nel 1969, nel 1997 e nel 2006; a destra con la sovrapposizione delle modifiche altimetriche tra il 1997 e il 2006. Il cerchietto nero indica il rivestimento di copertura attorno a un pilone dell'impianto di risalita.

PROALP

RILEVAMENTO E MONITORAGGIO DEI FENOMENI PERMAFROST

Esperienze della Provincia di Bolzano

V. Mair, K. Lang, S. Tagnin

Provincia Autonoma di Bolzano
Servizio Geologico
Volkmair.Mair@provinz.bz.it

A. Zischg

Abenis Alpinexpert srl
Bolzano, Italy
a.zischg@abenis.it

K. Krainer, J. Stötter

University of Innsbruck
Faculty of Geo- and Atmospheric Sciences
Austria

J. Zilger, K. Belitz, A. Schenk

Teledata Geoconsult srl
team@td-geoconsult.com
Italy

B. Damm

Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt
Germany

H. Kleindienst, K. Bucher

Grid-IT GmbH
Innsbruck, Austria

M. Munari

Provincia Autonoma di Bolzano
Ufficio Idrografico
Michela.Munari@provinz.bz.it

Il permafrost è molto sensibile ai cambiamenti di clima.

Nel corso delle ultime estati su tutte le Alpi si sono osservati eventi di crollo e colate detritiche di crescente intensità e di maggiore frequenza. Nel 2005, gli enti responsabili della gestione dei rischi naturali della Provincia Autonoma di Bolzano hanno avviato un progetto che mira a monitorare l'impatto delle mutazioni ambientali sulle aree di montagna interessate dal permafrost in modo da mettere a punto una database di informazioni per la valutazione dei rischi naturali legati alle zone interessate dal permafrost. Nell'ambito di questo progetto, si sono combinati diversi metodi di rilevamento e mappatura del permafrost. Per l'intero territorio è stato creato un inventario dei rockglacier sulla base delle informazioni provenienti da ortofoto, stereo coppie di foto aeree e DEM da scanner laser. Si sono utilizzate analisi multi-temporali per ottenere dalle ortofoto un inventario delle macchie di neve perenne e per definire un inventario dei movimenti superficiali nelle aree di montagna interessate dal permafrost per mezzo dell'interferometria SAR (DiffSAR,) utilizzando dati via satellite da banda C e L a partire dal 1993 fino al 2007. Oltre alle investigazioni su scala regionale, sono state realizzate dettagliate misurazioni geofisiche, idrologiche (temperatura acqua, conduttività elettrica, scarica), geochimiche e morfologiche in cinque siti campione specifici. Presso uno di questi siti, sono state ripetute su base annua le misurazioni della temperatura alla base del manto nevoso invernale BTS, che erano state avviate nel 1994. Su specifici rockglacier, le misurazioni georadar hanno fornito informazioni sulla struttura interna e lo spessore dei rockglacier attivi. Le velocità di movimento della superficie dei rockglacier sono state misurate utilizzando la tecnologia GPS differenziale.

I risultati dei rilievi terrestri dettagliati sono stati messi a confronto con i risultati delle misurazioni dei movimenti superficiali mediante rilievi DiffSAR.

Combinando i rilievi dettagliati su scala locale con i metodi di mappatura su scala regionale è stato possibile ottenere una cross-validation dei vari approcci e, in un ulteriore stadio, un'estrapolazione delle caratteristiche geomorfologiche dei diversi siti campione all'intera regione. Grazie ai metodi multi-temporali è stato possibile creare una base per studiare le caratteristiche degli sviluppi nelle zone di permafrost a causa della mutazione delle condizioni ambientali, per es. per i movimenti superficiali a partire dalla metà degli anni '90. Le serie di dati forniscono una preziosa base per il processo di decision-making nella gestione del rischio relativamente ai processi collegati ai fenomeni di permafrost.





Fig. 1 - Ortofoto del rockglacier e del ghiacciaio della Cima Sternai, area campione 1, presso il Lago verde, alta Val d'Ultimo. Le linee rosse contornano le parti attive del rockglacier, quelle blu le parti quiescenti; le linee verdi indicano la massima espansione dei ghiacciai durante la piccola età glaciale (1870 ca.) mentre le linee verdi tratteggiate indicano lo stato del ghiacciaio nel 2006.

Fig. 2 - Localizzazione delle aree campione.



Fig. 3

Aree campione per le indagini sul permafrost nella Provincia di Bolzano			
Sito ID	Denominazione	coordinate UTM	persone responsabili
1	Val d'Ultimo, Weissbrunn, Rossbänk, comune di Ultimo, rockglacier	32T/E638000/N5148000	K. Krainer, P. Ausserer
2	Val Senales, Alpe Lazaun, comune di Senales, rockglacier	32T/E634000/N5178500	K. Krainer, D. Bressan
3	Val Gardena, Masores de Murreit, Passo Gardena, comune di Selva Gardena, rockglacier	32T/E715250/N5157000	K. Krainer, L. Mussner
4	Croda Rossa, Cadin del Ghacciaio, Cadin di Croda Rossa, Comune di Braies, 2 rockglacier	32T/E740800/N5170300	K. Krainer, K. Lang
5	Valle dei DOssi, Napfen, comune di Campo Tures, rockglacier	32T/E738000/N5206000	B. Damm
6	Val di Solda, Madriccio, comune di Stelvio, area sciistica	32T/E624000/N5150000	A. Zischg
7	Val di Solda, Steinernes Meer, comune di Stelvio, rockglacier	32T/E623270/N5157400	A. Zischg

INTRODUZIONE

Vari studi scientifici hanno rilevato gli effetti dell'aumento delle temperature medie sulle zone d'alta montagna nell'Arco Alpino. Una delle conseguenze più palesi è il ritiro dei ghiacciai. Questo fenomeno può lasciare scoperte ampie zone di detrito destabilizzato e mobilizzabile in caso di eventi estremi di precipitazione.

Un'altra conseguenza dei cambiamenti climatici, meno evidente, ma assai rilevante per la destabilizzazione dei versanti, è lo scioglimento del permafrost (Fig. 1). Il significativo aumento delle temperature medie potrebbe modificare notevolmente il bilancio di gelo e disgelo causando così frane, crolli e smottamenti potenzialmente dannosi per la vita umana, i beni e le infrastrutture.

Recentemente, infatti, sull'Arco Alpino sono stati documentati alcuni eventi di crollo e colate detritiche che hanno avuto origine da aree interessate dal permafrost.

La Provincia di Bolzano ha avviato il progetto "PROALP – Rilevamento e monitoraggio dei fenomeni di permafrost" per approfondire le conoscenze sugli effetti dei cambiamenti climatici e per identificare e delimitare le aree in cui lo scioglimento del permafrost potrebbe accentuare il rischio naturale. Il progetto è coordinato dall'Ufficio di Geologia e Prove Materiale e dall'Ufficio Idrografico e si pone come obiettivo principale lo sviluppo e l'applicazione di metodi di rilevamento dei fenomeni legati al permafrost (principalmente rockglacier ed aree di neve perenne), nelle zone di alta montagna. Altro obiettivo del progetto è lo sviluppo e l'applicazione di un sistema di monitoraggio di tali fenomeni basato su dati provenienti da metodi differenti. Infine il progetto si propone di gettare le basi per l'impiego di questi risultati nell'elaborazione dei piani di pericolo e di rischio idrogeologico.

