

L'inverno 2003-2004 sulla montagna veneta

L'incidente in valanga del Monte Cimone

Valanghe sul Gran Sasso

Il radar di Monte Macaion

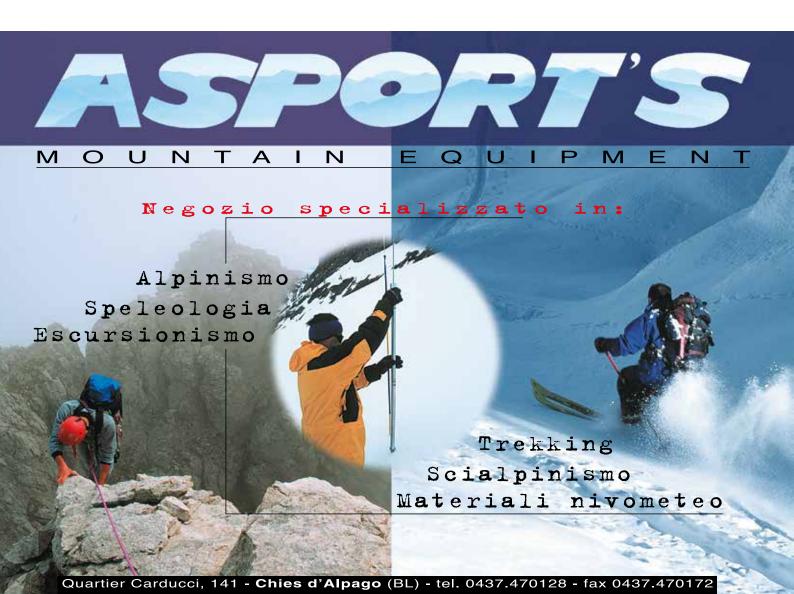
Rilievi Georadar e GPS sul Ghiacciaio di Valtournenche

Analisi chimica di ghiaccio e acqua sull Marmolada





www.aineva.it





### Indirizzi e numeri telefonici dei Servizi Valanghe A.I.NE.VA. dell'Arco Alpino Italiano

REGIONE PIEMONTE
ARPA-Piemonte
Settore Meteoidrografico e Reti di Monitoraggio
Cso Unione Sovietica, 216 - 10134 Torino
Tel. 011 3168203 - Fax 3181709
e-mail: meteoidro@regione.piemonte.it
Bollettino Nivometeorologico:
Tel. 011 3185555
http://www.regione.piemonte.it/meteo
Televideo RAI 3 pagine 536 e 537

REGIONE AUTONOMA
VALLE D'AOSTA
Assessorato Agricoltura, Risorse Naturali e
Protezione Civile
Direz.Prot.Civile - Ufficio Valanghe
Reg. Aeroporto 7/A -11020 Saint Christophe AO
Tel. 0165 776301 Fax 0165 776302
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0165 776300
http://www.notes2.regione.vda.it/
DBWeb/bollnivometeo.nsf
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 NUMERO VERDE 8488 37077
Fax polling 0342 901521
e-mail: nivometeo@libero.it
Televideo RAI 3 pagina 517

PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO Ufficio Neve, Valanghe e meteorologia Galleria dei Legionari 5 - 38100 Trento Tel. 0461 494877 - Fax 0461 238309 Bollettino Nivometeo 0461 238939 Self-fax 0461 237089 http://www.provincia.tn.it/meteo e-mail: meteotrentino@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
Hydro@provincia.bz.it
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0471 270555
Tel. 0471 271177 anche self fax
http://www.provincia.bz.it/valanghe
Televideo RAI 3 pagine 429 e 529

REGIONE DEL VENETO
ARPA-Veneto Centro Valanghe di Arabba
Via Pradat 5 - 32020 Arabba BL
Tel. 0436 755711 - Fax 0436 79319
Bollettino Nivometeo 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
Ufficio Valanghe
C/o Direzione Regionale delle Foreste
Via Cotonificio 127 - 33100 Udine
Tel. 0432 555877
Fax 0432 485782
Bollettino Nivometeorologico
NUMERO VERDE 800 860377 (in voce e self fax)
http://www.regione.fvg.it/meteo/valanghe.htm
e-mail: neve.valanghe@regione.fvg.it

Sede A.I.NE.VA. Vicolo dell'Adige, 18 38100 TRENTO Tel. 0461 230305 - Fax 0461 232225 http://www.aineva.it e-mail: aineva@aineva.it

Periodico associato all'USPI Unione Stampa Periodica Italiana 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 Mon-
- tane
- •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 attrezzatureper il soccorso, operanti nel
- campo della protezione e prevenzione delle valanghe.

# e Valanghe

Meteorologia alpina, Glaciologia, Prevenzione e Sicurezza in montagna

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 2004: Euro 15,50
da versare sul c/c postale n. 14595383
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, Paolo TURCOTTI

Comitato scientifico editoriale:

Cristoforo CUGNOD, Giorgio TECILLA, Stefano BOVO, Alberto LUCHETTA, 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: Lodovico Mottarella,
Alfredo Praolini: 7, 11, 15, 36, 42, 43
Uff. Valanghe Veneto: 8, 9, 10, 13
Pinuccio D'Aquila: 21
Massimo Pecci: 20, 32, 33
Stefano Monopoli: 28, 29, 30 (alto)
Giancarlo De Sisti: 30
Stefano Benato: 48, 50, 51, 52, 53, 55, 56, 57, 58
Viganò Alfio: 45, 46
SAER Emilia Romagna: 18, 19
Fabio Tinelli Roncalli: 16
Lodovico Mottarella: 1, 2, 4, 35, 49
Meteotrentino: 34, 38

### Hanno collaborato a questo numero:

Elena Barbera, Nadia Preghenella, Rosanna Turcato, Stefania Del Barba, Serena Mottarella, Pietro Del Barba, Fabio Gheser, Paolo Turcotti, Mauro Valt, Giuseppe Stauder.

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

### Sommario

agosto 2004 numero 52



FINALMENTE NEVE - La stagione invernale 2003-2004 sulla montagna veneta di M. Valt, A. Cagnati



### VALANGHE SUL GRAN SASSO D'ITALIA

di G. De Sisti, S. Monopoli, M. Pecci





MARMOLADA: analisi chimica

di acqua e ghiaccio

di C. Dossi, A. Viganò, S. Martin,

D. Monticelli, A. Pozzi, U. Mattana

GHIACCIAIO DI VALTOURNENCHE: campagna di rilevi con Georadar e GPS di S. Benato

3 Neve

I dati forniti dagli abbonati e dagli inserzionisti vengono utilizzati esclusivamente per l'invio della presente pubblicazione (L.31.12.96 n.675 e successive integrazioni).



### EDITORIALE

uesto numero di Neve e Valanghe presenta, come è nostro stile, apporti eterogenei.

In particolare essi sono dedicati ai ghiacciai, con un articolo del Dott. Stefano Benato dell'Università degli Studi di Torino riguardante una campagna di rilievi con Georadar e GPS sul Ghiacciaio di Valtournanche, ed uno sull'analisi chimica di acqua e ghiaccio sul Ghiacciaio della Marmolada redatto da un team di ricercatori dell'Università di Como e Padova.

Un interessante articolo di Marco Borga, Carlo Dal Piaz, Marta Pendesini e Mauro Tollardo dei Centri Meteo di Bolzano e Trento ci informa sul nuovo radar meteorologico che è stato installato sul Monte Macaion, mentre Giancarlo De Sisti, Stefano Monopoli e Massimo Pecci dell'Università di Roma Tre ci informano su una ricerca sulle valanghe dell'inverno 2002-2003 sul Gran Sasso d'Italia e in particolare riguardante analisi delle condizioni meteoclimatiche e implicazioni dell'assetto geomorfologico.

I colleghi del Centro Valanghe di Arabba Mauro Valt e Anselmo Cagnati trattano invece una relazione riguardante la stagione invernale 2003-2004 sulla montagna veneta, finalmente abbondante di neve.

Un articolo particolare riguarda l'esperienza che ha fatto all'inizio di gennaio 2004 al Monte Cimone un allievo del corso di "Autosoccorso in valanga" organizzato dal Servizio Valanghe del Club Alpino Italiano, coinvolto come soccorritore in un tragico incidente da valanga. Emozioni immediate ed anche magari piuttosto interiori, ma anche concreta razionalità, portano a sentirci coinvolti in un certo qual modo direttamente nell'incidente.

Buona lettura.

Il Direttore Responsabile Giovanni Peretti



## FINALMENTE

### La stagione invernale 2003-2004 sulla montagna veneta



### Mauro Valt e Anselmo Cagnati

ARPAV Centro Valanghe di Arabba Via Pradat 5, 32020 ARABBA (BL) e-mail: cva@arpa.veneto.it

Dopo molte stagioni invernali carenti di precipitazioni nevose (1988 – 2003), è seguito un inverno particolarmente nevoso in quota, nei fondovalle dolomitici e nella fascia prealpina del Nord- Est dell'Italia (Veneto).

Gli apporti di neve fresca misurati a 2100 m e a 1200 m nelle Dolomiti sono stati fra i maggiori registrati dal 1928 ad oggi, evidenziati anche con l'elaborazione di un

apposito indice dimensionale SAI (Standardized Anomaly Index). Nelle Prealpi Venete, dove si dispone di serie storiche più corte, le altezze di neve al suolo sono state le maggiori osservate dal 1990.

La stagione invernale 2003-2004 è stata ancora caratterizzata da una scarsità di precipitazioni nel mese di gennaio, come ormai accade dal 1988.

### **INTRODUZIONE**

Recenti lavori hanno evidenziato, negli ultimi decenni, una generale diminuzione delle precipitazioni invernali su tutto l'arco alpino meridionale (Cacciamani e al., 2001, Quadrelli e al., 2001) ed in particolare di quelle nevose sia nel settore occidentale, come in Valle d'Aosta (Mercalli e al., 2003), che in quello orientale (Fazzini e Gaddo, 2003). Nelle Dolomiti, nel periodo 1988-2003, le precipitazioni nevose sono state inferiori del 28% rispetto

alla media calcolata nel periodo 1971-2000 (Valt e Cagnati, 2004). Tuttavia, la stagione invernale 2003-2004, ha segnato una netta interruzione di tendenza e si è rivelata essere una delle più nevose degli ultimi 80 anni. Nel presente articolo vengono presi in esame i dati di precipitazione nevosa e di neve al suolo di alcune località delle Dolomiti e delle Prealpi Venete per tracciare un primo bilancio dell'inverno 2003-2004 e per vedere come esso si colloca nella storia climatica recente.

### LE STAZIONI

Per le Dolomiti sono stati presi in esame i valori di neve fresca caduta nelle varie stagioni invernali nelle stazioni di Falcade (1150 m), Cortina d'Ampezzo (1200 m), Arabba (1630 m), Lago di Cavia (2100 m), dati peraltro già presentati in altri lavori (Valt e Cagnati, 2004) e i dati della stazione di Belluno (396 m). Per le Prealpi Venete sono stati analizzati i dati delle stazioni nivometeorologiche di Monte Lisser, ubicata nel settore



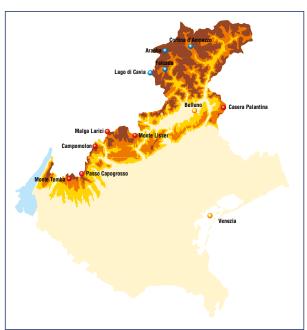
orientale dell'Altipiano di Asiago, in Comune di Enego a 1428 m di quota e di Campomolon ubicata nel settore occidentale dell'Altipiano in Comune di Arsiero a 1735 m di quota. Inoltre, sono stati presi in considerazione anche i dati di altezza neve delle stazioni di Casera Palantina (Prealpi Bellunesi- Alpago), Malga Larici e Passo Campogrosso (Prealpi Vicentine) e Monte Tomba (Prealpi Veronesi) (Fig.1).

### **ELABORAZIONI** EFFETTUATE

La disponibilità di dati relativi alla neve e di serie storiche sufficientemente lunghe, corrette e affidabili, è un problema non solo dell'area dolomitica, ma in generale di tutto l'arco alpino. Per le poche località in quota

dove esistono sistemi di rileva-Fig.1







mento da lungo tempo spesso i dati sono disponibili con un certo ritardo rispetto alla conclusione della stagione invernale (completo scioglimento del manto nevoso).

I dati relativi al cumulo di neve fresca mensile sono il risultato della sommatoria dei singoli valori giornalieri rilevati di norma alle ore 8.00 di ciascun giorno (Cagnati, 2003). In tutti i grafici e le tabelle del presente lavoro l'anno di riferimento è l'anno idrologico (ad esempio il 2003 indica il in periodo che inizia dal 1 ottobre 2002 e termina il 30 settembre 2003).

Tuttavia, per i raffronti, sono state considerate le sole precipitazioni nevose relative al periodo ottobre - maggio. Per alcune stazioni, i valori mensili e stagionali erano riassunti già in tabelle nelle pubblicazioni consultate, per altre sono state effettuate le varie sommatorie partendo dai valori giornalieri.

Per caratterizzare i diversi andamenti delle serie storiche considerate, è stato calcolato il valore medio nel trentennio di riferimento 1971-2000 (come stabilito dal WMO, Climate Normals, CLINO, nota tecnica 847) e sono stati calcolati gli scarti da questo valore medio.

In particolare, per definire gli eventi estremi o rari è stato determinato il 0.10 e il 0.90 percentile rispetto al trentennio di riferimento. Gli scarti medi che si collocano oltre tali soglie sono stati considerati eventi rari (IPCC, 2001). Sono stati considerati come valori rientranti nella variabilità media quelli situati fra il 1 e il 3 quartile (25% e 75%). Gli scarti medi che si collocano all'interno del 1 quartile e del 3 quartile, fino al 0.10 e 0.90 percentile, sono stati definiti eventi al di fuori della norma. Diversi autori utilizzano soglie differenti e metodi statistici più evoluti per analizzare i dati relativi alle precipitazioni e alle temperature, ma è stato utilizzato questo metodo di caratterizzazione per la sua semplicità.

Per evidenziare l'evoluzione climatica a livello regionale mediante un'unica serie, è stato utilizzato l'indice adimensionale SAI (Standardized Anomaly Index) (Giuffrida e Conte, 1989) che esprime le anomalie, della grandezza studiata, attraverso il contributo dei valori medi annuali o stagionali delle singole stazioni. Un indice annuale di anomalia pari a 0 indica un anno in linea con la media di riferimento, un valore di anomalia positivo o negativo indica rispettivamente un eccesso o un deficit più o meno elevati rispetto al valore normale (Mercalli e al., 2003).

Purtroppo, nel presente lavoro, il numero di serie utilizzato per la determinazione del SAI varia nel corso dei periodi considerati: per quanto riguarda il cumulo di neve fresca dal 1930 al 1949 sono disponibili i soli dati delle stazioni di Falcade e Cortina d'Ampezzo, dal 1950 si aggiungono anche i dati della stazione di Lago di Cavia e dal 1972 Arabba e Belluno.

### LA STAGIONE INVERNALE 2004 NELLE DOLOMITI

La stagione invernale è stata molto nevosa in quota, come la stagione invernale 2001, ma anche nei fondovalle come non accadeva da molti anni.

Nelle località di Falcade e Cortina d'Ampezzo, gli ultimi 15 anni sono stati caratterizzati da quantitativi di neve fresca inferiori rispetto al valore medio calcolato sul periodo di riferimento climatico (1971 – 2000), ad eccezione dell' inverno 1991 per Falcade. Nella stagione 2004 sono stati misurati 554 cm di neve fresca a Falcade (313 cm il valore medio 1971-2000), quarto inverno più nevoso dal 1923, dopo il 1951 con 1150 cm, il 1978 con 676 cm

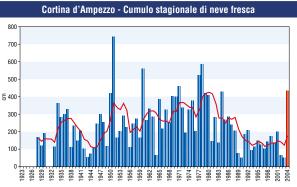
e il 1960 con 578 cm. L'inverno nevoso del 1991 (328 cm) è il ventisettesimo della serie storica (Fig. 2). I 436 cm di Cortina d'Ampezzo (248 cm il valore medio 1971- 2000), collocano l'inverno 2004 fra i sei più nevosi, preceduto dal 1951, 1978, 1960, 1977 e 1971 (Fig. 3).

Per la località di Lago di Cavia, ubicata alla testata della Valle del Biois, i 955 cm di neve dell'inverno 2004 (635 cm il valore medio 1971-2000) rappresentano il terzo inverno più nevoso dal 1950 ad oggi, preceduto dal 1951 con 1688 cm e dal 1977 con 971 cm (Fig. 4). Per la stessa località gli inverni 1978 e 1960 con 861 e 788 cm di neve fresca, particolarmente nevosi nei fondovalle (Figg. 2 e 3), sono invece preceduti da dieci e diciotto inverni più abbondanti di precipitazioni. Queste differenze di innevamento sono probabilmente imputabili a delle diverse situazioni meteorologiche stagionali che, nell'inverno 2004, hanno determinato abbondanti nevicate nei fondovalle.

Per le stazioni di Belluno e Arabba, le serie storiche analizzate sono più corte e iniziano dagli anni '70. Ad Arabba, i 586 cm di neve misurati sono il terzo valore dal 1972 (361 cm il valore medio 1972-2000), preceduto dagli inverni 1984 con 621 cm e dal 2001 con 589 (Fig. 5). Per







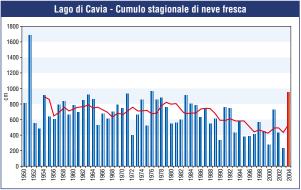


Fig. 4 Fig. 5

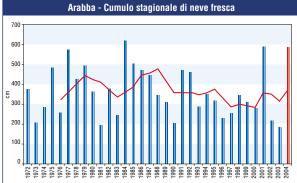




Fig. 6



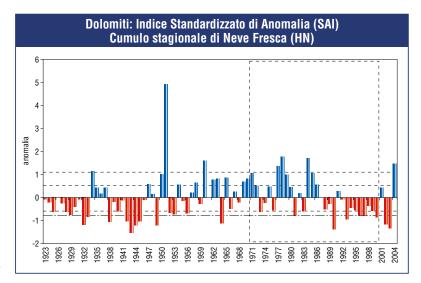
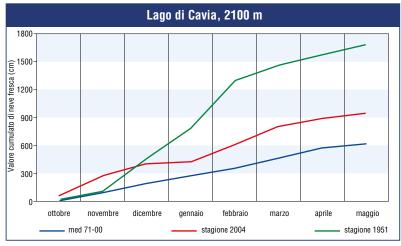
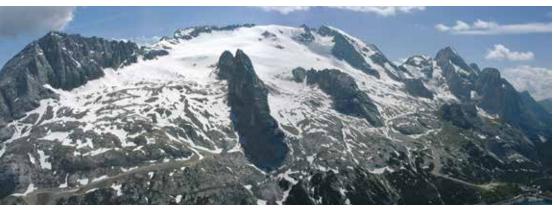


Fig. 7 Fig. 8



Fig. 9 Foto sotto: Ghiacciaio della Marmolada. 30 ajuano 2004. La fronte è ancora abbondantemente coperta da neve. c'è molta neve anche nelle conche e nelle vallecole. L'abbondante innevamento presente sui versanti settentrionali all'inizio dell'estate 2004 ha reso di difficile percorrenza molti sentieri in alta quota.





quanto riguarda Belluno, i 49 cm del 2004 (29 cm il valore medio 1972-2000) rappresentano il quinto valore, preceduto dagli inverni 1984 con 88 cm, 1978 con 87cm, 1985 con 78 cm e 1982 con 50 cm (Fig. 6).