METODOLOGIA

Per delimitare le aree di permafrost è necessario studiare i fenomeni geomorfologici che le caratterizzano come ad esempio i rockglacier, le macchie di neve

perenne, la mancanza di vegetazione, la temperatura del suolo e delle sorgenti, le forme geologiche relative ai processi periglaciali ed i movimenti superficiali ad esse connessi. Per questo studio il progetto PROALP si propone di combinare metodi di telerilevamento e misurazioni in sito e di confrontare i risultati derivanti.

I rockglacier sono stati delimitati, sul territorio provinciale, con il Lidar-DEM e le ortofoto. Tali dati sono stati completati con quelli derivanti dai rilevamenti di campagna effettuati per la cartografia geologica (progetto CARG). Dalle ortofoto di diverse annate sono state identificate le macchie di neve perenne. Tramite l'interferometria satellitare DiffSAR, infine, sono state identificate e delimitate tutte le aree (di permafrost) che presentano movimenti superficiali. I dati raccolti con questi metodi di telerilevamento sono stati verificati a scala locale su aree campione distribuite sul territorio provinciale e scelte secondo criteri ben definiti (Fig. 2 e tabella di Fig. 3).

Nelle stesse aree campione sono state effettuate misure dei movimenti superficiali e in alcuni siti è stato eseguito un rilevamento della geomorfodinamica recente con metodi geodetici terrestri (tachimetria) e DGPS; sono state inoltre misurate le variazioni della temperatura del suolo e la temperatura alla base del manto nevoso invernale. Le strutture interne ai rockglacier sono state studiate con scansioni georadar.

Una banca dati territoriale (GIS) e multitemporale raccoglie tutti i risultati e permette di integrare, analizzare e confrontare i dati di telerilevamento con le misurazioni terrestri. Dalle elaborazioni delle misure si ottiene un inventario dei fenomeni di permafrost su scala regionale che sarà reso disponibile in internet. Inoltre nelle aree campione il sistema permette di tracciare direttamente l'evoluzione dei fenomeni di permafrost su scala locale. Tale strumento è adattabile alle esigenze di diversi utenti finali (enti provinciali, statali ed altri). Una volta provata l'efficacia e l'affidabilità del sistema, ne sarà testata l'operatività a lungo termine.

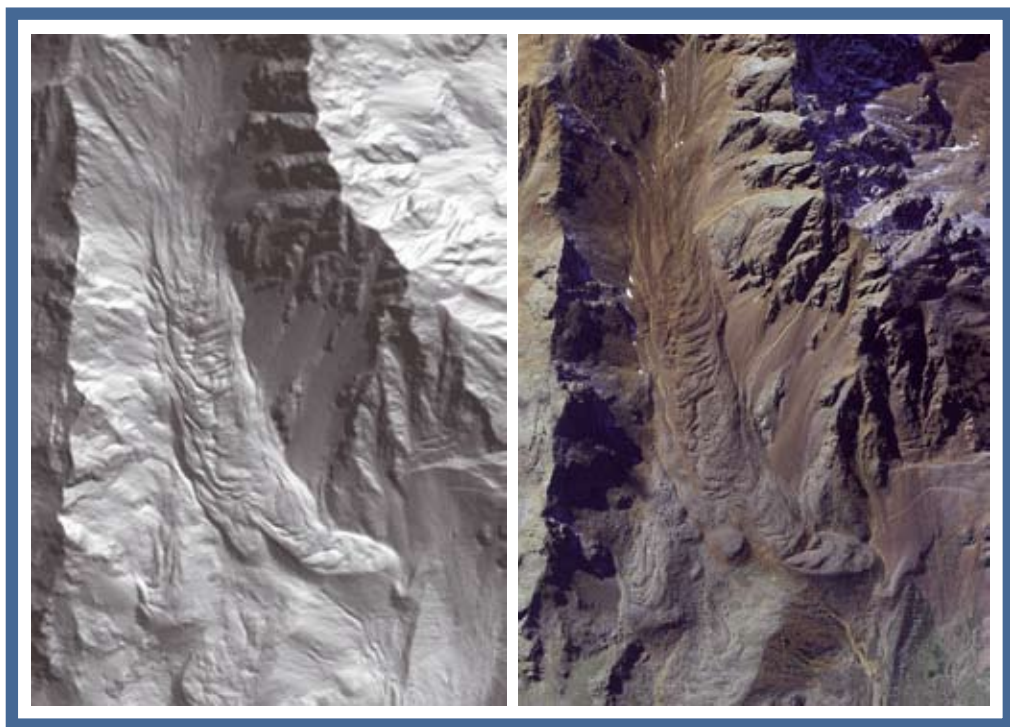


Fig. 4 - Confronto tra ortofoto e modello digitale del terreno ad alta risoluzione del rockglacier della Val d'Ultimo area campione 1 "Rossbänk". Il Lidar-DEM evidenzia tutte le peculiarità del rockglacier che possono essere cartografate con la massima precisione.

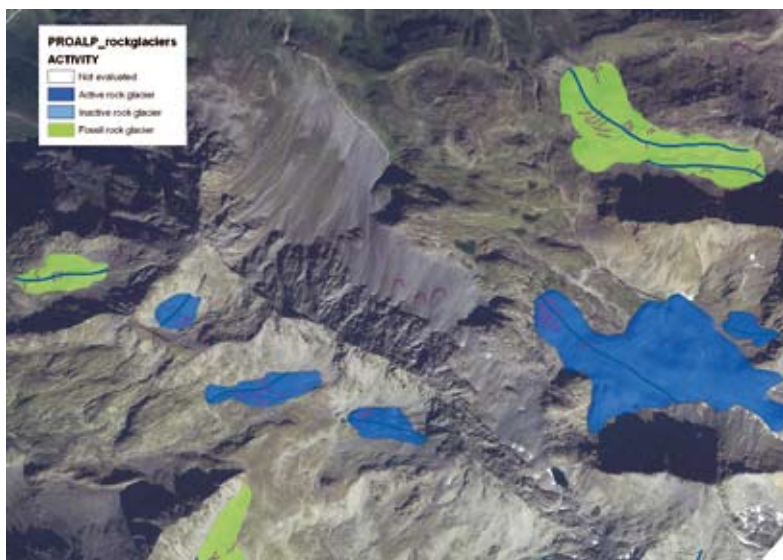


Fig. 5 - Rappresentazione cartografica del catasto dei rockglacier con la distinzione dello stato di attività.

ACQUISIZIONE DATI

Individuazione, delimitazione e creazione di un inventario dei rockglacier tramite Lidar-DEM e ortofoto

I rockglacier sono stati cartografati sulla base delle ortofoto e del hillshade ricavato dal modello digitale del terreno ad alta risoluzione (Lidar-DEM; Fig. 4) e raccolti in un inventario dall'Istituto di Geografia dell'Università di Innsbruck in collaborazione con Grid-IT GmbH e Abenis Alpinexpert srl.

La struttura ed il contenuto dell'inventario sono stati sviluppati prendendo spunto dalle banche dati già in uso presso l'Uffi-

cio geologia e prove materiali o pubblicati (IFFI Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, CARG Carta Geologica d'Italia, Burger 1999, Imhof 2000, Frauenfelder 1997, Baroni et. al 2004, Guglielmin & Smiraglia 1997). Una condizione fondamentale a cui l'inventario deve rispondere è la compatibilità con sistemi esistenti e la possibilità di essere esteso ai rockglaciers dell'intero Arco Alpino (Fig. 5 e tabella di Fig. 6).