L'indice di anomalia standardizzato (SAI) riferito al cumulo di neve fresca per la regione dolomitica, denota una notevole variabilità annuale e si caratterizza, negli anni recenti, da anomalie negative con 5 inverni estremamente scarsi di neve: 1990, 1993, 2000, 2002 e 2003. L'inverno 2004 è invece contraddistinto da un SAI spiccatamente positivo. Inverni particolarmente nevosi (eventi rari o estremi) risultano essere il 1951, il 1978, il 1984 e il 1960 (tutti oltre il 0.9 percentile) (Fig. 7).

Assodato che l'inverno 2004 è stato complessivamente uno degli inverni più nevosi degli ultimi decenni, il raffronto delle curve cumulate stagionali dei valori mensili di precipitazione per la stagione 2004, per la stagione più nevosa (1951) e il rispettivo valore medio mensile per il periodo di riferimento climatico (1971-2000) (Figg. 8,9), evidenzia come l'inverno, a tutte le quote, sia stato particolarmente nevoso nei mesi di ottobre, novembre e dicembre e con apporti a volte maggiori di quelli del 1951.

Il mese di gennaio invece è risultato ancora caratterizzato da scarsità di precipitazioni nevose (Fig. 10), come peraltro accaduto negli inverni più recenti (Valt e Cagnati, 2004).

Nell'inverno del 1951, particolarmente nevosi sono stati i mesi di gennaio e febbraio sia in quota (Fig. 11) che nei fondovalle dolomitici.

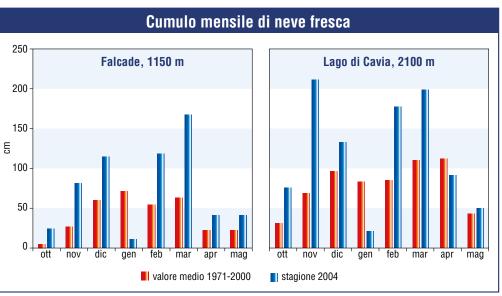
La curva cumulata dei quantitativi mensili di neve fresca evidenzia, per Arabba (Fig. 12), una stagione da record (serie storica dal 1972), superata sul finire della stagione dagli inverni 1984 e 2001 particolarmente nevosi nel mesi di aprile rispettivamente con 184 e 143 cm di neve (37 cm nel 2004).

### LA STAGIONE INVERNALE 2004 NELLE PREALPI

Per quanto riguarda il settore prealpino della montagna Veneta, non si dispone al momento di serie storiche di cumuli di neve fresca sufficientemente lunghe. I dati a disposizione sono solamente quelli relativi all'altezza del manto nevoso (valore medio giornaliero e valore massimo giornaliero) per le stazioni di telemisura della rete nivometeorologica gestita da APRAV- Centro Valanghe di Arabba.

Gli spessori di neve al suolo misurati negli ultimi 13-16 anni non sono stati mai così elevati come nella stagione invernale 2004. Nel settore delle Prealpi Bellunesi, alla stazione di Casera Palantina (1605 m), funzionante dal 1992, la neve ha raggiunto i 250 cm, ben superiore ai 117 cm misurati nel 1993 (Fig. 13). Analoghi valori estremi sono stati misurati anche nelle stazioni di Campomolon (1735 m) con 259 cm (Fig. 14) e di Passo Campogrosso (1464 m) con 251 cm, stazioni sono ubicate nelle Prealpi Vicentine, a testimoniare una certa omogenietà areale della quantità di neve presente al suolo. Alla stazione di Monte Lisser (1428 m), attiva dal febbraio 1987, sono stati misurati 210 cm di neve al suolo, valore leggermente superiore ai 198 cm misurati proprio nel febbraio del 1987 (Fig. 15). Anche nelle altre stazioni dislocate lungo la fascia Prealpina (Faverghera, Malga Larici e Monte Tomba), nella stagione invernale 2004 sono stati misurati i valori massimi





di neve al suolo. E' da rilevare che le altezze misurate a 1600 m nelle Prealpi, sono state spesso superiori a quelle registrate nelle Dolomiti a 2200 m di quota (Fig. 16).

Le quantità medie di neve al suolo presenti nel periodo 1 novembre - 30 aprile presso le stazioni di Monte Lisser e Campomolon sono risultate le maggiori degli ultimi 14- 16 anni: 74 cm a Monte Lisser (24 cm di media nel periodo 1988- 2003) e 129 cm a Campomolon (75 cm di media nel periodo 1990-2003) (Fig. 17), a conferma dell'effettivo abbondante innevamento, come si può anche osservare dai relativi profili stagionali di neve al suolo (Figg. 18, 19).

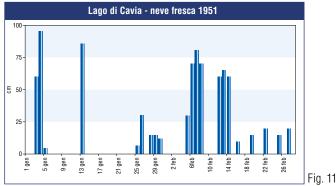
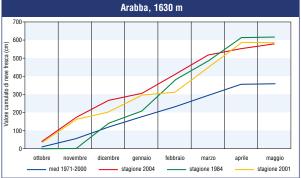


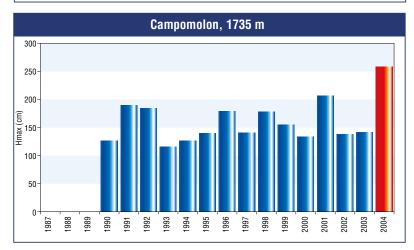
Fig. 12

Fig. 10



### 

Fig. 13 Fig. 14



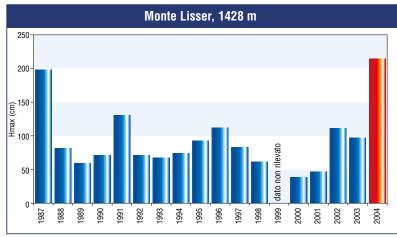


Fig. 15 Fig. 16



### **CONCLUSIONI**

Dopo una sequenza di stagioni invernali poco nevose che hanno caratterizzato gran parte degli anni '90 del secolo scorso, l'inverno 2004 si è contraddistinto per le abbondanti precipitazioni che hanno interessato la montagna veneta, sia nel settore Dolomitico che nel settore Prealpino. Nelle Prealpi Vicentine e Bellunesi (Alpago), sono stati raggiunti quantitativi di neve al suolo ragguardevoli e superiori a quelli misurati nelle Dolomiti a 2200 m di quota.

L'inverno 2004 seque di pochi anni l'inverno 2001 che era anche stato caratterizzato da abbondanti nevicate, specialmente in quota. Nonostante il verificarsi di due inverni particolarmente nevosi a distanza di pochi anni, lo stato attuale delle conoscenze sui cambiamenti climatici in atto e sugli ipotetici scenari futuri (IPCC, 2001) non consentono al momento di considerarli come l'inizio di un effettivo cambiamento di tendenza e un ritorno a un periodo nevoso come ad esempio quello che ha caratterizzato gli anni '70 nel secolo scorso appare improbabile.

La storia recente della climatologia nivale sulle Alpi sud-orientali mostra tuttavia che, pur in quadro di cambiamenti a livello globale che hanno prodotto un lungo periodo di siccità invernale come non si era mai verificato da quando sono disponibili dati strumentali sui parametri nivologici e non certo ottimistici per quanto riguarda il futuro, sono da aspettarsi ancora inverni particolarmente nevosi come il 2004. Per quanto riguarda i riflessi dell'inverno 2004 sui piccoli ghiacciai delle Dolomiti, è certo che il bilancio negativo e l'attuale fase di arretramento (Cagnati, Valt e Taurisano, 2002) non subirà alcuna inversione di

tendenza se non seguiranno altri inverni nevosi ed estati con poca ablazione. Un esempio recente è costituito dall'inverno nevoso del 2001 a cui sono seguite stagioni invernali povere di neve e estati calde che hanno portato alla completa scomparsa della neve stagionale su gran parte dei ghiacciai dolomitici nell'estate 2003.

### RINGRAZIAMENTI

La realizzazione del presente lavoro è stata possibile grazie alla collaborazione nella ricerca ed elaborazione dei dati di Bruno Renon dell'Ufficio Idrologia e di Giuseppe Crepaz dell'Ufficio Previsione Pericolo Valanghe di ARPAV-CVA.

#### **BIBLIOGRAFIA**

- Cacciamani C., M.Lazzeri, A.Selvini, R.Tomozeiu and A.Zuccherelli. 2001. Evidenza di cambiamenti climatici sul Nord Italia. Parte 1: Analisi delle temperature e delle precipitazioni. Quaderno Tecnico ARPA-SMR n. 04/2001. ARPA Emilia Romagna. Bologna, 42 pp.
- Cagnati A. 2003. Sistemi di Misura e metodi di osservazione nivometeorologici. AINEVA, Trento, 186 pp.
- Cagnati A., M.Valt e A.Taurisano. 2002. I ghiacciai dolomitici. Neve e Valanghe, 45, pagg. 6 – 13
- Fazzini M. e M.Gaddo. 2003. La neve in Trentino – Analisi statistica del fenomeno nell'ultimo ventennio. Neve e Valanghe, 48, pagg. 28-35
- Giuffrida A. e M.Conte. 1989. Variations climatiques en Italie: tendencies des temperatures et des precipitations. Publ. Ass. Int. Climatologie, 2, pagg. 209-216
- IPPC. 2001. Climate Change 2001: the Scientific Basis. [Houtghton J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M.Nouer, P.J. van der Linden, X.Dai, K. Maskell and C.A. Johnson]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, Usa, 882 pp.
- Mercalli L., D. Cat Berro, S.Montuschi,
   C.Castellano, M.Ratti, G. Di Napoli, G.
   Mortasa e N.Guindani. 2003 Atlante
   climatico della Valle d'Aosta. Regione
   Autonoma Valle d'Aosta. Aosta, 405 pp.
- Quadrelli, R., M.Lazzari, C.Cacciamani e S.Tibaldi. 2001. Observerved winter Alpine precipitation variabilità and links with large – scala circulation patterns. Climate Research, 17, pagg. 275-285.
- Valt M. e A. Cagnati. 2004. Oggi nevica meno di una volta? Neve e Valanghe, 50, pagg. 52 – 61









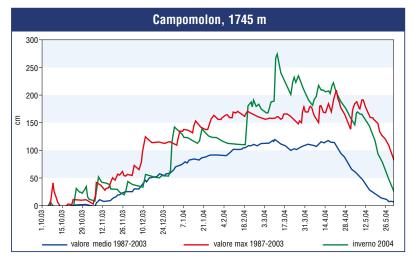


Fig. 19



Soccorritore - un allievo del corso di "Autosoccorso in valanga" che il Servizio Valanghe del Club Alpino Italiano annualmente organizza. Al di là della singolarità dell'occasione (la prima volta nota in cui uno degli allievi ha affrontato il caso reale), ha davvero colpito come il racconto entri efficacemente nel merito della risposta psicologica al criticissimo evento, emozioni immediate ma anche concreta razionalità; Galli delinea con immediatezza e semplicità lo spontaneo fluire di sentimenti veri ed intensi, che si avvicendano alla speranza in un'operatività gestita con metodo e convinzione.

Per una volta dunque non un articolo sulle tante tecniche di cui oggi si affolla il mondo della montagna, soluzioni brillanti ma asettiche, fredde e lontane da quello che siamo: uno scritto in cui protagonista è quel nostro intimo e sincero essere che l'ambiente e le forze naturali con prepotenza bruscamente esteriorizzano, gettano sulla neve di una valanga.

Uno scenario gioioso di gita, di festiva serenità, d'improvviso esplode, si frantuma e precipita nel dramma, scaraventando nella paura, nel lutto, nella sofferenza; anche quella degli altri può diventare la tua e viene certo al ricordo la celebre frase di John Donne voluta da Hemingway ad aprire un grande romanzo. Ma non valgono una pronta gestione della situazione, un corretto applicarsi ed operare, di fatto quello che rimane è ben altro: risvolti dell'impietosa epidemiologia, ecco il pianto "disperato", lo sfinimento, il farsi sorreggere per camminare, due piccoli improvvisi orfani ed una giovane vedova. Nemmeno un'efficiente rete di soccorso organizzato riesce ad impedire l'epilogo, questo dirompente trasformarsi delle vite e degli affetti.

Non si dica – gonfi di conoscenze e di dati – che è facile evitare tutto questo! Quanto vorremmo che lo fosse, sempre! Ma non è così e lo sappiamo, a molti comunque potrà capitare, a nomi illustri del settore è capitato, competenti conoscitori che non avranno altre possibilità.... Accettiamo ovviamente e di buon grado l'esortazione di Raffaele a promuovere i corsi, diffondere la prevenzione, stimolare la prudenza, ma è consolazione magra che non vince un senso d'impotenza, di sconfitta, che non cambia l'amaro in bocca; anche solo per un momento, meglio pensare a quel "la abbraccio forte" che in finale trasmette, ed è sollievo, un messaggio d'umana partecipazione e solidarietà.

Per quella famiglia la vita deve continuare.

Alessandro Calderoli (Istruttore INV Serv. Valanghe del CAI)

Raffaele Galli Scialpinista iscritto al Club Alpino Italiano la tragica valanga del 4 gennaio 2004

Dalle foto, fatte da un gruppo di amici il giorno dopo l'incidente, si può ricostruire la dinamica. Lo scialpinista stava scendendo lungo il costone sudovest del Cimone. A destra aveva il Fosso del Piaggione, un profondo solco che incide tutta la parete del Cimone da quota 2000 fino a 1600 m. Nel disegno tratto dalle foto, si vedono le tracce del travolto poco sotto il punto di distacco di un lastrone di neve soffice formato dal vento.

Non mi sono mai ritenuto un alpinista. Nemmeno uno scialpinista. Chi mi conosce sa che sono una persona cui piace esercitare queste attività, ma a fatica mi definisco alpinista. Per me l'alpinista è sempre un qualcun altro, uno "forte" che riesce nei suoi propositi.

Quel mattino mi svegliai molto presto, per andare da Fabrizio a Bologna. Feci male i conti e mi ritrovai a casa sua che si era appena svegliato. Dopo i saluti di rito abbiamo fatto colazione, mentre si stava facendo giorno. Un freddo cane, tutto gelato in città, pensai mentre caricavamo la macchina con la solita attrezzatura. Gli sci, le pelli di foca.

L'ARVA. Già, l'ARVA, e chi se lo sarebbe immaginato...

Altri chilometri in macchina e poi altra colazione, questa volta al bar, mentre Fabri mi racconta della Sicilia. Vorrei andarci anch'io in Sicilia, deve essere davvero bella, con l'Etna e il mare. Arriviamo a destinazione, in un posto con un nome singolare, Doccia.

Ci prepariamo e partiamo, vicino a noi altri escursionisti che chiedono informazioni a Fabri sul percorso, altri scialpinisti come noi che si accingono alla salita. Una giornata perfetta, il sole ha preso il sopravvento sulle nubi del mattino, e la salita è piacevolmente faticosa, su una neve dura. Salendo incontriamo due scialpinisti che stanno scendendo. Ci fermiamo e scambiamo due parole, come si fa di solito tra escursionisti. Fabri chiede: "Com'è sopra?", e il più anziano dei due con la barba bianca: "C'è neve ventata, ma è tutto grasso che cola!".

Neve ventata. Penso.

Ci fermiamo dopo un po' a bere una tisana che ha preparato Fabri stamattina, siamo vicino ad una vecchia cabina elettrica. In questo punto il vento si fa sentire e io che mi ero appena tolto la giacca, la rimetto anche perché il vento sopra è più forte.

Il panorama è molto bello, più si sale e meglio si apprezza. Si vedono molte delle montagne circostanti, s'intravedono anche le prealpi.

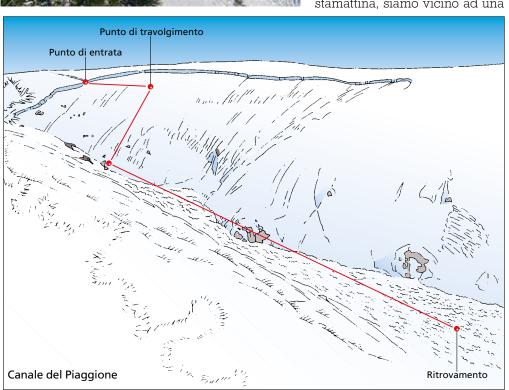
Fabri mi fa notare un grosso accumulo di neve ventata all'interno di un canale, il vento ha spostato la neve su quel lato del canale e intorno quasi non c'è neve. Si vedono i ciuffi d'erba secca che escono dal manto nevoso spesso un palmo o poco più, invece lì dentro, su quel lato c'è tanta neve ed in alto una cornice abbastanza grande.

E' strano ripercorrere col pensiero a questi dettagli, ripensare che poi saranno la chiave per capire quello che è successo. Un esercizio che non avevo mai fatto.

Sull'ultimo tratto di salita mi allontano da Fabri mentre cerco di tenere testa ad un ragazzo con le ciaspole ed un cane. Una silenziosa gara con me stesso. Arrivo sulla cima e guardo. Il panorama si apre anche dall'altro versante, quello in ombra dove si vedono le piste da sci e gli sciatori. Tutto è intonacato dalla neve, tutto ricoperto, glassato, bellissimo.

In cima siamo in molti, due scialpinisti che già erano lì, poi il ciaspolaro,io,altri tre scialpinisti con due cani, un alaskian malamut di 70 chili e un boxer, altri ciaspolari. Si mangia qualcosa, una mela, un pacchetto di cracker, si parla. I cani sono un po' fastidiosi e invadenti. Arrivano anche altri due scialpinisti. Un uomo e una donna, stanno là in fondo, lei viene vicino e si mette seduta e il cane le va subito a rompere le scatole. Mi giro e osservo lui che, senza giacca, sta togliendo le pelli agli sci.





Noto anche che ha indosso l'arva uguale a quello di Fabri. Lei gli dice: "Non così! Appiccicale insieme, una sull'altra." Riferendosi al modo in cui stava riponendo le pelli di foca. Poi mi chiede con accento toscano: "Che ore sono?", "non so" rispondo, e rifaccio la stessa domanda a Fabri. "L'una" replica con una smorfia di chi sa che ore sono ma non è proprio convinto.

Dopo qualche altro minuto passato al sole, ci decidiamo a scendere, senza un itinerario ben preciso. Fabri aveva proposto alcune discese, ma sinceramente mi fido di Fabri, che conosce bene quella zona ed è disceso molte volte dal punto dove eravamo. Tutto quello che mi propone mi va bene, compatibilmente con la mia scarsa esperienza di scialpinista.

Davanti a noi la coppia. Scendiamo un centinaio di metri e Fabri si ferma. Lui è davanti, io lo raggiungo. Vediamo i due che stanno sciando all'inizio del canale, si scia molto bene lì, è molto bello.

Dico a Fabri: "facciamo il canale come loro.", e scendiamo anche se non mi sembra molto convinto. Fabri il canale non lo ha mai sceso, dice che è una buona rotta se viene la nebbia. Ne facciamo un po' finché non aumenta la pendenza, poi deviamo sulla sinistra, dove la neve è perforata dagli sterpi. Ho perso di vista i due. Dietro di me Fabri.

Sento le grida della ragazza, mi volto e vedo la valanga, laggiù sulla mia destra, nel canale. Vedo i blocchi di neve e il fumo, sento il fragore, il rombo.

Capisco, capiamo la tragedia.

Fabri chiede alla ragazza che è rimasta fuori del canale come noi: "è dentro?". La sua risposta affermativa è ovvia. Prendo il telefonino e chiamo il 118. "C'è un sepolto sotto una valanga

### Articolo tratto da "La Gazzetta di Modena"

Parla lo sciatore bolognese che ha cercato di soccorrere l'escursionista: "Abbiamo sperato fino all'ultimo che fosse ancora vivo"

### COSI' E' FINITO IN QUELLA MALEDETTA TRAPPOLA

di Biagio Marsiglia

"E' lì sotto, è lì sotto..."

La moglie ripeteva queste parole, allora io e il mio amico Raffaele ci siamo messi a cercare, a scavare là dove, un attimo prima, un'immensa nuvola bianca che sembrava fatta di polvere aveva travolto tutto... L'abbiamo trovato in fretta grazie al rilevatore Arva, credevamo fosse ancora vivo, lo abbiamo sperato fino all'ultimo...

Fabrizio Franceschini, 46 anni, bolognese, operaio in una ditta metalmeccanica, la neve e la montagna nel cuore, di raccontare ha poco voglia. E' appena tornato dal Cimone, da quel canalone che ha dato morte e che lui, profondo conoscitore del posto, ieri come sempre ha scelto di evitare.

"Ho visto quel giovane iniziare la discesa, era di poco davanti a me spostato sulla destra - ricorda - in cima eravamo arrivati assieme. Lui era con la moglie, io col mio amico di Ancona. Il Cimone, a Sud Ovest, è solcato al centro da un canale profondo, e ieri per il forte vento era stracolmo di neve, era carico carico...".

### E lei lo ha evitato...

"Sì, come sempre. Lo giudico pericoloso, ma con questo, sia chiaro, non voglio dire che quello scialpinista è stato avventato. E' stata sfortuna, quel ragazzo è caduto in una maledetta trappola. Abbiamo iniziato la di scesa e a un certo punto ho sentito un fragore sordo, potente. Veniva dalla mia destra. Mi sono fermato, ho guardato dall'alto... un inferno bianco, spaventoso".

### Come ha fatto a trovare subito il corpo sommerso dalla neve?

"Col rilevatore Arva un ricetrasmettitore indispensabile per chi fa fuoripista. Così come la pala e la sonda. Un attimo prima avevo visto due sciatori, ora ne vedevo in piedi solo uno. Una donna. Mi sono avvicinato a chiedere dove fosse l'altro... è lì sotto', ripeteva lei. E io ho cercato. Non sono un eroe, ho fatto solo quel che tutti avrebbero fatto. L'Arva emette segnali, quando lo accendi lo devi posizionare in trasmissione, quando ti capita di cercare lo devi posizionare in ricezione. Così ho fatto e ho captato il segnale sotto la neve. L'ho trovato in fretta, anche se per non rischiare di creare altre valanghe sono entrato nel canalone cento metri più in basso e poi sono risalito".

### Ha capito che era morto?

"No. Ho pensato solo a fare di tutto per salvarlo. Ho liberato il suo volto dalla neve per potergli fare arrivare l'aria. Anche la respirazione bocca a bocca, ho tentato... La moglie è stata coraggiosa, ha lavorato con me... Speravo e volevo credere che lui potesse aprire gli occhi... E quando ho visto l'elicottero ho creduto davvero che fosse fatta... Invece, adesso sono qui, sconvolto, stanco, a pensare a questa grande tragedia...".





Da due giorni il vento imperversava sull'Appennino. Il lastrone si è staccato sotto il peso del travolto in quanto la moglie che lo accompagnava era ferma leggermente sopra. A questo punto è stato portato verso il fosso e trascinato per circa sessanta metri all'interno dello stesso. Purtroppo, nonostante la presenza del gruppo con gli Arva, che hanno trovato immediatamente il sepolto, gli urti contro le rocce hanno provocato traumi mortali e per lo scialpinista non c'è stato niente da fare. sul monte Cimone versante sud ovest! Ha l'arva! C'è bisogno del soccorso alpino! Un elicottero... Presto! Noi iniziamo le manovre di autosoccorso." Dico concitatamente.

La valanga si ferma. Scendo sciando fino al fronte della slavina. Pianto gli sci sulla neve e traverso un pendio a piedi per raggiungere Fabrizio che è già arrivato. Gli dico di mettere l'arva in ricezione, prendo la pala e la sonda dallo zaino. Di corsa su per la valanga. Non c'è tempo, ho un unico pensiero, quello di tirarlo fuori.

In breve sentiamo il segnale, lo aggancia prima Fabri che è davanti a me, poi anche io. In un attimo siamo su di lui e scaviamo. Lei ci raggiunge. E' sconvolta, gli grido di scavare, di fare in fretta.

Scopro un bastoncino, poi un braccio. Fremo.

Scavo in prossimità della testa.

Ora con le mani. Gli libero la faccia dalla neve. Scaviamo velocemente intorno alla testa.

Gli insufflo il mio respiro nella sua bocca. Sento la mia aria che entra nel suo corpo. Spero con tutto il mio essere che ritorni. Continuo, mentre gli altri scavano per liberare il corpo dalla neve.

Mi faccio dare il cambio da lei che urla e si dispera. Dico a Fabri di sentirgli il polso. Poi il massaggio cardiaco. Sentiamo il rumore dell'elicottero, poi vediamo un ragazzo con le ciaspole in fondo alla valanga. Lo chiamiamo chiedendo aiuto. Lui corre e ci aiuta nelle manovre. In breve, al secondo giro, si cala con il verricello dall'elicottero, il primo dei soccorritori.

Il vento provocato dal rotore ci investe ed è peggio di una bufera. La neve ci entra dappertutto. Scendono con il verricello altri soccorritori del soccorso alpino. Uno di loro ci dice di andare via di lì per via del pericolo. Seguiamo il suo consiglio e scendiamo.

Mi fermo in un punto sicuro, mi appoggio ad una roccia. Mi viene da vomitare ma non ci riesco. Sono sfinito.

Guardo gli sci che stanno dall'altra parte del pendio ma non ho il coraggio di attraversare. Non me ne frega. Sono nuovi ma in questo momento non mi importa. Scambio due parole con Fabri, non mi ricordo su che cosa, forse sugli sci.

Veniamo richiamati da Mauro del soccorso che ci dice che scenderemo in elicottero. Sa che siamo in grado di scendere da soli, ma non può prendere la responsabilità di farci scendere.

Ci raduniamo. Piango.

Arriva lei che a stento riesce a camminare, sorretta da Roberto e da Mauro. Saliamo sull'elicottero. Mai stato sull'elicottero prima di quella volta. In breve atterriamo in un campo vicino alla strada e alle case.

Scendiamo dall'elicottero e ci dirigiamo sulla strada. Roberto accompagna la ragazza a una casa lì vicino, mi siedo su un muretto e piango, scarico tutta la tensione che ho accumulato e la paura che ho provato.

Poi arriva Fabri. Mi abbraccia. Le sensazioni si accavallano ed è difficile spiegare quello che ho provato. Ci dirigiamo insieme nella casa dove sono ospitati Robi e la ragazza, il padrone di casa ci chiama e ci invita molto gentilmente ad entrare, ci chiede se vogliamo da bere.

Ho i piedi addormentati fino alle caviglie, insieme a tre dita della mano sinistra. Chiedo di fare una telefonata a casa. Risponde mia madre che è a casa con mia figlia, gli dico che stiamo bene, che è successo un brutto incidente ma stiamo bene e che poi l'avrei richiamata.

Ci accompagnano dove abbiamo parcheggiato la macchina e ci cambiamo, poi ritorniamo alla casa dove nel frattempo arrivano quelli del soccorso alpino.

Entro in casa e la ragazza mi abbraccia ringraziandomi. Piangendo mi dice che non sa dove trovare il coraggio di dire ai suoi due bambini che il loro padre non c'è più. Non so cosa dire, l'abbraccio forte.

Non riesco a stare in quella casa ed esco, nel frattempo arriva un medico che si occupa della ragazza e gli somministra dei tranquillanti. Là fuori ci sono quelli del soccorso alpino, che sono arrivati con il fuoristrada a prelevare i tre soccorritori dell'elicottero. Mauro ci dice che siamo stati bravi, ma questo ormai non ha più senso. Sappiamo di aver fatto tutto il possibile e di averlo fatto bene, ma è una triste consolazione.

Sento nelle orecchie il pianto disperato della ragazza.

Ritorno in casa per cercare di scaldarmi i piedi. Lei è seduta sul divano davanti al camino, tremante, al suo fianco la giovane dottoressa. Io mi siedo su La voglia di sciare mi è un po' una sedia lì a fianco, mi tolgo le passata ora i pendii mi fanno più scarpe e appoggio i piedi sul camino, "Spero di non fare la Andrò a sciare ad aprile, tra i fine di Pinocchio'' dico cercando di allentare la tensione. "Come ti chiami?" mi chiede la ragazza **RINGRAZIAMENTI** con la sua lieve inflessione toscana, "Raffaele, e tu?" rispondo. ''Lucia''.

Rossano, suo marito è morto per arresto cardiaco in seguito alla frattura del rachide. Si è rotto l'osso del collo. Lucia lo ha capito subito, noi abbiamo sperato fino

all'ultimo che così non fosse. E' stato sfortunato. Mauro è convinto, come noi del resto, che se non fosse caduto così rovinosamente si sarebbe salvato, lo avremmo salvato. Magra consolazione. paura di prima.

bucaneve, forse.

La Redazione di "Neve e Valanghe" ringrazia Giuseppe Stauder - Istruttore INV del Servizio Valanghe del CAI – per la collaborazione prestata nella ricerca delle immagini di corredo all'articolo e per i contatti con l'autore.





### Salve a tutti,

lo scorso anno partecipai al corso di autosoccorso in valanga che si tenne a Frontignano di Ussita, sui Sibillini. Ho letto sulla rivista del CAI che lo stesso corso si tiene anche questo anno in un'altra località, e alla luce di quello che mi è accaduto di recente, mi sono sentito di scrivervi, per raccontare a voi e magari anche a chi avrà la fortuna di partecipare al corso quest'anno.

Purtroppo sono stato testimone, mio malgrado, della valanga del monte Cimone del 4 gennaio 2004. Mentre stavo facendo una gita scialpinistica con un mio amico di Bologna, abbiamo assistito alla tragedia di cui è stato vittima un uomo che stava sciando con la moglie. Noi che eravamo a poche decine di metri dal luogo del distacco della valanga, che questo signore molto probabilmente ha provocato e ne è rimasto coinvolto, siamo intervenuti nel soccorso. In quei frangenti drammatici ho avuto la lucidità di eseguire tutte le operazioni che mi avete descritto nel corso, dalla chiamata al 118 alla rianimazione. Vi sono molto riconoscente per quello che mi avete insegnato. Anche se purtroppo questa persona è deceduta in seguito alle ferite che si è procurato nella caduta, credo che abbiamo comunque agito con una perizia e una rapidità tali da farci pensare che probabilmente se la caduta di quella persona non fosse stata così rovinosa, la vicenda avrebbe preso tutta un'altra piega. I "se" e i "ma" in questo caso non hanno senso, conta solo quello che è successo.

Quello che volevo comunicarvi è che il lavoro che state conducendo è essenziale per tutti coloro che vogliono frequentare la montagna invernale, e non solo sull'arco alpino. Ringrazio tutti per quello che avete fatto per me. Continuate nella divulgazione dell'autosoccorso in valanga, perché ciò, come ben sapete, è vitale.

> Grazie di cuore. Raffaele Galli

# valanghe sul GRAN

Analisi delle condizioni meteoclimatiche e implicazioni dell'assetto geomorfologico con particolare riferimento all'attività valanghiva dell'inverno 2002-2003



Giancarlo De Sisti

Via A. Bonci, 24 - 00168 Roma

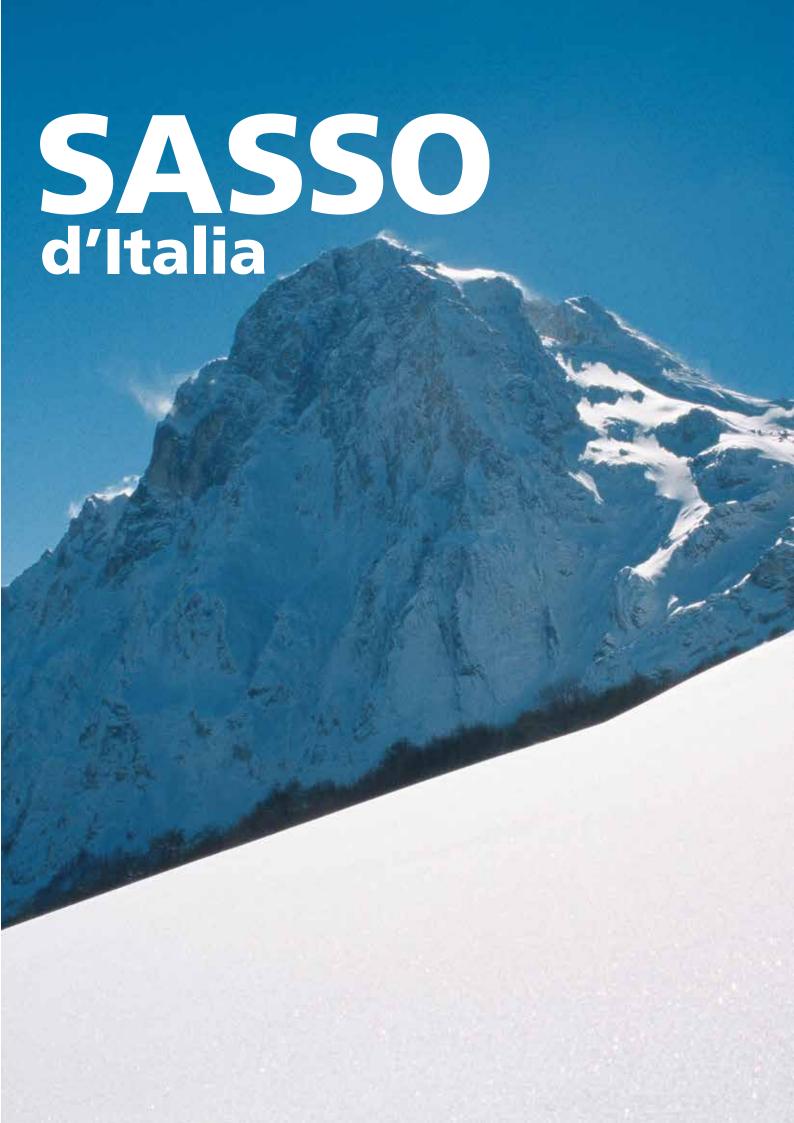
### Stefano Monopoli

Via del Forno, 20 67010 Coppito (AQ)

### **Massimo Pecci**

ISPESL Dipartimento Insediamenti Produttivi e Interazione con l'Ambiente Via Urbana 167 - 00184 Roma Professore a contratto, insegnamento di Glaciologia Università degli Studi "Roma Tre" P.za S. L. Murialdo, 1 – 00100 Roma maxpecci@tin.it

L'inverno 2002-2003 ha portato con sé numerose precipitazioni nevose sui rilievi dell'Abruzzo, che, a partire dalla seconda metà del mese di gennaio 2003, hanno avuto anche carattere di forte bufera. Gli ingenti accumuli, eccezionali se confrontati con quelli degli ultimi inverni, hanno creato delle condizioni di marcata instabilità del manto nevoso, sia durante la precipitazione, sia nei giorni immediatamente successivi sui versanti meridionali, sia nella stagione primaverile, soprattutto per quanto riguarda i versanti settentrionali. Nel lavoro viene presentato ed inquadrato l'andamento nivo-meteorologico nell'inverno 2002/2003 nell'area del Gran Sasso d'Italia ai fini della discussione delle problematiche relative ai fenomeni valanghivi, in particolare di fondo, che hanno interessato i comprensori di Campo Imperatore e della Val Maone/Prati di Tivo. Viene inoltre discusso il ruolo svolto dall'assetto geomorfologico e della copertura vegetale dei versanti nella localizzazione e stagionalità/ripetitività degli eventi.



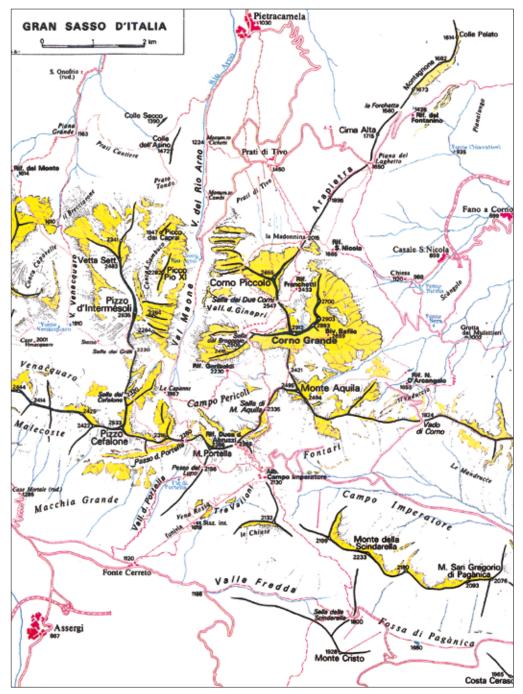
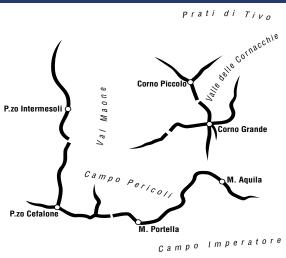


Fig. 1 Inquadramento geografico dell'area del Gran Sasso d'Italia e andamento schematico delle linee di cresta



### INTRODUZIONE

L'intera area del Gran Sasso d'Italia è oggetto di approfondite ricerche ed attività da parte di Enti di ricerca ed Università, grazie alla significatività della sua posizione al centro del bacino del Mediterraneo ed alla sua valenza territoriale ed ambientale. E' in questo quadro che l'ISPESL, in collaborazione con le Università degli Studi di Chieti "G. D'Annunzio" già da alcuni anni e, più recentemente, di "Roma Tre", sta approfondendo le tematiche relative ai processi periglaciali e

crionivali, con il supporto anche del Corpo Forestale dello Stato, dell'Ente Parco Nazionale del Gran Sasso e Monti della Laga e del personale dei comprensori sciistici locali, finalizzando le attività principalmente agli aspetti conoscitivi, didattici e formativi. In questo ambito si è cercato, nel presente lavoro, di fare il punto sul particolare andamento nivo-meteorologico dello scorso inverno 2002-2003, mettendo in relazione la distribuzione delle precipitazioni e degli eventi con l'evoluzione del quadro termobarico e con le caratteristiche geomorfologiche dei versanti. Le informazioni e i dati sono stati raccolti dalle varie fonti disponibili, sempre menzionate, quando non direttamente rilevati dagli autori.