Identificazione e delimitazione delle aree interessate da movimenti superficiali tramite DiffSAR

L'interferometria differenziale radar da satellite (DiffSAR) è un metodo speditivo

Fig. 6

Modello dati dell'inventario rockglacier			
Column Name	Data Format	Values / units	Description
RG_ID (primary Key)	Auto Value (unique)		Consecutive numbering of all rockglaciers
RG_ID_COMP	Long Integer		Consecutive numbering of complex rockglaciers
Shape	geometry		Geometry
Shape_Length	Double	[m]	length
Shape_Area	Double	[m ²]	area
material	Char (50)	0-nn 1-talus 2-morainic debris	Source of material
grain size	Integer	0-nn 1-coarse (>1 m) 2-finely granulated (<1 m)	grain size of the rockglaciers material
activity	Char (25)	0-nn 1-active 2-inactive 3-relict 4-active and in active	rockglaciers activity
interpretation	Integer	0-nn 1-orthofoto, stereo image 2-hillshade of LidarDEM 3-topographical map 4-DTM 5-field 6-foto 7-documentation 8-method combination	interpretation method for cartography of rockglaciers
source	Char (100)		citation of existing rockglaciers mapping
editor	Char (100)		name of editor
locName	Char (100)		local name of the rockglaciers site
altitude	Double	[m]	min. altitude of the rockglaciers front
exposit	Char (2)	N-Nord NE-North East E-East SE-South East S-South SW-South West W-West NW-North West	average exposition along the rockglacier's central flow line
genesis	Integer	0-nn 1-debris-covered glacier 2-ice-cored rockglacier 3-ice-cemented rockglacier	type of rock-glacier genesis
surfrel	Char (50)	0-nn 1-very well developed 2-sudued to well developed 3-no furrows and ridges	surface relief
form	Char (50)	0-nn 1-singular 2-complex	form type
RGshape	Char (50)	0-nn 1-lobate (width>=length) 2-tongue (length<=width) 3-spatulate (length<=width)	description of rockglacier shape
interstr	Char (50)	0-nn 1-interstitial ice 2-massive ice	internal structure
width	Double	[m]	max. width of rockglacier
length	Double	[m]	max. length of rockglacier part
length complex	Double	[m]	max. length of whole rockglacier
notes	Char (250)		description and observations by the editor

e affidabile per individuare e delimitare movimenti superficiali del terreno. Il suo utilizzo è indicato su terreni non coperti da vegetazione, è quindi vantaggioso nelle aree di alta montagna al di sopra di 2.000 m s.l.m.. Il suo impiego però è condizionato da fattori quali l'acclività, l'esposizione dei versanti e l'orbita, la velocità di rotazione e la configurazione del satellite.

Per ovviare a questi limiti si è proceduto ad un'accurata scelta dei parametri e dei tempi d'acquisizione (Mair et al. 2006, Zilger et al. 2006), tenendo conto della configurazione satellitare (ERS1, ERS2, JERS, ENVISAT, ALOS-PALSAR).

Prima di estendere le analisi a tutto il territorio provinciale sono stati eseguiti alcuni test su aree campione (Fig. 2 e 3).

L'elaborazione dei dati a microonde è stata effettuata da Teledata GeoConsult GmbH-srl con il software di GAMMA AG (CH), adattato alle esigenze specifiche del progetto.

Identificazione e delimitazione delle macchie di neve perenne dalle ortofoto

Le macchie di neve perenne, altro indicatore del permafrost, sono state cartografate dalle ortofoto degli anni 1996, 1999 e 2003. Sono stati ottenuti tre set di dati ognuno relativo ad un'annata delle ortofoto; questi dati mostrano l'evoluzione nel tempo delle superfici innestate (Fig. 7).

Rilievi sul campo e indagini geofisiche

In sette siti campione distribuiti sul territorio provinciale (Fig. 2 e 3) sono stati eseguiti i seguenti rilevamenti di dettaglio sul terreno: rilievi geomorfologici e sedimentologici, rilevamenti della geomorfodinamica recente con metodi geodetici terrestri (tacheometria, Fig. 8), misure puntuali delle temperature della superficie del suolo, degli strati più profondi del suolo e del manto nevoso durante l'inverno (Fig. 9). In alcuni siti sono state eseguite anche misure idrologiche, con idrometri e misurazioni puntuali, per determinare il deflusso delle acque dai rockglacier. Inoltre è stata misurata periodicamente la conducibilità elettrica

delle acque e sono state eseguite analisi chimiche.

Tra il 2006 e il 2008 è stata misurata la velocità di movimento della superficie dei rockglacier tramite DGPS e interferometria differenziale (Fig. 10 e Fig. 11).

La struttura interna dei rockglacier è stata analizzata con misure georadar (GSS SIR System 2000, multiple low frequency antenna; center frequency 35 MHz, constant antenna spacing in point mode; Fig 12).

RISULTATI E CONCLUSIONI

Il progetto ha portato alla localizzazione degli indicatori di permafrost (rockglacier e le macchie di neve perenne) sull'intero territorio provinciale. Questi dati costituiscono l'inventario PROALP dei fenomeni di permafrost e sono stati implementati nel sistema informativo provinciale. In Figura 5 e in Figura 7 vengono riportati rispettivamente un estratto del catasto dei rockglacier e delle carte delle macchie di neve perenne.

L'interferometria differenziale dai dati radar sia nella banda C (satellite ERS ed Envisat) che nella banda L (satellite JERS ed ALOS-PALSAR) da buoni risultati. I primi rilievi DiffSAR sulle aree campione danno risultati significativi, sebbene solo semi-quantitativi, sul movimento superficiale dei rockglacier.

Sovrapponendo i risultati ottenuti dall'interferometria radar DiffSAR al catasto dei rockglaciers si ottengono informazioni sull'eventuale attività (= movimenti) del fenomeno. L'approccio multi-temporale permette inoltre di monitorare l'evoluzione dei fenomeni studiati.

L'ordine di grandezza dei movimenti ricavati dall'interferometria corrisponde con quanto misurato con la tacheometria in sito; l'affidabilità e la congruenza del telerilevamento con le analisi in campagna è quindi provata.

Le misurazioni tacheometriche e GPS dei movimenti superficiali dei rockglacier hanno restituito risultati interessanti: il rockglacier Croda Rossa si muove con una velocità massima orizzontale di 23 cm/anno (Fig. 8), il rockglacier Lazaun con