### ELEMENTI GEOGRA-FICI, GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI

Il Gran Sasso d'Italia è costituito da due catene parallele, estese fino a 35 Km, con allineamento circa Est-Ovest, separate da depressioni di origine tettonica (Fig 1).

Tutti i lineamenti morfologici generali dell'area hanno direzioni concordanti con le strutture tettoniche (D'Alessandro et al., 2003). L'edificio strutturale del Gran Sasso è caratterizzato da diversi sovrascorrimenti, con vergenza da N a ENE, che emergono alla base e lungo le pareti nord della catena settentrionale. Faglie dirette sono ubicate alle spalle dei sovrascorrimenti e ribassano i blocchi tettonici meridionali, creando le depressioni (Campo Imperatore e Campo Pericoli) che dividono le due catene. Faglie trasversali rispetto all'allineamento degli elementi tettonici principali articolano le depressioni. Su questo edificio strutturale ha lasciato una forte impronta il glacialismo pleistocenico. Circhi, valli ad "U" archi morenici e depositi glaciali sono di dimensioni inusuali per l'ambiente appenninico, testimoniando la grandezza dei ghiacciai, che, durante il Riss e l'Ultimo Massimo Glaciale, avevano lunghezze fino a circa 12 Km (Campo Imperatore). Attualmente i processi di modellamento glaciali e crio-nivali interessano le alte quote. Sotto le pareti del Corno Grande sopravvive ancora il ghiacciaio del Calderone, il più meridionale d'Europa, anche se frammentato, a partire dal 2000, in due placche separate (D'Alessandro et al., 2003). Il carsismo presenta forme evidenti a quote più basse (polie ubicati a Campo Imperatore), mentre a quote maggiori sono presenti piccole doline, karren e microforme sulle pareti di roccia compatta. Fenomeni gravitativi profondi (DGPV) evidenziano morfologie superficiali caratteristiche, come sdoppiamenti di cresta, lungo la sommità di Monte Portella e fenomeni di lateral-spread lungo la cresta dell'Arapietra. Falde e coni di detrito bordano le pareti, mentre frane di crollo sono ubicate soprattutto all'interno dei circhi glaciali. Una grossa frana di scorrimento rotazionale interessa gran parte dei Prati di Tivo. Grosse conoidi sono evidenti a Campo Imperatore, mentre alcuni fenomeni di debris-flow sono presenti soprattutto nei versanti nord della catena settentrionale.

A causa dell'elevata energia del rilievo e delle condizioni climatiche, caratteristiche comuni dell'ambiente di alta montagna, la morfologia può considerarsi lontana da condizioni di equilibrio. Un recente lavoro di D'Alessandro et al. (2003) ha preso in esame la geomorfologia dell'area sommitale del Gran Sasso d'Italia, producendone la relativa

cartografia tematica: ad essa si rimanda per ogni ulteriore approfondimento.

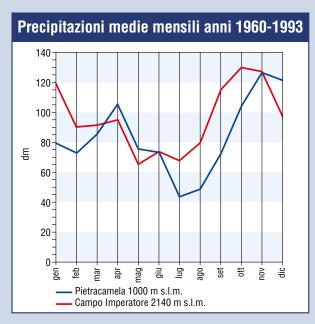
### CARATTERISTICHE CLIMATICHE

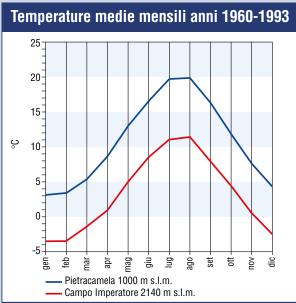
L'orientamento delle catene del Gran Sasso tende a determinare un accentuato contrasto tra le condizioni climatiche (fig. 2) del versante settentrionale e di quello meridionale. In particolare il versante settentrionale é influenzato dall'azione del mare Adriatico; quest'ultimo, infatti, mitiga le basse temperature dovute ai venti freddi provenienti da NE ed incrementa, d'altro canto, l'umidità atmosferica e quindi le precipitazioni.

L'andamento termometrico stagionale nei due versanti non presenta sostanziali differenze: il mese più freddo é ovunque generalmente gennaio, quelli più caldi luglio ed agosto, senza differenze sensibili tra questi ultimi due. Il versante meridionale è caratterizzato da temperature medie massime ed escursioni superiori a quelle del versante settentrionale, mentre le temperature minime sono simili.

Il comportamento termico dei due versanti é evidenziato dal calcolo dei gradienti termici medi (Tonini, 1961). Per i mesi di gennaio e luglio, mesi tipici di minime e massime temperature, i valori sono compresi tra 0.73 °C/hm tra L'Aquila ed il Valico delle Capannelle, e 0.50 °C/hm tra Isola del Gran Sasso e Pietracamela, con una media di 0.61°C/hm. I valori stagionali sono compresi tra un minimo invernale medio di 0.55°C/hm ed un massimo estivo medio di 0.66°C/hm.

La determinazione dei gradienti é basata su dati di varie stazioni, non sempre ubicate in posizioni ideali, spesso in fondo a ristrette vallate o su alture dominanti ed





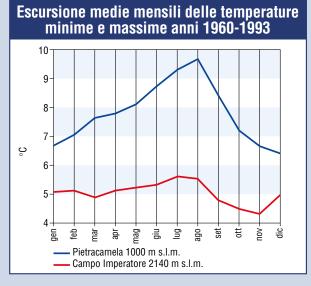


Fig. 2 - Serie climatiche di precipitazioni e temperature relative alle stazioni di Pietracamela (TE) e Campo Imperatore (AQ). Grafico relaizzato su elaborazione dei dati del Servizio Idrografico, Compartimento di Pescara

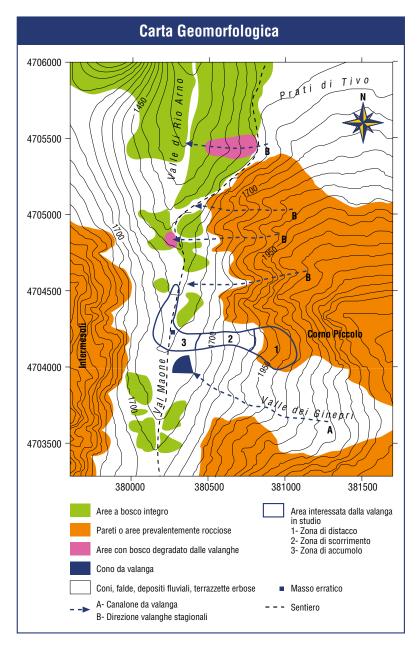


Fig. 3

isolate. Ne consegue che, mancando omogeneità di dati, non si é in grado di calcolare con precisione la quota dell'isoterma zero, localizzabile, nel periodo estivo, solo con forte approssimazione, sopra i 3000 m s.l.m., ad una quota, quindi, superiore a tutte le vette appenniniche.

Il vento soffia nelle alte quote in media 230 giorni all'anno (300 in corrispondenza del Corno Grande), dei quali 53 con velocità superiori a 54 Km/h, alcune delle quali fino a 120 Km/h con punte oltre i 160 Km/h (Demangeot, 1965). Il vento dominante é quello di SO (60% dei giorni di vento).

Si tratta di un vento regolare che soffia tutto l'anno, ma in prevalenza nei mesi che vanno da aprile a novembre, con periodi di parecchi giorni, a volte di una intera settimana. Seque come importanza il vento da NE (14% dei giorni di vento), che soffia nei mesi invernali per un periodo medio di circa tre giorni. Tra i venti secondari va ricordato quello da nord, (17 giorni all'anno, pari al 7%), freddo e secco, che si verifica soprattutto in inverni scarsi di venti da NE e viceversa (Demangeot, 1965), fatto dovuto allo spostamento del comune centro di azione posto nell'Europa orientale.

Il regime pluviometrico dei due versanti non presenta sostanziali differenze: il massimo si verifica nel mese di novembre e talvolta in quello di dicembre, mentre il minimo si verifica nei mesi di luglio ed agosto. Un minimo secondario si verifica nei mesi di febbraio-marzo, talvolta in gennaio. Le rilevanti differenze dei valori tra il versante settentrionale e quello meridionale riguardano soprattutto i totali annui, di gran lunga maggiori (fino a valori doppi, a parità di quota) in quello settentrionale. I versanti meridionali ricevono umidità soprattutto dai venti di SO, presenti per gran parte dell'anno nell'area, dopo aver scaricato gran parte dell'umidità sulle catene dei Simbruini, della Marsica e del Velino-Sirente, mentre i versanti settentrionali ricevono direttamente i venti umidi di NE, prevalentemente nei mesi invernali e primaverili. I gradienti pluviometrici sono, nel complesso, più regolari nel versante meridionale rispetto a quello settentrionale, che é invece caratterizzato da una maggiore ed irregolare piovosità, anche se i dati non possono essere considerati omogenei per le ragioni prima esposte. Nella figura 2 sono presentate le caratteristiche climatiche salienti, rispettivamente nei grafici dell'escursione termica, della pluviometria e delle caratteristiche termometriche a Campo Imperatore e a Pietracamela su una serie storica pluri-trentennale.

Il Gran Sasso risulta, quindi, il punto di incontro tra due regimi climatici, quello mediterraneo prevalente alle basse quote, e quello alpino prevalente alle quote alte.

L'aumento della quota e la relativa diminuzione della temperatura, hanno caratterizzato, in generale e sino ad ora, inverni più lunghi e riscaldamenti primaverili ritardati a causa della persistenza del manto nevoso. Il vento, con la sua notevole azione, contribuisce alla trasformazione del clima, con effetti diretti ed indiretti sui versanti che investe, favorendo l'evaporazione, con consequente essiccamento e raffreddamento. Il raffreddamento a sua volta provoca un aumento del gradiente termico ed è in grado di abbassare l'altitudine dell'isoterma zero, aumentare la superficie innevata, allungare l'inverno e raccorciare l'estate, ed in definitiva, svolgere un'azione contrastante con gli effetti della relativa bassa latitudine.

# CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE, TOPOGRAFICHE E VEGETAZIONALI IN RELAZIONE ALLA STABILITÀ DEL MANTO NEVOSO

Le conche e le valli di alta quota del Gran Sasso (Fig. 3) presentano caratteristiche di instabilità del manto nevoso, soprattutto nel periodo primaverile. Le valanghe di dimensioni maggiori sono solitamente costituite da neve incoerente, di fondo e bagnata. La Val Maone è certamente una delle valli dell'Appennino dove il fenomeno è più rilevante. Modellata profondamente dall'azione dei ghiacciai pleistocenici, che gli hanno conferito il caratteristico profilo ad "U", presenta un forte dislivello tra le creste (2500 - 2600 m) ed il fondo della valle (1500 - 1800 m), forti pendenze dei versanti caratterizzati da alte pareti con alla base falde di detrito a forte acclività (fino a 35°) ed esposizione settentrionale, che favorisce l'accumulo delle precipitazioni nevose dovute ai venti di provenienza adriatica, carichi di umidità. Nel dettaglio, i due versanti della valle hanno

caratteristiche diverse. Il versante in destra idrografica presenta, alle quote più basse, alcune creste rocciose che separano canaloni in roccia, relativamente larghi, interessati da processi prevalentemente gravitativi e percorsi anche da valanghe di fondo primaverili, con pendenze medie di circa 25° - 30° e sviluppo dalle basse quote fino a 2000 m circa. A circa metà della valle è ubicato lo sbocco della Valle dei Ginepri, che è caratterizzata da un ampio versante colonizzato da vegetazione erbacea, che si sviluppa da 1600 a circa 2500 m slm della Sella dei Due Corni. La Val Maone ha origine a Campo Pericoli, ad una quota di circa 1800 m, in corrispondenza delle pareti del Primo Scrimone. Parte della Valle dei Ginepri è interessata dall'incisione di un profondo canalone di valanga, ubicato sotto le pareti del Primo Scrimone. Il versante in sinistra idrografica è invece caratterizzato da pareti verticali incise da stretti e ripidi canaloni in roccia, che sboccano su coni di detrito. Questo assetto morfologico determina un diverso accumulo della precipitazioni nevose nei due versanti. Di conseguenza, le valanghe che scendono dal Corno Piccolo (versante in destra idrografica), hanno un maggior effetto sulla morfologia, mentre quelle che scendono dal Pizzo Intermesoli (in sinistra idrografica), di solito lasciano solamente tracce sui coni di detrito.

Risalendo dai Prati di Tivo (Fig 3), è possibile notare i primi indizi degli effetti della dinamica crionivale già nel primo tratto di sentiero. Giunti a mezza costa nella Valle di Rio Arno (che assume la denominazione di Val Maone dopo la sorgente di Rio Arno) e percorso qualche centinaio di metri, prima di arrivare sotto i contrafforti del Corno Piccolo, si nota una zona bosco dove gli alberi hanno tronchi con diametri di pochi centimetri e si presentano incurvati verso il basso. Solo in questo modo possono avere l'elasticità necessaria a sopportare, senza spezzarsi, la sollecitazione esercitata dal passaggio delle valanghe. Guardando poi verso valle, più in basso, si possono anche notare alcuni grossi alberi di alto fusto, abbattuti e trasportati dalle valanghe.

Passate le cascate, dove il sentiero costeggia il Rio Arno, proprio al di sopra di alcune gabbionate a difesa della strada di accesso alle prese idrauliche delle sorgenti, si possono vedere gli effetti delle valanghe sulla mulattiera e sugli alberi situati al di là del torrente. Qui all'inizio dell'estate normalmente si incontra un piccolo nevaio di neve sporca, frammista a ciottoli e piccoli blocchi, mentre al di là del torrente si possono scorgere segni di alberi abbattuti, adagiati

Fig. 4
--------

Elementi nivometeorologici sintetici, rilevati in maniera qualitativa presso la stazione di Campo Imperatore a 2100 m circa						
Mesi	Periodi	Limite nevicate	Spessori	Attività valanghiva	Note	
Dicembre 2002	Intero mese	1500 m	tot di 250 cm	si	Nevicate sporadiche	
Gennaio 2003	6	1300 m	50 cm		Zero termico a 1600 m	
	8 - 9	1000 m	150 cm		Perturbazione da NW	
	22	1400 m	20 cm		Perturbazione da NW	
	23, 24 e 25	700 m	100 cm	si	Perturbazione da N	
	30	700 m	40 cm		Perturbazione da NW	
Febbraio 2003	1 - 2	700 m	70 cm		Perturbazione da NE	
	4, 5 e 6	1300, poi 700 m	100 cm		Perturbazione da W	
	12	1000 m	40 cm	si		
Marzo 2003	3		50 cm	si	Perturbazione da W	
	15	700 m	90 cm	si	Perturbazione da NW	
Aprile 2003	3		20 cm		Perturbazione da NW	
	6		25 cm		Perturbazione da NE	

in direzione del versante di Pizzo Intermesoli. In quel punto ci si trova proprio in corrispondenza dello sbocco del secondo canale che scende dal Corno Piccolo, percorso abitualmente dalle valanghe. Passate le sorgenti di Rio

Arno e risalita la valle fino a circa Fig. 5

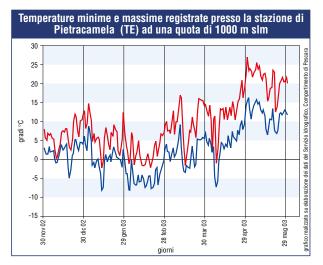
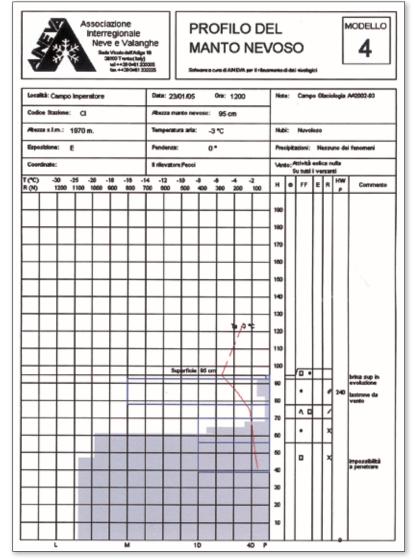


Fig. 6

1600 m, si possono notare altri canaloni di valanga, che giungono fino al sentiero. Ovviamente questi canaloni possono essere interessati anche da scariche di detrito e/o dall'azione delle acque. Quando l'azione delle valanghe è però prevalente, allora il canalone assume un caratteristico profilo concavo. Allo sbocco del canalone, a seconda del materiale che la valanga è in grado di erodere e trasportare, può essere presente un cono di detriti, spesso frammisti a resti di piante, come si può notare alla base della Valle dei Ginepri sul lato verso il Primo Scrimone (Fig 3).