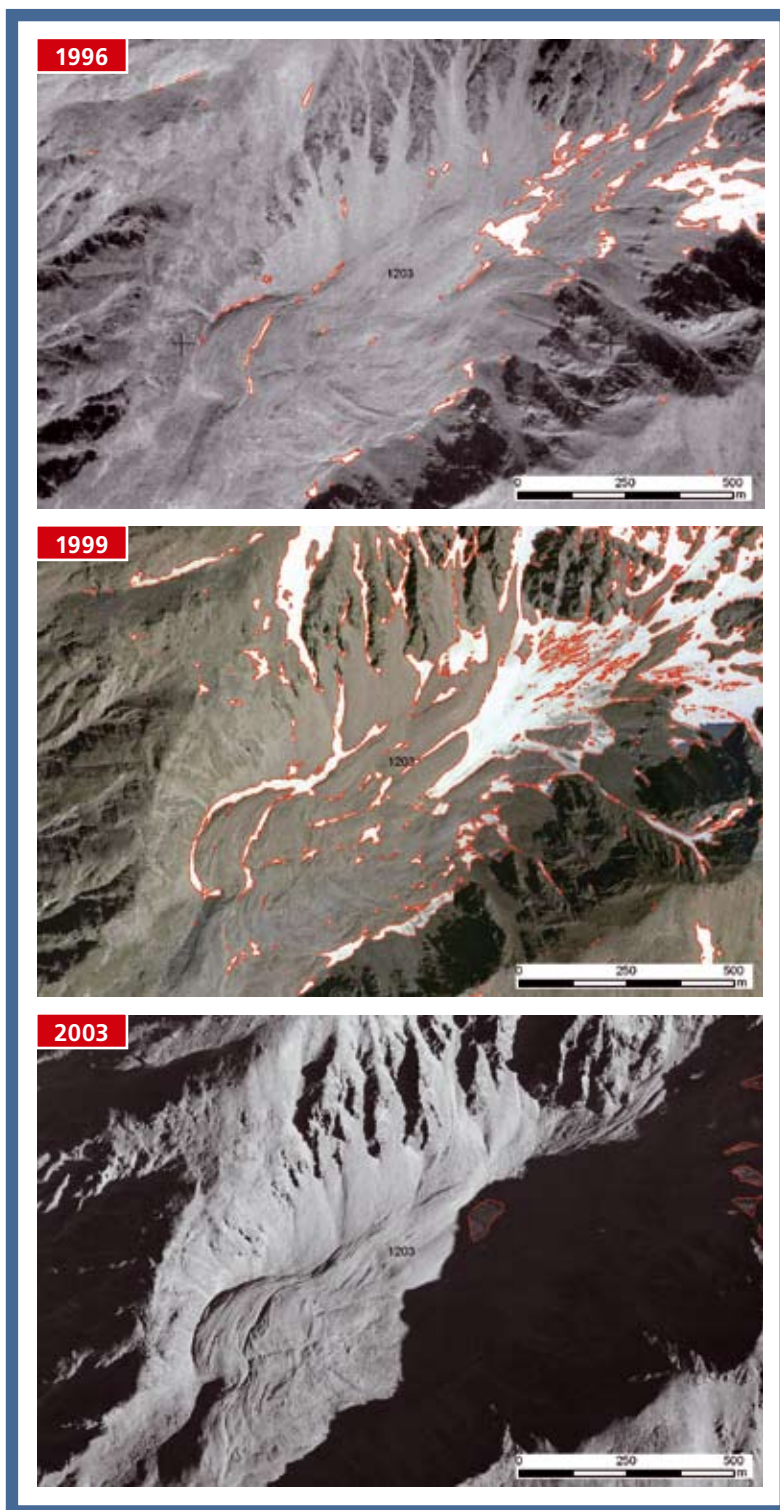


Fig. 7 - Delimitazione delle macchie di neve perenne della stessa area in diverse annate (riprese in autunno). Si può notare che alcune macchie di neve perenne persistono negli anni a differenza di altre.



Infrastrutture per il turismo invernale colpite dai fenomeni di disgelo del permafrost.

Fig. 8 - Misure GPS del movimento superficiale del rockglacier; area campione 4, Cadin di Croda Rossa, comune di Braies. La direzione delle frecce indica la direzione di movimento, il numero accanto alle frecce lo spostamento in centimetri; i colori delle frecce si riferiscono al periodo di misura; F è il punto fisso di riferimento (stazione tacheometrica).

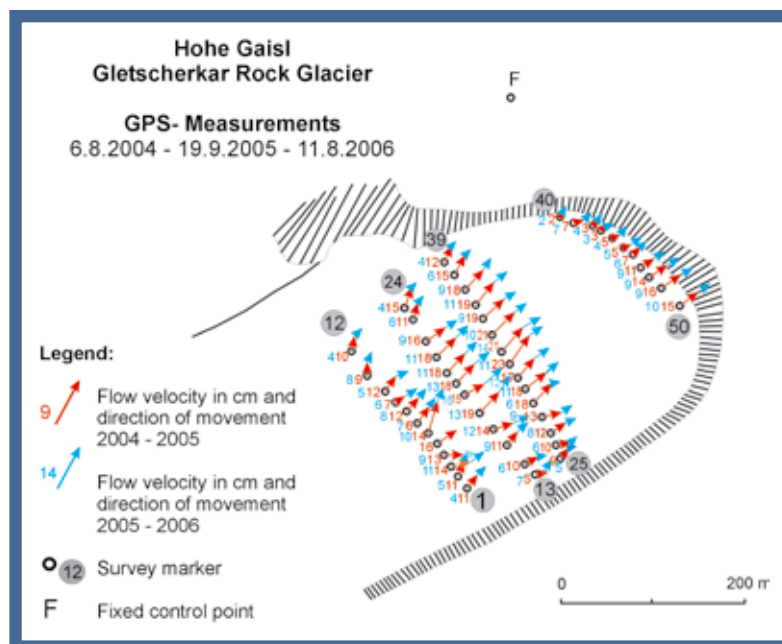
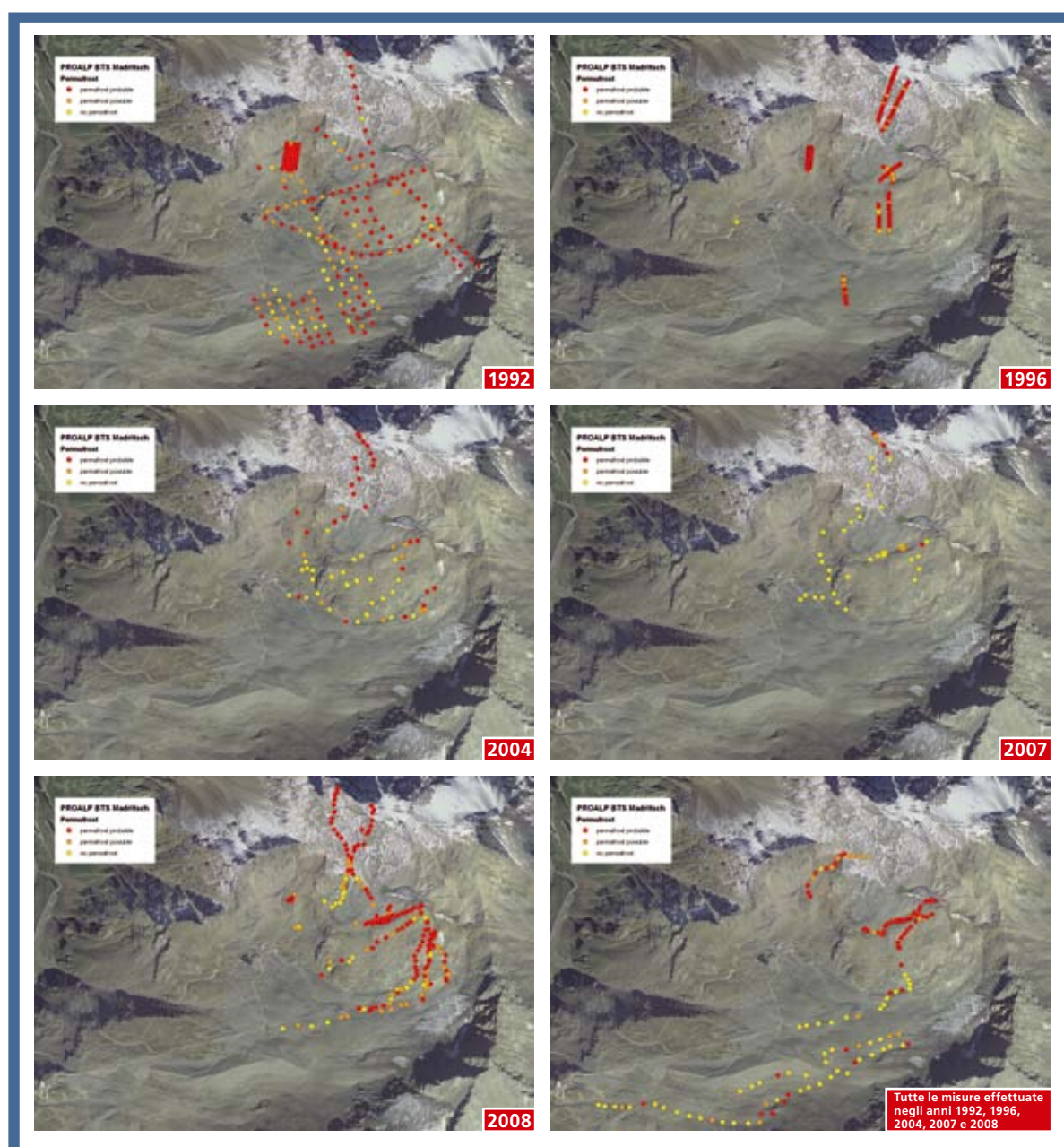
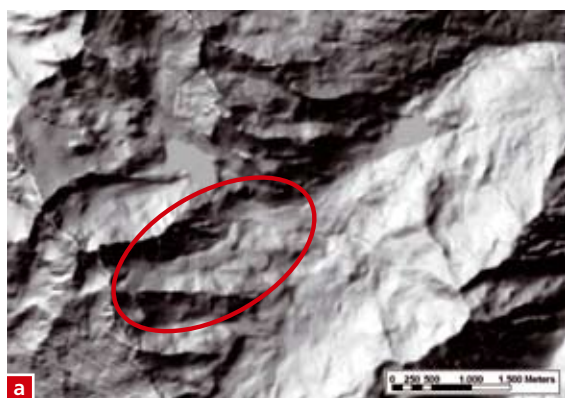


Fig. 9 - Misurazioni della temperatura alla base del manto nevoso (BTS), area campione 6 "Madriccio" in Val Solda.

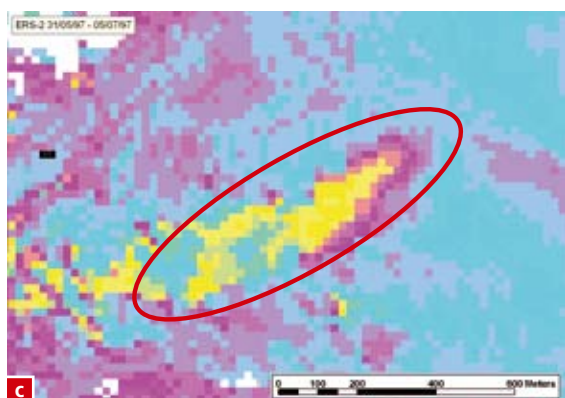




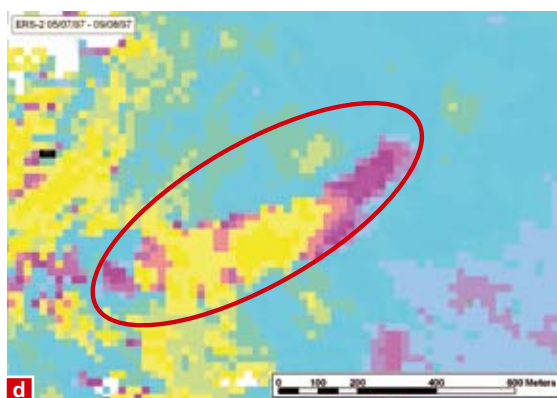
a DEM Val d'Ultimo. Cartografia di base: Provincia di Bolzano.



b Fotografia aerea. Val d'Ultimo. Cartografia di base: Provincia di Bolzano.



c ERS-2, periodo: 31/5/97 – 5/7/97 (35 giorni)



d ERS-2, periodo: 5/7/97 – 9/8/97 (35 giorni)

Fig. 10 - DEM a 20 m (a), ortofoto (b) e interferogrammi (c-d) dell'area campione 1 "Rossbänk", Val d'Ultimo, Provincia di Bolzano. I due interferogrammi sono stati ottenuti dal confronto di due scatti fatti a distanza di 35 giorni (periodo del satellite). I colori rivelano la misura della differenza di fase sullo stesso pixel (35X35 m) e indicano dunque un movimento superficiale.

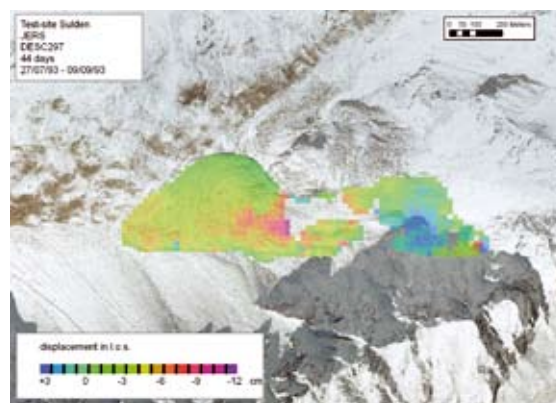
Sotto, misurazioni georadar, area campione 2 "Lazaun".



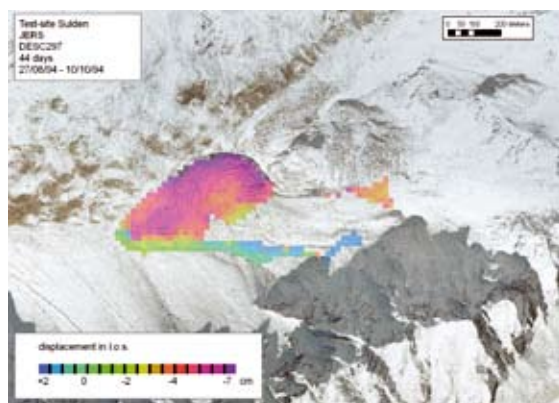
Fig. 11: Estratto dall'inventario delle aree soggette a movimenti superficiali, area campione 7 "Steinernes Meer", alta Val Solda.



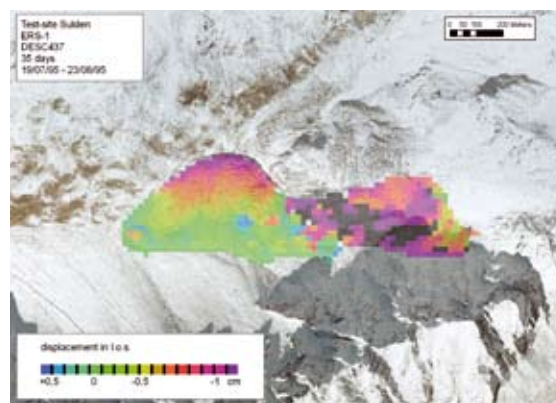
Ortofoto con delimitazione del rockglacier (Val Solda)



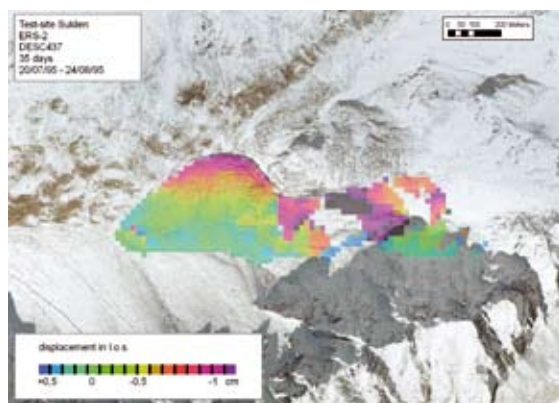
JERS: Movimenti registrati Luglio - Settembre 1993