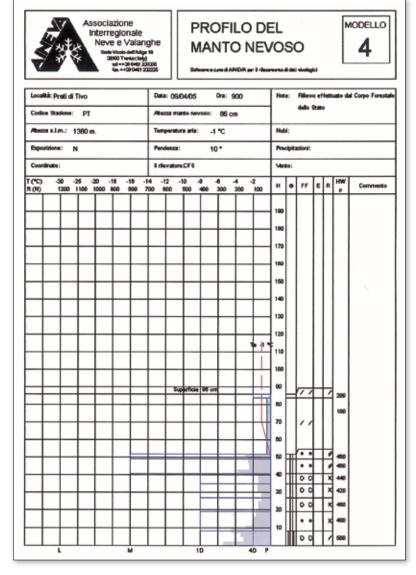
Infine altri segni sono visibili sulle falde ed i coni di detrito. Strisce con forma irregolare di detrito fresco spiccano per un diverso colore, decisamente più vivo. Un altro versante caratterizzato da importanti valanghe di fondo (Fazzini et al., 1999), è quello dei Prati di Tivo, proprio sotto la parete nord del Corno Piccolo. L'assetto morfologico, profondamente diverso da quello della Val Maone, è fortemente influenzato dalla litologia. I Prati di Tivo presentano, infatti, alle alte quote un versante omogeneo con esposizione settentrionale, largo circa 1,5 km, con pendenza uniforme di circa 20° fino ad una quota variabile tra i 1700 m (lato Valle di Rio Arno) ed i 1900 m (lato cresta dell'Arapietra). Il substrato è costituito da alternanze di arenarie ed argille del flysch della Laga. Al di sopra, il versante presenta una evidente rottura di pendio, in corrispondenza delle formazioni calcareomarnose della serie del Gran Sasso. La pendenza aumenta a 30° circa, fino alla parete nord del Corno Piccolo. Il versante è interamente colonizzato da vegetazione erbacea fino alla base della parete e mancano significativi depositi clastici, in quanto la parete è costituita da calcare massivo, non fratturato ma interessato da grandi diaclasi ed inciso da pochi canaloni in roccia. Lo scorrimento delle acque meteoriche (soprattutto in concomitanza di forti temporali) e delle valanghe incide i sottostanti solchi di ruscellamento. La parte sinistra del versante, quardando il Corno Piccolo, si presenta discontinua, a causa di un corpo di frana di notevoli dimensioni, caratterizzato anche da alcune contropendenze e dall'accumulo di una frana di crollo, distaccatasi dalla cresta dell'Arapietra. L'intero versante è interessato da

notevoli valanghe di fondo, ma queste, pur interferendo notevolmente con le attività ricettive e



sciistiche, non hanno una grande influenza sulla morfologia del paesaggio.

Ancora diverso, per esposizione e assetto topografico e geomorfologico, risulta il comprensorio di Campo Imperatore, che insiste sul versante meridionale (aquilano) del Gran Sasso. I ripidi versanti, con esposizione meridionale, sottostanti alla funivia Fonte Cerreto - Campo Imperatore, sono percorsi da numerosi ed impegnativi fuori pista, mentre il bacino sciistico vero e proprio, attrezzato attualmente con due seggiovie ad aggancio rapido ed uno skilift, è completamente compreso nell'area di Campo Imperatore, caratterizzata da pendii più debolmente inclinati, ubicati a quote superiori ai 1900 m, con esposizioni ad E e NE. In particolare i ripidi contrafforti meridionali del Gran Sasso sono percorsi dai classici fuoripista, con dislivello intorno ai 1000 m e sviluppi di alcuni chilometri: si tratta degli itinerari della Portella, dei Valloni e di Valle Fredda: tutte le discese sono caratterizzate da pendenza mediamente molto acclive (in alcuni tratti prossima ai 40°), substrato carbonatico, generalmente a reggipoggio, copertura boschiva scarsa, relegata alle quote inferiori ai 1700 m ed estesa copertura a terreno incolto e/o a prato pascolo. Questi versanti, nel corso dell'inverno, si caricano di forti accumuli di neve e tendono, in linea generale, a dare luogo a scaricamenti spontanei, spesso ancora nel corso delle precipitazioni in corrispondenza dei versanti rocciosi e/o più acclivi. Questi fenomeni diventano problematici, ai fini della sicurezza, nei settori inferiori dei pendii, caratterizzati da inclinazioni comprese tra i 30° e i 40°. La massima attività valanghiva si osserva quindi nel corso dell'inverno, in coincidenza delle



precipitazioni legate a perturbazioni atlantiche e, spesso, in concomitanza di rialzi termici significativi, con distacchi sia superficiali, sia di fondo e con neve sia a debole coesione, sia a lastroni.

E' da sottolineare il fatto che, da un punto di vista geomorfologico, gli itinerari percorsi dai fuori pista più classici, vale a dire i Valloni, Valle Fredda e la Portella, sono dei solchi di erosione scolpiti dall'azione della acque incanalate e correnti nel corso dell'estate e delle valanghe nel corso dell'inverno; ne consegue l'assoluta pericolosità degli stessi in condizioni di forti accumuli, spesso, purtroppo, sottovalutata, come testimoniano i numerosi incidenti avvenuti sino ad ora.

### **L'INVERNO 2002-2003**

Nella tabella di figura 4, sono riportati gli elementi nivometeorologici sintetici, così come rilevati in maniera qualitativa presso la stazione di Campo Imperatore a 2100 m circa, mentre nella figura 5 è riportato l'andamento delle temperature minime e massime di tutto l'inverno, così come rilevate presso la stazione del Servizio Idrografico di Pietracamela a 1000 m s.l.m..

In figura 6 è riportato il profilo del manto del giorno 23 gennaio 2003 a Campo Imperatore, indicativo della presenza di uno "strato debole" sub-superficiale, che si è rivelato fondamentale nel condizionare la stabilità degli spessori di neve accumulatisi successivamente. In figura 7





Fig. 9 - Zona di accumulo della valanga del 28 dicembre 2003 nella zona delle Malecoste.

è riportato il profilo del manto nevoso ricostruito alla fine della stagione sciistica ai Prati di Tivo, indicativo della distribuzione delle resistenze in primavera inoltrata, pochi giorni prima dei grandi distacchi di fondo, che hanno caratterizzato la fine del mese di aprile. Come risulta dalla figura 8, relativa alla distribuzione della neve al suolo a Prati di Tivo e alla già menzionata figura 5, nonché dalla descrizione qualitativa di figura 4 per Campo Imperatore, ci si è trovati

di fronte ad un inverno caratterizzato da temperature nella media e da copiose precipitazioni, che in concomitanza di rialzi termici repentini, sono state in grado di generare attività valanghiva, con entità e distribuzione diversa sui due versanti del Gran Sasso. Si è osservata, infatti, una netta prevalenza dei fenomeni, sia per quantità che per volumi e, purtroppo, per vittime coinvolte, dove un ruolo nell'eccezionalità degli accumuli e, quindi, dei fenomeni è stata giocata dalla provenienza delle perturbazioni, quasi tutte dai quadranti occidentali e nord-occidentali.

### LE VALANGHE DI CAMPO IMPERATORE

Come è possibile osservare nella figura 4, l'intero inverno è stato caratterizzato da una costante e ripetuta attività valanghiva, di cui, di seguito, vengono riportati i soli fenomeni più rilevanti e degni di nota. A conferma dell'estrema variabilità delle condizioni nivo-meteorologiche, si tenga conto che, nel solo ambito di questo studio, sono state osservate nell'area un totale di oltre 30 valanghe, di cui oltre 20 di fondo e con neve umida, principalmente a dicembre (che dovrebbe essere il mese caratterizzato dall'irrilevanza del metamorfismo da fusione) e circa 10 di lastroni di superficie, principalmente nel mese di marzo (che sui versanti meridionali, generalmente, porta con sé la fusione incipiente sull'intero spessore di neve al suolo).

Nell'ambito del primo gruppo di valanghe i fenomeni si possono in linea generale considerare innescati da un repentino e cospicuo innalzamento della temperatura, fenomeno questo che si è riproposto più volte nel corso dell'inverno, come è possibile desumere dalla distribuzione

delle temperature di figura 5, che, pur se riferendosi alla stazione di Pietracamela posta sul versante settentrionale del Gran Sasso, evidenzia una evoluzione del tempo atmosferico comune ai 2 versanti. Come elementi utili alla discussione, si presentano due valanghe, analoghe per meccanismi e tipologia, staccatesi all'inizio dell'inverno e a primavera inoltrata. Nel primo caso si fa riferimento alla valanga delle Malecoste (Fig. 9), staccatasi il 28 dicembre da una quota di circa 1800 m con una larghezza della superficie di distacco di circa 200 m, una lunghezza della zona di scorrimento di circa 600 m e uno spessore di neve, nella zona di accumulo, variabile da 1 a 3 m. Nel secondo caso si fa riferimento alla valanga di fondo staccatasi alla fine di aprile (probabilmente in concomitanza con le altre valanghe di fondo del versante settentrionale) all'uscita del canalone dei "Tre Valloni" (Fig. 10). Il lastrone di fondo ha coinvolto nella zona di distacco una larghezza di circa 30 m, muovendosi su una superficie di scorrimento (costituita da substrato a prato/pascolo) di circa 250 m e andandosi ad allargare su una zona di accumulo di circa 60 m di lunghezza per 40 di larghezza, con uno spessore di neve, detriti e frammenti vegetali, variabile da 70 cm a 4 m.

Nell'ambito del secondo gruppo per dimensioni ed effetti va sicuramente ricordata la valanga dello "Scontrone" (settore sommitale dei Valloni), distaccatasi il 4 marzo 2003 intorno alle 11:00, nella nebbia e dopo una giornata di precipitazioni intervenute a seguito di una perturbazione atlantica, per un totale di circa 50 cm di accumulo di neve umida. Si tratta di una valanga di lastroni, in versante aperto nella zona di distacco, ed incanalata

nella zona di scorrimento e di accumulo. Nell'area del distacco, ad una quota di circa 2200 m s.l.m. ed evidenziata da una netta frattura di lunghezza totale di circa 500 m (Fig. 11), gli spessori di neve variavano da circa 50 cm nelle zone laterali a circa 150 cm nella zona centrale. con pendenze comprese tra 30° e 35°. La lunghezza della zona di scorrimento era di circa 600 m, andando ad interessare il canalone dei "Valloni" vero e proprio, al di sotto della quale la zona di accumulo, ad una quota di circa 1600 m s.l.m., aveva una estensione di circa 150 m, con spessore della neve variabile da 1 m ad un massimo di 5 m. Il giorno 8 marzo nella massa nevosa dell'accumulo è stato, purtroppo, trovato il corpo senza vita di un giovane sciatore, per il cui decesso non è stato possibile ricostruire la dinamica.

### LA VALANGA DI FONDO DELLA VAL MAONE

Estate 2003: chi ha risalito la Val Maone in questo periodo, non avrà potuto fare a meno di notare un grande accumulo di alberi abbattuti, con tronchi di tutte le dimensioni, con diametri da pochi centimetri fino a diversi decimetri.

Già nelle vicinanze delle sorgenti di Rio Arno a quota 1530 m circa (Fig. 12), risultavano visibili i primi alberi sradicati, adagiati in mezzo alla valle, con il tronco disposto parallelamente all'asse vallivo. Si è osservato che in quel tratto di valle, i boschi sui due lati non mostrano segni di devastazioni recenti, sebbene i versanti siano periodicamente interessati dalle valanghe. Quindi la valanga che ha trasportato quei tronchi non proveniva dai canali sovrastanti che scendono dal Corno Piccolo, né dall'opposto versante dell'Intermesoli, ma da un pendio situato più a monte.

Continuando a salire, si incontrano rami e alberi sradicati in numero sempre maggiore, quasi tutti allineati come i primi, ma distribuiti su un fronte più largo. Saliti a quota 1595 m circa, in corrispondenza di un grande masso erratico posto pochi metri a sinistra del sentiero, si notano nuove tracce della eccezionale valanga che ha abbattuto gli alberi.

Distaccatasi dalla parte alta della Valle dei Ginepri, sotto le parete ovest del Corno Piccolo, la valanga ha attraversato la Val Maone risalendo diritto il versante opposto per almeno 20 m di quota (Fig. 13) verso Pizzo Intermesoli, ha girato poi a 90 gradi ed infine si è diretta a valle percorrendo ancora circa 500 m, fermandosi probabilmente nei pressi della sorgente di Rio Arno. Dopo la sorgente infatti non si notano alberi abbattuti, né altri indizi del passaggio di una grossa valanga.

Il suo movimento è testimoniato dall'allineamento dei tronchi e dei rami, che sono stati deposti prima perpendicolarmente (o quasi) al pendio, nel tratto dove la valanga ha risalito il versante opposto alla Valle dei Ginepri, poi diagonalmente ed infine parallelamente all'asse vallivo in direzione delle sorgenti di Rio

Arno. Questo allineamento dei tronchi e dei rami in direzione del flusso della valanga, fa ipotizzare una velocità relativamente bassa della massa nevosa.

E' difficile valutare il volume di neve interessata dalla valanga. L'area di distribuzione dei tronchi e dei rami lasciati dalla valanga hanno permesso di ipotizzare la zona di accumulo indicata nella carta di figura 3 e "disegnata" su un modello del terreno 3d in figura 14. Nella stessa carta





Fig. 10 valanga dei "Tre Valloni" di fine aprile 2003: veduta della zona di distacco (sopra) e della zona di accumulo (a sinistra).



sono indicate anche l'ipotetica zona di distacco e scorrimento, individuate sulla base delle osservazioni di eventi analoghi verificatisi con tempi di ritorno pressoché annuali. Non si sono potute reperire informazioni precise relative all'evento descritto in quanto la zona, proprio a causa della elevata pericolosità in determinate condizioni termoclimatiche, non è molto frequentata a primavera inoltrata. Si può però ipotizzare che il fenomeno sia avvenuto intorno al 30 aprile del 2003, periodo questo caratterizzato da un repentino rialzo termico generale, come testimoniato dalle carte della temperatura di figura 15, che mettono bene in evidenza la forte espansione del cuneo termico di origine sahariana nel periodo in esame. Tale rialzo termico ha comportato alla quota estrapolata di distacco, pari a 2100 m circa,

un brusco passaggio a condizioni di isotermia da fusione, come facilmente riscontrabile nel picco di temperatura del grafico di figura 15.

In base agli spessori dei corpi di accumulo delle valanghe osservati negli anni passati, si può ipotizzare un volume di circa 500.000 m³, considerando uno spessore medio di 3 m circa nella zona di accumulo, ma che a fine anni '80 ha anche superato i 15 metri, con permanenza della neve anche fino a settembre.

### LE VALANGHE DI FONDO DEI PRATI DI TIVO

In concomitanza al repentino rialzo di temperatura già analizzato, si sono distaccate anche le valanghe di pendio che hanno interessato in maniera generalizzata tutto il versante dei Prati di Tivo, anche se in maniera discontinua e non omogenea (www.snowboardplanet.it). E' interessante notare come il distacco dello spessore di neve, anche superiore al metro nel settore di monte, ormai completamente fradicio per le elevate temperature (si veda il grafico di figura 5), pur essendo in condizioni di debole coesione a causa dell'acqua presente, sia avvenuto in blocco, con modalità simili allo scivolamento di un intero lastrone omogeneo sulla superficie topografica, caratterizzata, nell'area, da copertura erbacea.

### TENDENZE CLIMA-TICHE E COPERTURA DEL MANTO NEVOSO

Da alcuni anni è oramai evidente una generale tendenza all'aumento delle temperature, che condiziona non poco la stabilità del manto nevoso, specialmente nella stagione primaverile. Una testimonianza esemplificativa e significativa di questo fenome-

Fig. 11 - Veduta generale della zona di distacco della valanga dello "Scontrone" del 4 marzo 2003: è evidente sulla sommità la frattura che ha generato il movimento del lastrone superficiale.



Fig. 12 Fig. 13



no è data dalla variazione dello spessore del manto nevoso che alimenta il ghiacciaio del Calderone, presente nell'area, ma a quote più alte, comprese tra 2650 e 2850 m circa, che è oggetto di monitoraggio dai primi anni '90 ai fini del calcolo del bilancio di massa. Gli accumuli raggiungono nel mese di gennaio i 6-9 m di spessore nella parte alta del ghiacciaio, ma già con le prime ondate di caldo, che si verificano solitamente nel mese di maggio, gli accumuli di neve vengono fortemente ridotti, a volte in meno di due settimane. In alcune zone del ghiacciaio il manto nevoso scompare del tutto già ai primi di giugno. Di fatto da molti anni il bilancio di massa del ghiacciaio è fortemente negativo e nel giro di pochi anni la parte superiore del ghiacciaio, dove pure si depositano grandi quantità di neve per effetto dell'azione del vento e dell'accumulo delle valanghe, è quasi scomparsa (D'Orefice et al., 1996; Pecci et al. 1997; Pecci et al. 1999).

Da un punto di vista più generale e volendo considerare le variazioni sul lungo periodo è possibile trovare conferma anche per la stazione di Pietracamela, posta ad una quota di 1000 m slm sul versante settentrionale del Gran Sasso, una netta tendenza al rialzo delle temperatura, pari a circa 1 °C in un arco di tempo di circa 70 anni, come è possibile apprezzare nel grafico di figura 16. Ai fini della persistenza e permanenza del manto nevoso entrano quindi in gioco, da una parte l'entità degli accumuli di neve, legati alle precipitazioni dirette ed agli accumuli da vento e da valanga, e dall'altra l'entità e la durata nel tempo delle alte e precoci temperature tardo primaverili. In linea generale all'anticipo della stagione estiva che ha caratterizzato le ultime

annate ha corrisposto uno "scarico" di fondo dei pendii innevati delle alte quote, che, però, in condizioni morfo-topografiche particolari, ha permesso la formazione di nevai perenni anche a quote relativamente basse; è il caso del nevaio nei pressi del Rifugio Franchetti (Fig 17) ad una quota di circa 2400 m con esposizione nord, e dei nevai del Gravone (Fig 18) a 1400 m circa, e del Fondo della Salsa riformatisi dopo diversi anni sul versante Nord del Monte Camicia, anche in coincidenza di una estate anomala come quella del 2003, grazie soprattutto alla protezione esercitata dalla evidente copertura detritica.

### DISCUSSIONE DEI DATI E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

La stabilità del manto nevoso nell'area centrale del Gran Sasso d'Italia, oltre alla distribuzione, spessore e caratteristiche del manto nevoso, è anche legata alle caratteristiche superficiali dei pendii ed alla presenza, organizzazione e copertura della vegetazione e dei suoli.

L'assetto geomorfologico dei Prati di Tivo e quello dei versanti della Val Maone e di Campo Imperatore, è principalmente legato ad elementi litologico-strutturali ed al diverso sviluppo di forme crionivali (suoli a terrazzette) e gravitative (falde e coni di detrito). Lo sviluppo dei suoli a terrazzette è a sua volta in parte dipendente dalle diverse quote (maggiori in Val Maone-Valle dei Ginepri), ed in parte dalla litologia del substrato.

I Prati di Tivo presentano, alle quote di interesse per questo studio, un primo tratto di versante caratterizzato da suoli a terrazzette, con cotica erbosa rotta ma con zolle non molto ruotate verso valle e vegetazione erbacea prevalentemente tipo "Festuca", molto ben sviluppata, che non risente dell'attività di pastorizia, per lo meno alle quote medio-alte.

Lo sviluppo della vegetazione è dovuto alla costituzione litologica del substrato argillosoarenaceo.

Le alternanze di strati di argilla con strati di arenaria consentono il mantenimento di condizioni di umidità e presenza di sali minerali, condizioni favorevoli allo sviluppo della vegetazione. Questo primo tratto di versante termina ad una quota variabile da 1900 a 1700 m in corrispondenza del sovrascorrimento delle unità del Gran Sasso su quelle del flysch della Laga, dove il pendio presenta maggiori pendenze: è proprio in questa zona che avvengono i distacchi delle valanghe di fondo.