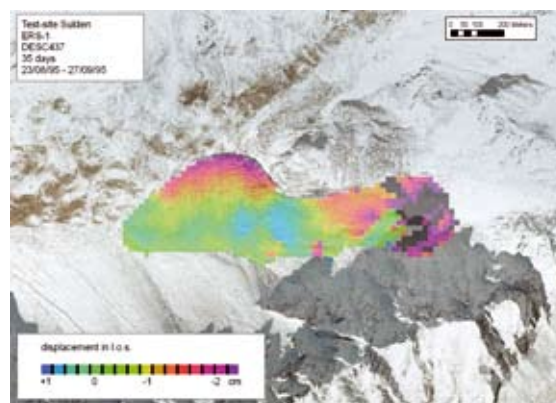
JERS: Movimenti registrati Agosto - Ottobre 1994



ERS-1: Movimenti registrati Luglio - Agosto 1995



ERS-2: Movimenti registrati Luglio - Agosto 1995



ERS-1: Movimenti registrati Agosto - Settembre 1995



Rockglacier
Croda Rossa,
area campione 4.

una velocità di 77 cm/anno, il rockglacier Murfreit con una velocità di 30 cm/anno e il rockglacier Rossbänk con una velocità di 41 cm/anno. I movimenti verticali si aggirano su valori massimi di -64 cm/anno (Rossbänk).

In figura 9 vengono presentate le misure della temperatura alla base del manto nevoso (BTS); si noti che le variazioni della temperatura nello spazio rispecchiano i cambiamenti topografici.

I rilievi geologici e geofisici eseguiti sulle aree campione hanno dato informazioni sulla struttura interna e sullo spessore dei rockglacier (Fig. 12). Lo spessore

del rockglacier "Croda Rossa" arriva al massimo a 25 m, il rockglacier "Lazaun" supera i 30 m e il rockglacier "Rossbänk" supera i 60 m.

L'inventario contiene, infine, informazioni di base su vasta scala che potranno essere utilizzate in futuro per investigazioni di dettaglio e per monitoraggi a lungo termine.

Le metodologie descritte saranno applicate ed approfondite in tutto l'arco alpino nell'ambito del progetto "PermaNET – Long-term Permafrost Monitoring Network" (programma comunitario Interreg IVB Spazio Alpino).

Nella Provincia di Bolzano sono state individuate alcune zone in cui il fenomeno di disgelo influisce sui processi di crollo e sul deflusso dei torrenti mettendo quindi a rischio tratti di strada sui passi ed infrastrutture per il turismo invernale.

È dunque evidente che questo tipo di fenomeno non può essere trascurato nella gestione del rischio in zone di alta montagna.

Ci si aspetta, infatti, che all'aumento delle temperature medie corrisponda un incremento dell'attività dei processi legati allo scioglimento del permafrost.

L'inventario, offrendo la possibilità di combinare i diversi indicatori e i diversi dati sul permafrost nel GIS, darà modo di individuare le zone critiche e permetterà di analizzare i dati necessari per elaborare i piani del pericolo idrogeologico e del rischio specifico, dai quali potranno essere poi decise le misure di salvaguardia come le opere di mitigazione e i piani di protezione civile.

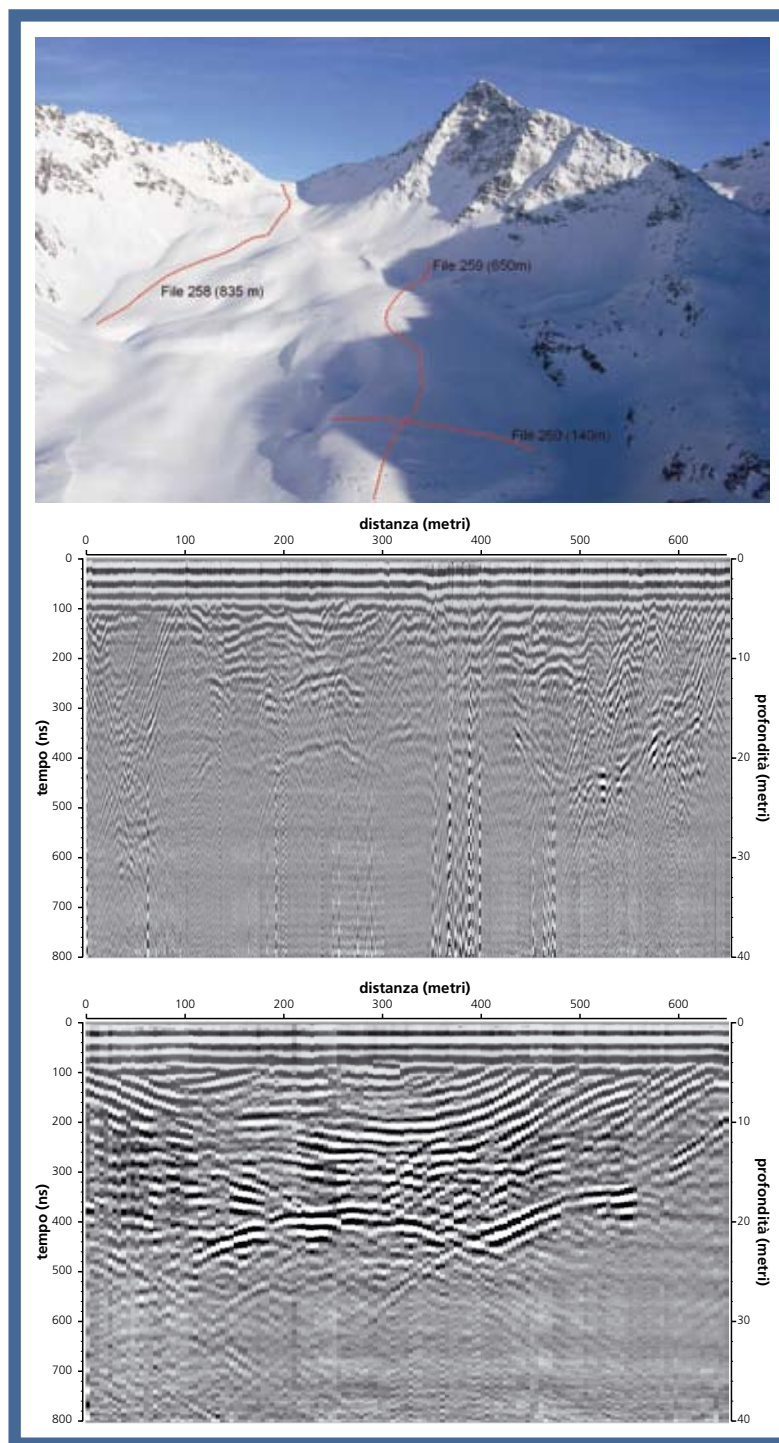


Fig. 12 - Strutture interne ai rockglaciers, immagine georadar, area campione 5 "Napfen", Valle di Riva.