Alle quote più alte, sopra i 2000-2100 m circa, i suoli a terrazzette

Fig. 14

# Wersante Corno Piccolo Versante P.zo Intermesoli i disegnata l'estensione areale della grande valanga di fondo di fine aprile 2003, con l'evidente risalita lungo il

versante opposto

# Temperature del 30 aprile (a) e del 1 maggio (b) 2004 in °C a 850 hPa

Fig. 15 Fig. 16

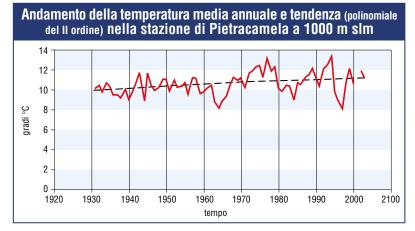


Fig. 17 - Veduta del nevaio perenne al di sotto della Sella dei Due Corni a quota 2400 m circa, visto dal rifugio Franchetti nel novembre 2001.

presentano un diverso sviluppo. In generale il suolo ha uno spessore di pochi centimetri ma le zolle sono ben ruotate verso valle, con vegetazione sviluppata nel saliente e gradino privo di cotica erbosa.

Si possono quindi identificare tre zone in base alle caratteristiche di rugosità e quindi di "resistenza" della superficie topografica. La prima, ubicata alle quote più basse, caratterizzata da una superficie a bassa "resistenza" con pendenza di circa 20°, la seconda a quote più alte, caratterizzata da una superficie con maggiore pendenza, ma con caratteristiche di "resistenza" simile alla prima, e la terza, situata alle alte quote, caratterizzata da maggiore "resistenza".

Le zone di distacco delle valanghe di fondo sono ubicate solitamente nella seconda zona, dove la quota e l'esposizione favoriscono l'accumulo di ingenti quantità di neve al di sopra della rottura del pendio, su di una superficie a scarsa resistenza.

Tratta da www.wetterzentrale.de su ri-analisi NCEP

Le falde di detrito, per le cause già discusse, hanno uno sviluppo scarsamente significativo, limitato a poche zone in prossimità delle pareti del Corno Piccolo, quindi non influiscono sulle caratteristiche complessive di resistenza delle superfici del versante.

I versanti della Val Maone presentano invece superfici con caratteristiche di relativa "resistenza". Tutta la valle è interessata da uno sviluppo di estese superfici ad elevata rugosità, legate a falde e coni di detrito alla base delle pareti, con l'eccezione della Valle dei Ginepri, dove il versante è però caratterizzato da terrazzette erbose con saliente ben sviluppato e scarsa vegetazione, su di un substrato calcareo marnoso fratturato. I canaloni nel versante in destra idrografica sono larghi e relativamente ripidi (35°-40°), e permettono l'accumulo di ingenti quantità di neve, mentre quelli in sinistra idrografica sono stretti, ripidi (oltre 45°), e non permettono forti accumuli di neve, favorendo altresì gli scaricamenti spontanei.

La Valle dei Ginepri è la zona maggiormente predisposta a grandi accumuli di neve, per le cause già discusse. In generale, tutta la parte restante della Val Maone presenta superfici relativamente resistenti.

Ancora diversa è l'influenza dell'assetto geomorfologico nella zona di Campo Imperatore sulle caratteristiche di stabilità del manto nevoso. Sui versanti meridionali è infatti fondamentalmente la pendenza che condiziona i distacchi di neve, sulla base però di una distribuzione degli accumuli che è principalmente condizionata dai fattori metoclimatici. Un ruolo particolare è svolto dalla attività eolica, che è in grado di condizionare non solo la presenza e la permanenza di cornici sulle creste, ma anche la formazione di lastroni da vento in posizioni e condizioni morfologiche che si ripetono per particolari provenienze delle perturbazioni.

Un'ultima considerazione di carattere generale che si vuole proporre è relativa all'utilità dello scambio delle informazioni ai fini della sicurezza e, più in generale alla necessità di un maggiore dialogo e di una maggiore osmosi tra mondo scientifico/accademico e alpinistico/sciistico.

La collaborazione tra chi frequenta la montagna invernale a diverso titolo, ma, in linea generale con la stessa passione, non può che migliorare la qualità dei risultati scientifici e la prevenzione degli incidenti.

Per quanto riguarda il primo obiettivo ci si augura che il presente lavoro vada nella direzione giusta, grazie anche al contributo fondamentale dei numerosi appassionati interpellati. Ai frequentatori ed amanti della montagna la raccomandazione di tenere in maggiore considerazione i prodotti, soprattutto cartografici, perché di più immediata comprensione, relativi



alla pericolosità da valanga, e di frequentare l'ambiente montano a seguito di una più attenta lettura e utilizzazione dei bollettini nivometeorologici.

### RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano Andrea Usella e Fabio Ventriglia (www. snowboardplanet.it) per le fotografie e le informazioni gentilmente fornite, nonché Roberto Tonelli del CAI di Pescara e del Comitato Scientifico Centrale del CAI per la preziosa collaborazione. I dati utilizzati per l'elaborazione dei grafici della neve al suolo nell'inverno 2003 e del profilo del manto nevoso di aprile 2003 relativamente alla stazione di Pietracamela sono stati forniti gentilmente dal Corpo Forestale dello Stato, Servizio Meteomont, che si ringrazia vivamente, nell'ambito della collaborazioni didattico-formative esistenti tra ISPESL, Università degli Studi di Chieti "G. D'Annunzio" e Corpo Forestale dello Stato. Si ringrazia infine il Servizio Idrografico, Compartimento di Pescara e Pinuccio D'Aquila.

### **BIBLIOGRAFIA**

- D'ALESSANDRO L. & PECCI M. (2001) "Rischi da valanga sul Gran Sasso d'Italia". IV Convegno dei giovani ricercatori di Geologia Applicata, CNR-GNGA, 22-24 Ottobre 1998, Chieti, Mem. Soc. Geol. It., 56, 315-320. Roma.
- D'ALESSANDRO L., DE SISTI G., D'OREFICE M., PECCI M. & VENTURA R. (2003) "Geomorphology of the summit area of the Gran Sasso d'Italia (Abruzzo, Italy)". Geogr. Fis. Dinam. Quat. 26, 125-141, 1 tav.
- DEMANGEOT J. (1965) « Les pleateaux du Gran Sasso e La chaine du Gran Sasso in Geomorphologie des Abruzzes Adriatiques ». C. N. R. S. Paris.
- D'OREFICE M., LEDONNE L., PECCI M., SMIRAGLIA C. & VENTURA R (1996) "Nuovi dati sull'alimentazione nevosa del Ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso d'Italia Appennino Centrale)". Atti Conv. "Cento anni di ricerca glaciologica in Italia", Torino 19-20 ottobre 1995, Geogr. Fis. e Din. Quat., 18, (1): 1 fig., 2 tabb. Torino
- FAZZINI M, BISCI C. & DE LUCA E. (1999) - "Clima e neve sul massiccio del Gran Sasso. Neve e valanghe", 36, 36-45, Manfrini (TN)
- PECCI M., SMIRAGLIA C. & D'OREFICE M. (1997) "Il ghiacciaio del Calderone". Rivista neve e valanghe AINEVA, 32,novembre 1997, 46-57. Trento
- PECCI M., D'OREFICE M. SMIRAGLIA C. & VENTURA R. (1999) "Il ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso d'Italia, Appennino centrale): condizioni climatiche generali e bilancio di massa 1995-97". In: Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni, a cura di G. Orombelli, Un. Degli studi di Milano e di Milano Bicocca, 511-523, Genova
- TONINI D. (1961) Il Ghiacciaio del Calderone del Gran Sasso d'Italia. Boll. Com. Glac. It. 10 II serie, 71-135.

Fig. 18
Accumulo da
valanga nel
Fosso del
Gravone a
1550 m circa
(fine estate
2003).

## IL RADAR DI MONTE

### Uso del radar di Monte Macaion per la sorveglianza Meteo-Idrologica del bacino del fiume Adige

### Marco Borga

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

### Carlo Dal Piaz e Marta Pendesini

Meteotrentino Galleria dei Legionari Trentini 5 38100 Trento

### **Mauro Tollardo**

Ufficio Idrografico Provincia Autonoma di Bolzano Via della Mendola 33 39100 Bolzano



Il radar per le previsioni meteo offre l'opportunità di migliorare la nostra capacità di osservare le perturbazioni e quantificare le relative precipitazioni.

Uno dei principali vantaggi del radar è la sua capacità di monitorare piogge estreme su un'ampia gamma di scale spaziali e temporali.

Il presente articolo fornisce una descrizione del sistema radar installato sul Monte Macaion con i primi risultati ottenuti.

### **INTRODUZIONE**

La mitigazione del rischio idrometeorologico relativo al territorio dell'alto bacino del fiume Adige costituisce uno degli obiettivi dell'attività dell'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano. Diverse sono le iniziative intraprese a tale scopo: dallo sviluppo di un'efficiente attività di previsione meteorologica all'organizzazione di un servizio di previsione meteo-idrologica finalizzato alla gestione del rischio di piena in condizioni di emergenza.

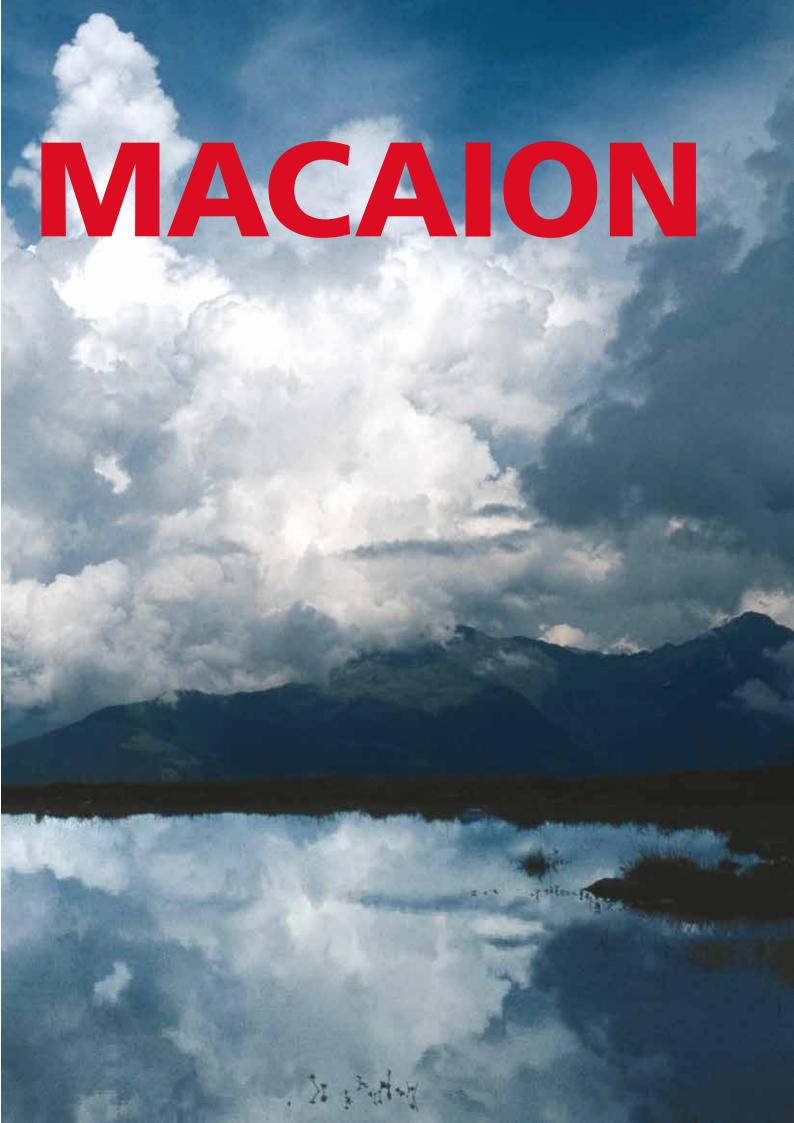
Nell'ambito di questo disegno complessivo, un ruolo particolare assume l'attività di sorveglianza meteo-idrologica resa possibile dal flusso di informazioni assicurato dal radar meteorologico di Monte Macaion.

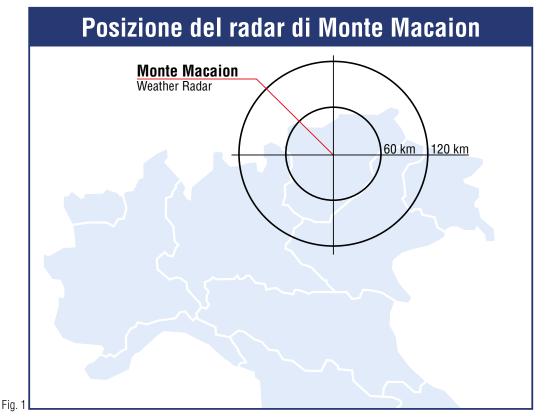
Tale strumento ha esteso e perfezionato considerevolmente la possibilità di osservare in tempo reale, con elevata risoluzione spaziale e temporale, la struttura dei campi di precipitazione.

Il suo impiego presenta alcuni sostanziali vantaggi rispetto a quanto si può ottenere con una rete di stazioni pluviometriche.

Il radar meteorologico offre infatti le seguenti opportunità (Creutin e Borga, 2003):

- visione globale, in tempo reale, dei fenomeni di precipitazione in atto su un'area molto vasta, e determinazione dell'intensità di precipitazione;
- monitoraggio della precipitazione con continuità spaziale, e quindi possibilità di rilevare anche fenomeni intensi e localizzati:
- analisi tridimensionale dei campi di pioggia;
- possibilità di seguire lo spo-







stamento e l'evoluzione dei fenomeni e di individuare le zone che potranno essere interessate da precipitazione nell'immediato futuro.

In particolare, il radar meteorologico ha dimostrato una notevole efficacia nel monitoraggio dei fenomeni a spiccata caratterizzazione locale, quali, ad esempio, le celle temporalesche.

La possibilità di prevedere l''evoluzione temporale di un campo di precipitazione, a partire dalla sua osservazione tramite radar, discende dalla continuità spaziale di tale osservazione relativa una regione piuttosto vasta (dell'ordine dei 10.000 km²). Confrontando fra loro mappe successive di precipitazione radar, ed analizzando la loro struttura tridimensionale, è possibile pervenire ad una sintetica descrizione della dinamica dell'evento meteorico, in grado di fornire informazioni sull'evoluzione a brevissimo termine del fenomeno osservato (Wilson et al., 1998; Mecklenburg et al., 2000).

Le osservazioni radar possono inoltre essere integrate con osservazioni satellitari (per es. di tipo METEOSAT, con prospettive particolarmente interessanti per il Meteosat di seconda generazione), ed hanno evidenziato un'importante utilizzazione per l'inizializzazione e la validazione dei modelli numerici meteorologici a scala limitata.

Queste caratteristiche sono di grande interesse per la corretta gestione delle previsioni meteorologiche di precipitazione in una regione caratterizzata da un accentuato rilievo orografico come quella dell'alto bacino dell'Adige.

Infatti, l'esperienza indica che le previsioni numeriche di precipitazione relative a regioni ad orografia complessa sono da usarsi con molta cautela, e che esse devono essere integrate da conoscenze sinottiche e regionali dettagliate, derivate da esperienza acquisita sul territorio. L'utilizzazione dell'informazione radar, in questo caso, assume un duplice valore. Da una parte, essa diventa elemento essenziale per la verifica continua, ad ampia scala spaziale, della accuratezza delle previsioni consequite tramite modelli numerici. Dall'altra, la conoscenza dettagliata degli effetti regionali acquisita tramite l'analisi delle immagini radar consente al previsore una differenziazione regionale della previsione numerica.

Con questa memoria si intende presentare il sistema radar, il servizio di sorveglianza meteoidrologica ed alcuni risultati preliminari ottenuti nei primi anni di attività. La memoria è articolata in n. 4 sezioni: viene inizialmente descritto il sistema radar (sezione 2), del quale vengono successivamente illustrate le utilizzazioni nell'ambito del sistema di monitoraggio meteoidrologico (sezione 3). Nella quarta e ultima sezione vengono infine descritte una serie di procedure operative, assistite da procedure software specificatamente sviluppate, volte alla ottimizzazione dell'impiego delle osservazioni radar nella gestione dell'emergenza.

#### IL SISTEMA DI RADAR SORVEGLIANZA METEO-IDROLOGICA

Lo sviluppo del sistema radar di Monte Macaion ha preso le mosse in seguito alla decisione dell'Autorità di Bacino dell'Adige, presa in sede di Comitato istituzionale il 17 febbraio 1997, di organizzare, in concertazione con le Province Autonome di Trento e Bolzano e con la Regione Veneto, un centro di monitoraggio meteo-idrologico, con specifica attenzione ai fenomeni di piena e di rischio idrogeologico. Il sistema radar è stato quindi attivato preliminarmente nell'estate del 2000, per conseguire un completo sviluppo nel 2001.

A partire dalla primavera del 2003, il sistema radar è passato sotto il controllo delle Province di Trento e di Bolzano, che ne coordinano in modo congiunto l'attività.

L'antenna radar è collocata sul Monte Macaion, a 1860 m s.l.m. (Fig. 1 e foto sotto). Il radar è un sistema Doppler EEC DWSR-2500 C, in banda C; le caratteristiche tecniche sono riportate nella figura 2.

La realizzazione di un sistema di monitoraggio radar come quello considerato, nella prospettiva di utilizzazione idrologica delle osservazioni radar, ha richiesto l'esame preliminare di diverse condizioni, ed in particolare della struttura orografica della regione di interesse. In particolare, l'individuazione dei siti ottimali atti a ospitare l'antenna radar ha evidenziato l'esigenza di considerare alcune esigenze contrastanti. L'installazione del radar in posizione elevata consente infatti di estendere l'orizzonte dello strumento, ma vincola il radar ad esplorare, ad una certa distanza dal sito di installazione, porzioni di atmosfera dove la precipitazione può non essere rappresentativa di quanto accade in prossimità del suolo. L'installazione in posizione più depressa consente di misurare la precipitazione vicino al suolo, ma determina una capacità di osservazione che può essere considerata insufficiente. E' apparso quindi necessario privilegiare l'installazione dello strumento in posizione elevata, e configurare il sistema in modo tale da rendere minima l'incidenza degli errori conseguenti. E' risultato inoltre necessario adottare un sistema di osservazione in grado di individuare gli echi spuri dovuti alla retrodiffusione del segnale elettromagnetico da parte del terreno, di cui un sistema di osservazione radar come quello delineato può soffrire. Si noti che la scelta di installare gli strumenti in corrispondenza di siti elevati determina una maggiore incidenza dei costi legati all'esigenza di assicurare che la strumentazione possa operare, senza degrado delle prestazioni, in ambiente climaticamente difficile (basse temperature ed elevate velocità del vento), alla installazione e manutenzione degli apparecchi ed alla realizzazione ed alla operatività dei collegamenti.

È opportuno a questo punto ricordare che il radar meteorologico non è in grado di fornire una misura diretta dell'intensità di precipitazione. L'osservazione radar della pioggia in atmosfera si basa infatti sull'impiego di un certo numero di algoritmi, in grado di trasformare in riflettività il valore di potenza retrodiffusa dal volume di atmosfera osservato

dal radar, e convertire quindi detta riflettività in intensità di precipitazione. Il risultato dell'impiego di tali algoritmi viene evidentemente alterato quando le ipotesi di lavoro (talvolta non integralmente esplicitate) poste alla loro base non sono verificate nella realtà. L'uso operativo del radar meteorologico richiede quindi l'adozione di un sistema di elaborazione delle misure radar che può essere di notevole complessità, dovendo esso riconoscere e correggere, in modo automatico, diverse potenziali sorgenti di errore.

In conformità all'obiettivo di fornire una stima della intensità di precipitazione in atto, è opportuno sottolineare l'importanza degli errori legati alla variazione delle dimensioni e della quota del volume di campionamento radar all'aumentare della distanza dall'antenna a fronte di una marcata variabilità verticale del campo di riflettività. L'influenza della geometria del campionamento sull'accuratezza della stima radar di precipitazione dipende dal tipo di precipitazione. Nel caso di precipitazioni convettive l'aumento del volume di campionamento con la distanza dal sito radar si traduce essenzialmente in una attenuazione dei picchi di precipitazione, mentre per le precipitazioni di tipo stratiforme si possono riconoscere degli er-

Fig. 2

#### Caratteristiche tecniche del sistema radar di Monte Macaion.

Parametro	Valore
Range massimo (Doppler)	120 km
Risoluzione in range	250 m
Ampiezza del fascio (3 dB)	0.9°
Potenza di picco	307.0 kW
Lunghezza d'onda	5.3 cm (C band)
Tempo di aggiornamento	6 minuti
Durata dell'impulso	0.8 s
Guadagno d'antenna	45.8 dB
Scansione (12 elevazioni)	1.0°; 2.0°; 3.0°; 4.0°; 5.0°; 6.0°; 8.0°; 10.0°; 13.0°; 16.0°; 19.5°; 24.0°

rori di sovrastima e di sottostima legati alla variabilità verticale sia dell'intensità che dello stato di aggregazione (solido o liquido) della precipitazione. Per questo tipo di precipitazione, infatti, l'intercettazione dello strato di fusione (lo strato in corrispondenza del quale la precipitazione da solida diventa liquida) da parte del fascio radar causa una forte variazione nel valore del segnale misurato, determinata delle diverse proprietà dielettriche delle particelle intercettate, che può determinare forti sovrastime dell'intensità di precipitazione. Si noti che la scelta, considerata preferibile, di collocare gli strumenti di osservazione in posizione elevata aumenta la probabilità di incorrere in questo tipo di errore (Joss e Lee, 1995; Borga et. al, 1997; Borga et al., 2000; Krajewski e Smith, 2003).

Il sistema di monitoraggio radar di Monte Macaion è concepito innanzitutto per la stima e la previsione dei campi di precipitazione, in tempo reale, con grado di dettaglio e di accuratezza tale da poter fornire dati ed indicazioni per l'attivazione di opportune contromisure in caso di condizioni meteorologiche estreme (e dei fenomeni di piena dei corsi d'acqua in particolare). E' chiaro, tuttavia, che i benefici conseguibili tramite tale sistema non si limitano al solo aspetto idrologico e di supporto

alle decisioni da assumere in un contesto di protezione civile. Ricadute operative possono conseguirsi in altri settori, quali l'attività turistica, l'agricoltura, la gestione ottimale dei sistemi di drenaggio urbano, la gestione del sistema dei trasporti, etc.

#### RUOLO DEL RADAR NELL'AMBITO DEL SISTEMA DI MONITORAGGIO METEO-IDROLOGICO

Il radar è uno strumento che consente di rilevare la presenza di oggetti distanti, di localizzarli nello spazio e di ottenere informazioni sulla loro natura fisicogeometrica. Nel caso particolare di un radar meteorologico tali oggetti sono tipicamente le idrometeore, siano esse gocce di pioggia oppure neve, grandine, pioggia ghiacciata. Esso consente quindi di stimare l'intensità di precipitazione su un'area di estensione notevole.

Le scale di campionamento spaziale e temporale che caratterizzano tale stima sono di rilevanza per gli scopi di modellistica idrologica, soprattutto per quanto riguarda l'analisi di piccoli e medi bacini idrografici, caratterizzati da rapido tempo di risposta alle sollecitazioni meteoriche. E' noto infatti dall'analisi delle strutture spazio-temporali dei campi di precipitazione, che la stima di precipitazione media areale in

corrispondenza di un'assegnata area di supporto richiede, al diminuire dell'intervallo di aggregazione temporale ed a parità di varianza di stima, un aumento della densità di campionamento. Tale incremento è spesso tale da scontrarsi con l'effettiva disponibilità di dati di precipitazione dalle reti di pluviografi, soprattutto nelle condizioni di monitoraggio in tempo reale. Le stime radar di precipitazione possono quindi costituire un valido complemento alle reti di pluviografi (e, nel caso di fenomeni di piena improvvisa, l'unica fonte di dati disponibile) per il calcolo dell'afflusso meteorico nelle condizioni su indicate, a condizione che gli errori presenti nelle stime radar di pioggia vengano adeguatamente rimossi.

Il radar meteorologico ha pertanto esteso e perfezionato considerevolmente la possibilità di osservare in tempo reale, con elevata risoluzione spaziale e temporale, la struttura dei campi di precipitazione.

Come già ricordato, confrontando fra loro mappe successive di precipitazione radar è possibile pervenire ad una sintetica descrizione della dinamica dell'evento meteorico. individuando una direzione di spostamento dell'idrometeora. Negli schemi più semplici, la previsione agli istanti successivi viene conseguita operativamente estrapolando gli ultimi campi di precipitazione osservati nella direzione ed alla velocità del moto precedentemente identificato. Procedure previsionali più evolute consentono di tenere in conto anche gli aspetti di crescita e di decadimento delle celle convettive eventualmente contenute nel campo di precipitazione osservato. Si tratta, in questi casi, di modelli meteorologici semplificati che consentono di incor-



porare quanta più informazione radar possibile nella simulazione modellistica del fenomeno.

E' evidente che schemi previsionali come quelli appena delineati possono essere sufficienti quando l'orizzonte temporale di interesse è pari a qualche ora. Previsioni quantitative di precipitazione su orizzonti temporali più prolungati sono consequibili solamente utilizzando modelli numerici di previsione. Solitamente, i modelli a scala sinottica dei principali centri meteorologici europei (Reading, Offenbach), maggiormente affetti da errori proprio su regioni ad orografia complessa come quella qui considerata, risultano inidonei a evidenziare la distribuzione spaziale della nuvolosità e delle precipitazioni. I modelli ad area limitata, che utilizzano le previsioni dei modelli sinottici quali condizioni al contorno e consentono la rappresentazione dei fenomeni meteorologici su una griglia più fine, sono generalmente indicati come maggiormente affidabili nella previsione dei quantitativi di pioggia. Tuttavia, anche in questo caso la rappresentazione della struttura orografica fornita dal modello è molto semplificata e gli errori conseguenti possono essere rilevanti. L'esperienza acquisita in questo campo indica che le previsioni numeriche di precipitazione relative a regioni ad orografia complessa sono da usarsi con molta cautela, e che esse devono essere integrate da conoscenze sinottiche e regionali dettagliate, derivate da esperienza acquisita sul territorio. L'uso dell'informazione radar. in questo caso, assume un duplice valore. Da una parte, essa diventa elemento essenziale per la verifica continua, ad ampia scala spaziale, della accuratezza delle previsioni consequite tramite modelli numerici. Dall'altra, la conoscenza dettagliata degli effetti regionali acquisita tramite l'analisi delle immagini radar consente al previsore una differenziazione regionale della previsione numerica. E' interessante inoltre osservare che le osservazioni da radar meteorologico giocano un ruolo essenziale nello sviluppo e nella implementazione dei modelli meteorologici di previsione di pioggia più sofisticati (non-idrostatici, a scala locale). Infatti, in questo caso le osservazioni radar sono importanti da due punti di vista: 1) possono rappresentare le condizioni iniziali a partire dalle quali il modello meteorologico numerico di previsione sviluppa successivamente la previsione; 2) sono le uniche osservazioni disponibili per la validazione tridimensionale delle simulazioni e previsioni conseguibili dai

Per le ragioni appena indicate, il miglioramento delle previsioni di precipitazione a breve termine sembra conseguibile utilizzando, secondo un albero decisionale, i modelli numerici di previsione e i flussi cospicui di dati forniti, in tempo reale, da radar meteorologico e da satellite.

modelli numerici.

#### USO OPERATIVO DEL SISTEMA RADAR DI MONTE MACAION

Nel corso dei primi due anni di attività del centro idro-meteo di Monte Macaion un'importanza specifica è stata attribuita al monitoraggio di fenomeni intensi di origine convettiva, in grado di provocare ingenti danni e pericolo per le vite umane, con effetti al suolo legati all'innesco di inondazioni improvvise, colate detritiche e frane superficiali. Si tratta di fenomeni di estensione spaziale modesta (da qualche decina a qualche centinaio di chi-

lometri quadrati), che, pur localmente rari, tendono comunque a presentarsi frequentemente in ambito regionale (si ricordano, fra gli eventi calamitosi, quelli di Fortezza, il 13 agosto 1998, di Termeno, il 12 giugno 2001, di Cortaccia, il 27 giugno 2001, di Vandoies, il 12 luglio 2002.

In ragione della limitata estensione spaziale di questi fenomeni, la rete di strumenti pluviografici, pur densa (con uno strumento in teletrasmissione ogni 100 km2 circa), non è tuttavia in grado di catturare la corretta distribuzione spaziale delle precipitazioni che li originano; il monitoraggio di tali eventi può quindi essere condotto esclusivamente tramite radar. L'obiettivo del monitoraggio che così si conseque è duplice: 1) supporto alle attività di protezione civile; 2) analisi ed interpretazione dei fenomeni

L'esperienza che è stata condotta nei primi anni di attività ha indicato che le attività di protezione civile possono giovarsi in modo decisivo della possibilità di individuare con anticipo le piogge in grado di innescare effetti localmente pericolosi sul territorio. E' chiaro che l'anticipo potenzialmente consequibile tramite tale monitoraggio è in genere modesto (compreso fra 30 minuti ed l ora). Tuttavia, anche in virtù della capillare copertura del territorio in termini di personale attrezzato ed in grado di intervenire con la massima tempestività, la sorveglianza radar meteorologica si è dimostrata estremamente utile al fine di distribuire le forze disponibili sul territorio e garantirne l'operatività con margine accettabile di rischio. Infatti, l'intervento di protezione civile viene attuata spesso ad evento calamitoso ancora in corso, con personale e popolazione esposta al pericolo

di un eventuale peggioramento del quadro in atto. I rischi connessi a tali situazioni possono essere controllati e gestiti in maniera conservativa tramite il monitoraggio meteo-idrologico continuo e dettagliato.

Le osservazioni radar vengono inoltre utilizzate in maniera ormai routinaria in ambito provinciale per la descrizione dei fenomeni che hanno determinato effetti calamitosi al suolo. Tale sforzo, indubbiamente cospicuo, è motivato dall'osservazione che la base sperimentale e scientifica disponibile per descrivere e quantificare la risposta dei bacini idrografici rispetto alle precipitazioni brevi ed intense è ancora frammentaria ed incerta, soprattutto in ragione delle obiettive difficoltà che insorgono nell'osservazione di fenomeni localmente poco frequenti (Bonell, 1998; Torres et al., 1998; McGlynn et al., 2002; Dalla Fontana, 2003). I fenomeni di piena improvvisa, associati spesso a processi di trasporto di massa, sono pertanto contraddistinti da

una cronica mancanza di dati, sia per quanto riguarda i volumi e le intensità dell'apporto meteorico, sia per quanto attiene agli stati idrici nei corsi d'acqua ed all'eventuale trasporto di sedimenti (D'Agostino e Marchi, 2001). La metodologia di registrazione e descrizione attivata include la fase di georeferenziazione dei fenomeni, la quantificazione degli aspetti salienti sotto l'aspetto sia idrologico che idraulico, e la registrazione di informazioni circa i danni determinati. Le osservazioni radar consentono di chiarire il quadro fenomenologico che caratterizza tali eventi, e di affinare nel tempo le tecniche di gestione del territorio e dei corsi d'acqua al fine di mitigare le sorgenti naturali del rischio idrogeologico. L'analisi degli eventi finora raccolti (Tonelli et al., 2003) ha permesso di chiarire che le celle temporalesche considerate hanno una spiccata caratteristica rigenerativa, legata anche all'orografia, e tendono quindi a persistere su una località ben oltre la vita media di un

temporale (30 minuti), alternando varie fasi con diverse intensità di precipitazione.

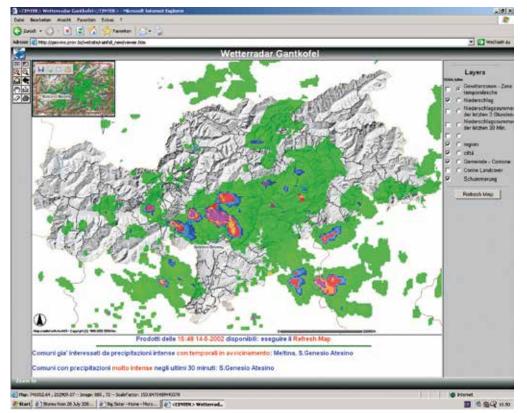
L'impiego del sistema di Monte Macaion nella catena operativa di gestione dell'emergenza ha richiesto lo sviluppo di due distinti sistemi di monitoraggio, uno volto alla sorveglianza del corretto funzionamento del sistema stesso (posto in località remota), ed il secondo finalizzato alla gestione continua del flusso di informazioni garantito dal sistema radar.

Nel primo caso è stato sviluppato un sistema di telecontrollo che permette non solo di ottenere in qualsiasi momento informazioni complete circa lo stato del sistema e una notifica immediata della presenza di una avaria, ma anche di interagire (via sms) accendendo o spegnendo la macchina o, semplicemente, cambiandone il tipo di acquisizione (es. le elevazioni di ciascun volume e la frequenza di acquisizione) o i parametri di elaborazione.

Tale sistema permette una maggiore continuità di funzionamento del radar e garantisce all'operatore la possibilità di intervenire da remoto per il ripristino del funzionamento (nel caso di avarie non importanti) o di spegnere il sistema evitando che il danno diventi tale da non permettere la riparazione in tempi brevi.

Il sistema di controllo delle osservazioni radar e di preavviso di condizioni di emergenza è articolato in una serie di procedure, descritte sinteticamente in seguito. Esso è basato sull'impiego di osservazioni radar il più possibile prossime al suolo; una serie integrata di algoritmi volti alla correzione di tali osservazioni al fine di rimuovere gli errori dovuti al profilo verticale di riflettività ed attenuazione, all'occlusione del fascio, alla presenza

Fig. 3 RadarMeteoBrowser temporali nei pressi di Merano



di grandine, ed alla presenza di echi di terra, è attualmente in corso di sviluppo.

Tutte le informazioni (georefe-

renziate) così raccolte vengono elaborate tramite GIS (GRASS5) ed indirizzate per la visualizzazione su una piattaforma informatica (RadarMeteoBrowser, Figura 3) creata appositamente per associare l'informazione da radar con gli elementi descrittivi di dettaglio del territorio, rendendone quindi facilmente interpretabile il contenuto informativo. L'individuazione delle situazioni di possibile criticità sul territorio, si avvale dell'incrocio fra due diverse informazioni: una relativa all'intensità dell'evento, e caratterizzata dal valore di intensità di pioggia negli ultimi 30 minuti; la seconda relativa alla precipitazione cumulata in tre ore consecutive, ed intesa ad evidenziare i settori precedentemente esposti a precipitazioni abbondanti, e quindi eccedenti soglie pluviometriche di allarme.

In sintesi, le elaborazione dei dati svolte ad ogni acquisizione del radar (ovvero ogni 6 minuti) si articolano come seque:

- vengono individuati i settori interessati da precipitazioni particolarmente abbondanti nelle ultime tre ore (ovvero caratterizzate da valori eccedenti una soglia preassegnata); vengono individuate le celle temporalesche e ricostruiti i loro movimenti negli ultimi 30 minuti;
- viene calcolata la precipitazione cumulata negli ultimi 30 minuti su tutto il territorio e vengono individuati i settori caratterizzati da precipitazioni superiori a due soglie prestabilite; la posizione di tali settori viene mantenuta in memoria dal software per le 3 ore successive;
- nel caso in cui il valore areale cumulato nei 30 minuti sia superiore ad un valore di soglia,

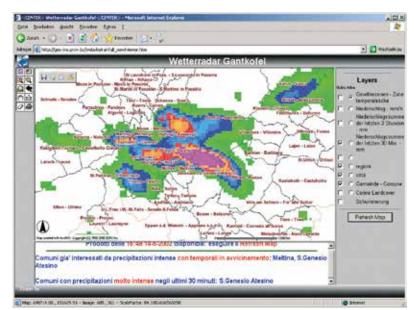


Fig. 4
RadarMeteoBrowser
Nel frame superiore
viene visualizzata
la precipitazione
cumulata negli ultimi
30 minuti. Nel frame
inferiore compaiono
automaticamente
gli avvisi derivanti
dall'analisi del dato
attuale e del recente
passato

viene generato automaticamente un avviso contenente il nome del comune interessato; l'avviso viene visualizzato nel Radar-MeteoBrowser (Figura 4). Nel caso in cui si ecceda invece una seconda soglia (inferiore alla prima), i settori di interesse vengono semplicemente memorizzati per un confronto successivo con i nuovi dati:

• viene effettuato un confronto tra il movimento delle celle temporalesche e i settori caratterizzati da precipitazioni abbondanti nelle ultime 3 ore (vedi punto precedente). Nel caso in cui una o più celle stiano per interessare o interessino direttamente un'area già colpita nelle ultime 3 ore, viene generato e trasmesso un avviso (sempre visualizzato nel RadarMeteoBrowser) ad una serie di indirizzi preassegnati (Figura 4). Il sistema di sorveglianza meteo-idrologica così articolato è sufficientemente semplice per essere compreso anche da utenti ed operatori privi di esperienza diretta in campo idrologico e meteorologico, e si è rivelato efficace ed efficiente nella sua gestione durante i due anni appena trascorsi (2002 e 2003). Alcune iniziative di ricerca sono in corso al fine di affinare la stima di precipitazione in zone

a scarsa visibilità ed al fine di incrementare il livello di confidenza nei preavvisi di allarme così generati.