Bibliografia

- Baroni, C.; Carton, A., Seppi, R. (2004): Distribution and Behaviour of Rockglaciers in the Adamello-Presanella Massif (Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*; 15, 243-259.
- Belitz, K., Mair, V., Marks, F., Zilger, J., Zischg, A., (2006): Mapping and Monitoring of Permafrost phenomena using Differential Interferometry: First results from test-sites in South Tyrol, Italy. *Geophysical Research Abstracts*, 8.
- Burger, K. C.; Degenhardt, J. J., Giardino, J. R. (1999): Engineering geomorphology of rockglaciers. *Geomorphology*, 31, 93-132.
- Frauenfelder, R. (1997): Permafrostuntersuchungen mit GIS. Unpublished Diploma Thesis. University of Zurich.
- Guglielmin, M., Smiraglia, C. (1998): The Rockglaciers Inventory of the Italian Alps. *Proceedings 7th International Permafrost Conference, Yellowknife*, 375-382.
- Imhof, M.; Pierrehumbert, G.; Haeberli, W., Kienholz, H. (2000): Permafrost Investigation in the Schilthorn Massif\ Bernese Alps\ Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*; 11, 189-206.
- Krainer, K.; Lang, K. (2007): Active rockglaciers at Hohe Gaisl (Eastern Dolomites). *GeoAlp*, 4, 127-131.
- Mair, V., Marks, F., Zilger, J., and Zischg, A. (2006): Rilevamento e monitoraggio dei fenomeni permafrost sulla base di interferometria differenziale. *Proceedings ASITA 2006*.
- Mair, V., Zischg, A., Stötter, J., Krainer, K., Zilger, J., Belitz, K., Schenk, A., Damm, B., Bucher, K. (2008): PROALP - Mapping and monitoring of permafrost phenomena in the Autonomous Province of Bolzano, Italy. *Geophysical Research Abstracts*, 10.
- Zilger, J., Marks, F., Mair, V., Belitz, K., Zischg, A. (2006): PROALP – Kartierung und Überwachung von Permafrost-Phänomenen in den Alpen mit Hilfe Differentieller Radar-Interferometrie. In: J. Strobl, T. Blaschke, and G.
- Griesebner (eds.): *Angewandte Geoinformatik 2006. Beiträge zum 18. AGIT-Symposium Salzburg*. Heidelberg, 783-792.

ATTIVITA' DI FORMAZIONE AINEVA PER UTENZE SPECIALIZZATE CORSI AINEVA LIVELLI 2A E 2 PC

Si sono svolti in Trentino tra marzo e maggio 2008, con la collaborazione della Scuola Alpina della Guardia di Finanza di Predazzo, tre corsi AINEVA programmati nell'ambito della convenzione biennale siglata con la Provincia Autonoma di Trento per la definizione di indirizzi metodologici finalizzati alla gestione di procedure di protezione civile e per la formazione approfondita dei Commissari Locale Valanghe. I primi due corsi, entrambi per "Osservatore nivologico", si sono tenuti presso le strutture della Caserma Cimon-Colbricon del Passo Rolle, nei periodi 3-7 marzo e 31 marzo - 4 aprile 2008. In entrambe le occasioni la frequentazione dei corsi è stata numerosa, con un totale di 30 allievi nel primo corso e di 27 nel secondo, in misura equamente distribuita tra Commissari valanghe e Finanziari.

I corsi hanno ricalcato piuttosto fedelmente i programmi dei tradizionali moduli 2a, mediante lo svolgimento di lezioni teoriche e pratiche tenute sia da personale tecnico appartenente agli Uffici Valanghe AINEVA sia da sottoufficiali istruttori della Guardia di Finanza. Il programma è stato integrato da lezioni sull'attività della Protezione Civile della PAT. Per le lezioni in campo aperto

ed in particolare per l'effettuazione delle prove penetrometriche e stratigrafiche ci si è avvalsi anche dell'eccellente apporto di tecnici locali. L'innevamento ottimale - rimpinguato da una fitta ed abbondante nevicata durante il secondo corso - unito ad una notevole variabilità delle condizioni meteo-climatiche, hanno permesso ai partecipanti di iniziare o approfondire la conoscenza di gran parte dei tipi e sottotipi di cristalli riconosciuti nella classificazione internazionale attualmente in uso. Le prove pratiche sono state effettuate su entrambi i versanti dell'insellatura del Passo, vale a dire sui dolci declivi sottostanti il gruppo delle Pale di San Martino e del Colbricon. Nel periodo 26-29 maggio si è invece svolto al Passo del Tonale il corso 2 pc "Gestione delle problematiche valanghive di protezione civile". Il corso ha visto la partecipazione di soggetti appartenenti ad alcune tra le più attive CLV della Provincia di Trento, per un totale di 17 iscritti. Ad essi si sono aggiunti due tecnici del Centro Funzionale regionale della Protezione Civile del Molise. Le lezioni teoriche hanno riguardato la meteorologia alpina alla scala regionale, la redazione e l'interpretazione dei bollettini valanghe, le opere di difesa dalle valanghe, il distacco artificiale nonché aspetti giuridici salienti connessi con la funzione di Commissario Locale valanghe. I maggiori approfondimenti hanno riguardato i rapporti esi-

stenti tra innnevamento e pericolo locale di valanghe, con specifici focus inerenti il funzionamento delle reti di monitoraggio meteorologico, l'utilizzo del dato in rapporto al pericolo di valanghe, la valutazione della stabilità del manto nevoso sino ad arrivare alla stesura di piani di protezione civile. Sono stati infine illustrati numerosi casi di incidenti da valanga in diversi ambienti fisici e regioni climatiche delle Alpi italiane. Le lezioni sono state integrate da due uscite sul terreno. Nel pomeriggio di mercoledì 26, è stata effettuata una visita al sovrastante ghiacciaio del Presena - ancora abbondantemente innevato - dove sono state evidenziate le numerose problematiche esistenti relativamente agli impianti di risalita ed ai tracciati sciistici e sci-alpinistici; successivamente è stata visitata la Valbiolo - dove sono presenti alcune tipologie di opere di difesa attiva e passiva a protezione di piste ed impianti di risalita. Nella mattinata di giovedì 27, nonostante un moderato maltempo, è stato visitato il cantiere in opera relativo alla galleria paravalanghe in costruzione sulla SS 42 poco a valle del passo; successivamente ci si è recati in Val di Pejo, dove sono state analizzate le problematiche relative a numerose valanghe che interessano parte dei nuclei abitati ubicati in fondovalle. È stato infine illustrato dettagliatamente il Piano di Protezione Civile del comune di Cogolo.

Massimiliano Fazzini

Università di Ferrara

Direttore dei corsi

CORSI AINEVA-CAI MODULI 2C/D EDIZIONE 2008

Dopo la recente esperienza di Bormio, è stato un piacere della Regione Autonoma Valle d'Aosta ospitare l'istituzionale corso AINEVA-CAI Mod. 2c-2d per direttore delle operazioni e responsabile della sicurezza.

Pamela Tosa

Ufficio Neve e Valanghe di Aosta



ABSTRACT

AVERAGE SNOWCOVER DENSITY VALUES IN THE VENETO MOUNTAIN

M. Valt and R. Zasso

Snowcover density values are used in many areas of engineering and hydrology, for example to calculate the dimensions

of building roofs, design avalanche barriers and estimate snow water resources in mountain basins at high altitude. Local avalanche warning services manage snow cover monitoring networks that are evenly distributed in the mountain territory, with very frequent sampling times. In the

present work, using the figures from the database of the ARPAV Avalanche Centre of Arabba, including 15 years of stratigraphic measurements, it was possible to find some characteristic density values of the snowcover for the area of Prealps and Veneto Dolomites (Eastern Alps). More than

3,500 snow profiles were analysed, from which several typical values as for geographical area, altitude, exposure, snowcover depth and season were obtained. A comparison between the values attained and those established by current laws was also carried out. Last but not least, experts tried

to verify the possible correlations between the seasonal variations of average density and variations of recent snowfall rates in the Veneto mountains.

SNOWCOVER PROPERTIES USING DATA FROM SNOW AND WEATHER STATIONS

P. Scotton, S. Raffaelli and L. Viel

The aim of the present work is to evaluate the possibility to describe and predict snowcover properties, and particularly temperature distribution within the snowcover, based on the data gathered from snow and weather monitoring stations managed by Provincia di Trento. This is an important topic when considering the necessity to enhance methods for forecasting avalanche releases, which greatly depend upon the metamorphisms taking place inside the snowcover. Also important is the possibility to define the limits of the measurements that are currently available for the aforesaid purposes. This article describes the physical phenomena that contribute to the snowcover evolution: heat transmission within the snowcover; the processes that regulate the settlement of the multiphase porous medium; the interaction processes of snowcover with atmosphere and ground. In addition to the data collected from the snow and weather stations of the Tonale Pass and Presena hut, a campaign of in-situ measurement was carried out in collaboration with the Trento province engineers. The description of snowcover evolution was carried out using the Snterm code developed by the Cold Regions Research and Engineering Laboratory of the US Army Corps of Engineers. The use of the model showed, despite the numerous difficulties encountered, how a proper simulation of the snowcover behaviour is possible, at least in merely winter and spring conditions. The application limits seem to be more associated with the possibility to correctly define contour conditions, rather than the simulation of the physical processes involved.

SNOW, AVALANCHES AND FORESTS: AN ISSUE STILL TO BE DISCOVERED

The influence of forest on the snowcover dynamics and stability

S. Letey, D. Viglietti, M. Freppaz, R. Motta and A. Zischg

Avalanche disturbances are important

processes in many forested ecosystems, influencing the tree composition and distribution. Avalanche disturbances typically result in forest communities that are characterized by small trees, shade intolerant species and low stem density. At the same time, forests can affect the likelihood of avalanches release and can thus protect large areas of human settlements and infrastructures. A major issue is that the degree to which forests serve this function varies with stand structure. During winter 2003/2004 a monitoring of the snowpack evolution and characteristics within forested areas was initiated, aiming to increase the knowledge on the complex relationship between forest and snowpack, which at present is not well established. Starting from 2005, a dedicated research was born in order to detect and analyze avalanches being released within forested areas, by comparing the site characteristics with nearby forested areas at the same altitude, exposition and slope, but in which avalanches did not occur (controls). The resulting data were used to evaluate the minimum requirements that a forested area must meet, with given site characteristics and meteo-nivological conditions (provided by the snow and avalanche bulletin), in order to supply the protective function with respect to avalanche release. By increasing the current data-base, it might be possible to relate the effectiveness in the reduction of the degree of snowpack instability with the forest characteristics. As a result, and with the due caution, we might in some cases be able to prefer suitable silvicultural management practices to traditional defensive works.

SNOWPACK EVOLUTION ON GLACIERS UNDER DIFFERENT METEOROLOGICAL CONDITIONS

The Indren Glacier example

M. Maggioni, M. Freppaz, P. Piccini, E. Squinobal, H. Jaccoud and S. Gandino

Snowpack evolution was studied on the Indren glacier (North-western Alps, Italy) under different meteorological conditions: in winter 2002-2003, rich of snow from the beginning of the season, and in winter 2005-2006, poor of snow until February. Periodical snow profiles were made to measure physical properties of snow, while data-loggers measured the snow/

ice interface temperature. Moreover, in winter 2002-2003, the influence on the snowpack evolution of an artificial increase in the snow density was evaluated. From these two winter seasons, it appears that a deep snow cover is able to maintain the snow/ice temperature around - 5 °C until the snow cover reaches isothermal conditions, whereas, during winter 2005-2006, the small amount of snow did not allow basal temperature to reach an equilibrium value and the temperature oscillated between - 2 and - 8 °C. The altered snow density had no effect on the snow/ice interface temperature, whereas it caused a delay in the time of reaching isothermal conditions, thus allowing snow cover on the glacier to persist longer.

WITHDRAWAL OF GLACIERS AND EFFECTS OF SHEET COVERING

A. Fischer

In the last decades, and particularly in the last ten years, Austrian glaciers have been steadily losing their mass, with resulting reduction of both surface extent and thickness. All that can have a major impact on the infrastructures present on glaciers or next to these, such as ski-lifts or ski runs. The use of sheets to cover glaciers in so-called 'crucial areas', i.e. ski areas on glaciers particularly prone to withdrawal, greatly reduces ice melting. The surfaces covered with special sheets generally range from only a few square metres to an area corresponding to a football pitch. On average, the use of a sheet allows for a reduction of 2/3 of ice melting, which means that, provided there is sufficient winter snow, the same ice thickness can be preserved, or even increased.

PROALP – DETECTION AND MONITORING OF PERMAFROST PHENOMENA Experiences from Provincia di Bolzano

V. Mair, A. Zischg, K. Krainer, J. Stötter, K. Belitz, A. Schenk, B. Damm, H. Klein-dienst, K. Bucher, K. Lang, S. Tagnin and M. Munari

Permafrost is highly sensitive to changes of the climatic conditions. During the last summers, increasing intensities and higher frequencies of both rock fall and debris flow processes have been observed throughout the Alps. In 2005, the authorities responsible for

natural hazards and risk management in the Autonomous Province of Bolzano started a project which aims at monitoring the impact of environmental changes on mountain permafrost areas and gains to develop an information basis for the assessment of natural hazards related to the permafrost zones. In this project, different methods of permafrost detection and mapping were combined.

For the whole territory an inventory of rockglaciers was compiled on the basis of information derived from orthophotos, stereo pairs of aerial photos and the laserscan DEM.

Multi-temporal analyses were used to derive an inventory of perennial snow patches from orthophotos and to establish an inventory of slope movements in mountain permafrost areas by means of SAR interferometry (DiffSAR) using spaceborne C- and L-band data starting from 1993 until 2007.

Additionally to the regional investigations, detailed geophysical, hydrological (water temperature, electrical conductivity, discharge), geochemical and morphological measurements were carried out in five specific test-sites.

At one test-site BTS-measurements, which originally started in 1994 were repeated annually. On specific rockglaciers, georadar measurements provided information on the internal structure and thickness of active rockglaciers.

Surface flow velocities of rockglaciers were measured by using the differential GPS technique.

The high precision terrestrial survey results were compared with the results of the DiffSAR slope movement measurements. The combination of detailed investigations in a local scale with regional-scale mapping methods allowed for a cross-validation of the various approaches and, in a further step, an extrapolation of geomorphologic characteristics of different test-sites to the entire region.

Due to the multi-temporal approaches a basis for the characteristics of developments in permafrost areas due to changing environmental conditions was built up, e.g. for slope movements since the mid 1990ies.

The datasets provide a valuable basis for decision-making in risk management regarding permafrost related processes.

UOMINI & TECNOLOGIE PER IL MONITORAGGIO AMBIENTALE



Traccia.com

Raccogliere dati dal territorio in modo costante e preciso. Trasmetterli in tempo reale. Elaborarli con potenti software. Archivarli con efficacia e sicurezza. È questo che fa un sistema di monitoraggio efficiente, necessario per la sicurezza di tutti. **È questo che fanno i sistemi CAE, anche nelle condizioni più critiche.**

 **CAE**
monitoring your world.

SISTEMI E SOLUZIONI PER IL MONITORAGGIO IDROMETEOROLOGICO

Via Colunga, 20 - 40068 - San Lazzaro di Savena (BO) - Italy - www.cae.it sales@cae.it - tel. +39 051 4992 711 fax +39 051 4992 709