#### **BIBLIOGRAFIA**

- Borga, M., E.N. Anagnostou e E. Frank, 2000: On the use of real-time radar rainfall estimates for flood prediction in mountainous basins. Journal of Geophysical Research, 105, D2, 2269-2280.
- Borga, M., E.N. Anagnostou e W.F. Krajewski, 1997: A simulation approach for validation of a bright band correction method. Journal of Applied Meteorology, 36(11), 1507-1518.
- Creutin, J.D. e M. Borga, 2003: Radar hydrology modifies the monitoring of flash flood hazard. Invited commentary. 10.10002/hyp.5122, Hydrological Processes, 17, 7, 1453-1456.
- Joss, J., e R. Lee, 1995: The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. Journal of Applied Meteorology, 34, 2612-2630.
- Krajewski, W.F., e J.A. Smith, 2002. Radar hydrology: rainfall estimation. Advances in Water Resources, 25, 1387–1394.
- Wilson, J.W., N.A. Crook, C.K. Mueller, J. Sun, e M. Dixon, 1998: Nowcasting thunderstorms: a status report. Bulletin of the American Meteorological Society, 2079-2099.
- Tonelli, F., M. Borga, M. Tollardo e M. Pendesini, 2003: Radar rainfall estimation assessment for heavy rainfall events. 1rst ACTIF Workshop on "Combination of data from remote sensing technologies for flood forecasting", Bologna 24-25 Novembre 2003.
- Bonell, M., 1998. Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. Journal of the American Water Resources Association, 34 (4), 765–785.
- D'Agostino, V., Marchi, L., 2001. Debris flow magnitude in the Eastern Italian Alps: data collection and analysis. Physics and Chemistry of the Earth, Part C, 26(9), 657-663.
- Dalla Fontana, G., 2003: Processi di generazione e trasporto del deflusso sottosuperficiale alla scala di versante. Quadreni di Idronomia Montana. n. 20, 2003.
- McGlynn, B.L., McDonnell, J.J., D.B. Brammer, 2002. A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchments, New Zealand. Journal of Hydrology, 257, 1-26.
- Torres, R., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Anderson, S.P. and Loague, K., 1998. Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment. Water Resources Research 34 8, 1865–1879.

## MARINA R

Il ghiacciaio della Marmolada quale laboratorio sul campo per lo studio degli aspetti naturali ed antropici del chimismo di acqua e ghiaccio in un bacino carbonatico delle Alpi Orientali



Nei giorni 7 – 8 settembre 2001 è stata effettuata una campagna di campionamento di ghiaccio, neve ed acqua superficiale sul ghiacciaio della Marmolada (Dolomiti occidentali) che ha interessato sia la zona di accumulo delle precipitazioni nevose sia quella di ablazione del ghiacciaio alle fronti occidentale, centrale ed orientale. Le analisi chimiche, effettuate sia direttamente sul ghiacciaio mediante strumentazione elettroanalitica portatile sia in laboratorio, hanno messo in evidenza le interazioni chimiche che avvengono tra le acque di fusione del ghiaccio e le rocce carbonatiche del bacino, e gli effetti dell'elevato impatto antropico legato all'attività sportiva praticata sul ghiacciaio sia d'inverno sia d'estate.

## Carlo Dossi, Alfio Viganò, Silvana Martin, Damiano Monticelli, Andrea Pozzi

Dipartimento di Scienze Chimiche, Fisiche e Matematiche, Università degli Studi dell'Insubria, Via Valleggio, 11 22100 COMO

#### **Ugo Mattana**

Dipartimento di Geografia, Università degli Studi di Padova, Via del Santo, 26 35123 PADOVA

# 

ANALISI CHIMICA DI ACQUA E GHIACCIO



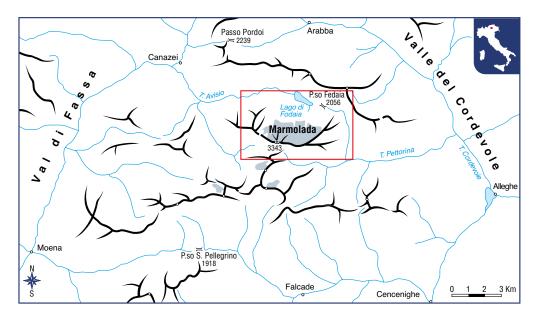
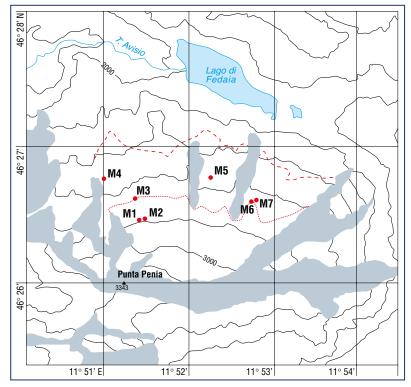


Fig. 1 -Inquadramento geografico del Gruppo della Marmolada.

Fig. 2 - II Massiccio della Marmolada con l'omonimo ghiacciaio. La linea tratteggiata indica i limiti del ghiacciaio durante l'Ultimo Massimo Glaciale (ca. 1850); la linea punteggiata indica il limite del 2001. Con M1 - M7 sono indicati i siti di campionamento.



#### **INTRODUZIONE**

## Assetto geografico e geomorfologico

Il Massiccio della Marmolada è ubicato nelle Alpi Dolomitiche, al confine tra le province di Belluno e Trento. La linea spartiacque che lo attraversa rappresenta un tratto del displuvio tra il bacino del fiume Piave e quello dell'Adige. Il Massiccio comprende numerose cime montuose al di sopra dei 3000 metri tra cui la più elevata è la Punta Penia (3343 m).

Il gruppo montuoso della Mar-

molada è delimitato a nord dalla profonda ed ampia depressione del Fedaia con l'omonimo Passo (m 2056), mentre è cinto a sud dal solco Valle del Contrin – Passo Ombretta (m 2704) – Valle Ombretta. I deflussi occidentali confluiscono nel bacino dell'Avisio (Adige), quelli orientali nel bacino del Pettorina (Cordevole – Piave) (Fig. 1).

Il Massiccio ospita, sul versante settentrionale, il più vasto ghiacciaio delle Dolomiti (Fig. 2), mentre il versante meridionale è costituito da un'imponente

bastionata rocciosa alta da 600 a 1000 m e lunga circa 5 km.

Il Massiccio è costituito da calcari chiari, ricchi di fossili, denominati Calcare del Latemar e della Marmolada, di età Anisico superiore - Ladinica, derivati rispettivamente da un'antica piattaforma carbonatica e da depositi detritici accumulati sul pendio della piattaforma stessa verso il bacino Bellunese, e da minori rocce vulcaniche di età Ladinica che si erano effuse sul fondo del bacino (Leonardi et alii, 1968). La regione frontale del ghiacciaio è localizzata sopra il Calcare del Latemar.

Il ghiacciaio della Marmolada è di forma trapezoidale, con una superficie di circa 2.6 km2, lunghezza e larghezza massime di 1.5 e 2.5 km ed una pendenza media del 53%; si estende da una quota di 3340 m ad una di 2490 m presso la fronte occidentale (Mattana, 1995). L'apparato glaciale è costituito da una zona superiore allungata da cui si dipartono in direzione nord verso il lago Fedaia tre lingue più o meno pronunciate, incassate entro alte ed aspre pareti rocciose e divise tra loro dagli speroni di roccia del Sasso delle Undici ad est ed il Sasso delle Dodici ad ovest. Attualmente, dato lo scarso innevamento invernale e le alte temperature estive, il ghiacciaio è arretrato, le lingue glaciali stanno scomparendo (Fig. 3) e l'assetto morfologico dell'apparato glaciale è cambiato.

Questo lavoro rappresenta uno studio chimico – analitico preliminare dei campioni di ghiaccio, neve ed acqua superficiale, con l'obiettivo di studiare i processi di interazione tra il ghiacciaio e le rocce carbonatiche su cui giace e di valutare, sulla base di parametri analitici semplici, l'impatto delle attività umane sul ghiacciaio.

L'analisi chimica ha affiancato e completato lo studio dell'evoluzione del ghiacciaio e delle aree periglaciali condotto nel 2001 – 2002 dal Prof. Ugo Mattana dell'Università degli Studi di Padova, durante le annuali campagne di controllo promosse dal Comitato Glaciologico Italiano.

#### PARTE SPERIMENTALE

La raccolta dei campioni di ghiaccio, neve ed acqua è stata effettuata in bottiglie di polietilene a bassa densità da 250 mL, accuratamente pulite mediante trattamento in acido nitrico ultrapuro diluito e successivo lavaggio in acqua ultrapura. Il ghiaccio è stato campionato, dopo aver eliminato la prima crosta superficiale contaminata, con una piccozza pulita con acqua distillata; la neve invece, inserendo la bottiglia con larga imboccatura direttamente nel manto nevoso; l'acqua infine, per raccolta diretta nel contenitore, in una zona non stagnante ed in direzione contraria al deflusso del ruscello. I campioni sono stati conservati in congelatore fino al momento dell'analisi.

Le misure dei parametri chimico – fisici di base (temperatura, pH e conducibilità), di alcalinità e di durezza sono state effettuate direttamente sul campo tramite strumentazione portatile.

Le analisi di laboratorio hanno permesso di determinare le concentrazioni dei principali anioni e cationi tramite una strumentazione automatizzata in cromatografia ionica (IC 761 della Metrohm, Herisau, Svizzera).

## RISULTATI E DISCUSSIONE

I siti di campionamento scelti per l'analisi comprendono l'area frontale del ghiacciaio della Marmolada. Purtroppo l'elevata presenza antropica sull'apparato glaciale non ha permesso di compiere una valutazione chimica legata unicamente agli aspetti naturali dell'interazione acqua - roccia ed acqua - sedimenti. Al momento del campionamento il pendio glaciale era cosparso di materiale di scarto di tipo plastico, vegetale ed organico di varia natura, etc.. Va inoltre considerato che la zona maggiormente influenzata dall'inquinamento corrisponde alla porzione superiore del ghiacciaio e che l'azione ablativa dell'apparato glaciale, favorita dalla pendenza del pendio, determina l'inquinamento anche della contigua zona

sottostante.

Da alcuni anni la presenza antropica è permanente, dato che l'area è sede di attività escursionistiche estive e sciistiche invernali ed estive, a motivo della presenza di numerosi sistemi di trasporto in quota quali funivie, cabinovie, teleferiche e ski lifts. Inoltre, le condizioni stesse dell'apparato glaciale, similmente a quanto avvenuto in molte zone dell'intero arco alpino durante la stagione estiva del 2001, hanno impedito di studiare le dinamiche di scioglimento del ghiaccio, poiché, al momento del campionamento, l'innevamento residuo era ancora notevole e le condizioni meteorologiche sfavorevoli, con temperature attorno ai soli 7 – 8 °C durante le ore più calde della giornata.

#### Campagne di campionamento sul ghiacciaio della Marmolada

(7 - 8 settembre 2001) Sono stati scelti sette significativi punti di campionamento per il ghiaccio, la neve e l'acqua (Fig. 2): **Sito M1)** campione di ghiaccio raccolto da un crepaccio nelle vicinanze del Pian dei Fiacchi, poco a monte dell'arrivo della seggiovia del Passo Fedaia (2780 m). **Sito M2)** campione di neve superficiale caduta nei giorni precedenti la raccolta (spessore di circa 15 cm), nella stessa zona del Sito M1 (Fig. 4).

**Sito M3)** campione di ghiaccio raccolto alla fronte occidentale a 40 cm di profondità (2675 m).

**Sito M4)** acqua di fusione del ruscello proveniente dal piccolo bacino glaciale sotto Punta Penia, dopo che l'acqua ha percorso circa 200 m in superficie (2520 m). **Sito M5)** campione di ghiaccio di un seracco con intensa colorazione blu raccolto presso la fronte centrale ad una profondità di 10 cm (2550 m).

**Sito M6)** campione di ghiaccio della fronte orientale raccolto ad una profondità di 10 cm (2640 m). **Sito M7)** acqua del piccolo laghetto posto al termine della fronte orientale, raccolta ad una profondità di 20 cm ad 1 m dalla sponda (2630 m) (Fig. 5).

Fig. 3 - Fronte centrale del ghiacciaio della Marmolada.

Fig. 4 - Siti di campionamento M1 e M2





Fig. 7 - Grafico relativo alle concentrazioni di ione bicarbonato (blu) e ione solfato (rosso) in mg/L nei campioni del ghiacciaio della Marmolada. I valori di concentrazione dello ione solfato sono moltiplicati per 50.

Fig. 8 - Grafico relativo alle concentrazioni di ione cloruro (blu) e ione nitrito (rosso) in mg/L nei campioni del ghiacciaio della Marmolada. I valori di concentrazione dello ione nitrito sono moltiplicati per 10.

Le analisi sul campo, effettuate sui campioni di acqua superficiale raccolti nel sito M4 e nel sito M7, sono presentate nella tabella di Fig. 6.

Va innanzitutto notato che i valori del pH sono superiori ad 8, come già osservato precedentemente in campioni della Marmolada (Ek, 1966). Questi valori sono tipici di acque che scorrono in rocce carbonatiche e sono dovuti all'effetto tamponante degli ioni carbonato e bicarbonato sull'acidità minerale, dovuta principalmente alle "piogge acide". Tale fenomeno infatti non si verifica in presenza di rocce cristalline (Dossi et alii, 2002), dove i valori di pH sono di un'unità più bassi. Per indagare a fondo il chimismo della neve, del ghiaccio e dell'acqua nel bacino della Marmolada, in laboratorio sono state analizzate le concentrazioni dei principali ioni inorganici mediante titolazione acido – base e cromatografia ionica.

Per quanto riguarda i campioni di neve e di ghiaccio, le concentrazioni di anioni e cationi sono molto basse ed, in alcuni casi, inferiori al cosiddetto "limite di rivelabilità" (LOD), che rappresenta la concentrazione minima di analita rivelabile dallo strumento.

Nel caso particolare dello ione bicarbonato (HCO3-), sono stati misurati valori nulli o addirittura negativi di concentrazione (Fig. 7). Questi dati, apparentemente assurdi, non rappresentano però un errore dell'analisi; il segno " - " indica la presenza di acidità minerale forte già all'interno del campione nevoso, dovuta principalmente all'acido nitrico (HNO3) ed all'acido solforico (H2SO4), che si formano in atmosfera per ossidazione e successiva reazione con acqua degli ossidi di azoto (NO, NO2, N2O4, indicati generalmente come "NOx") e dell'anidride solforosa (SO2).

Valori più elevati di concentrazione di ione bicarbonato sono stati invece osservati per i campioni di acqua di fusione superficiale, dove l'interazione con le rocce del bacino è più consistente. Se si confrontano i dati relativi ai siti di campionamento M4 ed M7,

si nota come ci sia una diretta corrispondenza tra il valore di pH (8.39 e 8.71) e la concentrazione di ione bicarbonato (27.9 e 34.1 mg/L). Si osserva quindi una forte interazione chimica dell'acqua di fusione con le rocce di tipo carbonatico (carbonati di calcio e di magnesio) su cui scorre. I meccanismi principali di dissoluzione coinvolgono sia l'anidride carbonica disciolta nell'acqua, con formazione dei bicarbonati solubili Ca(HCO3)2, Mg(HCO3)2, sia l'acidità delle precipitazioni. I due effetti sono spesso sinergici, in quanto l'attacco iniziale delle precipitazioni acide facilita la successiva dissoluzione dell'anidride carbonica nell'acqua di fusione.

L'aumento delle concentrazioni di calcio e magnesio è accompagnato, nei campioni di acqua, da un netto aumento della concentrazione dei solfati (Fig. 7). Tale aumento potrebbe forse essere imputabile a fenomeni di lisciviazione e/o dissoluzione di rocce di tipo solfatico quali i gessi (il solfato di calcio, CaSO4, è molto più solubile del corrispondente carbonato di calcio, anche in assenza di CO2 o acidità minerale). Tuttavia è più probabile che lo ione solfato presente nei campioni di neve e di ghiaccio sia dovuto a fenomeni di trasporto atmosferico di acido solforico di origine antropica generato dalla SO2 formatasi durante la combustione di carbone ed oli combustibili.

Per quanto riguarda i cloruri, è interessante notare come le più alte concentrazioni siano state rilevate nelle zone dove l'inquinamento antropico è maggiore (siti di campionamento M3 ed M7), vicino ad un sentiero molto frequentato e non lontano dall'arrivo della seggiovia (Fig. 8). La presenza degli ioni cloruro, unitamente a quella degli ioni sodio,



Fig. 5 - Sito di campionamento M7.

Fig. 6

#### Dati analitici, raccolti "in situ", relativi ai campioni di acqua superficiale

	<u> </u>	
Parametri analitici	Acqua ruscello (sito M4)	Acqua laghetto (sito M7)
Temperatura (°C)	4.4	5.5
рН	8.39	8.71
Conducibilità (μS/cm)	71.2	81.9

è infatti un ottimo indicatore circa la presenza di rifiuti animali ed umani. Concentrazioni di ione cloruro più basse, come quelle trovate nei campioni M2, M5 ed M6, sono presumibilmente da imputare a fenomeni di deposizione secca ed umida, legati all'apporto di contributi marini veicolati dalle circolazioni atmosferiche.

Ulteriore conferma del rilevante impatto antropico nei siti di campionamento M3 ed M7 è data dalla presenza dello ione nitrito. Esso costituisce uno stadio intermedio metastabile, assai tossico, all'interno della catena di ossidazione batterica delle proteine (proteine – ione ammonio – ione nitrito – ione nitrato). Questo ione rappresenta quindi un importante indicatore della presenza di inquinamento dovuto a materiale organico.

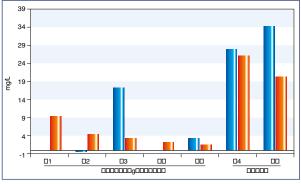
#### CONCLUSIONI

I dati glaciologici e chimici, raccolti nel 2001 durante l'annuale campagna di monitoraggio del ghiacciaio della Marmolada, forniscono interessanti spunti di discussione sul chimismo del ghiaccio, della neve e dell'acqua superficiale per comprendere i

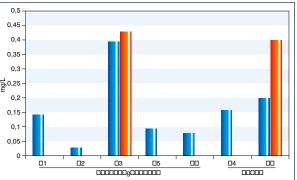
differenti fenomeni di accumulo degli inquinanti atmosferici. In particolare, si è messo in evidenza come la valutazione di parametri chimici semplici, quali la concentrazione degli ioni maggioritari, possa dare immediate indicazioni sullo stato di inquinamento della superficie del ghiacciaio. Non è stato possibile effettuare uno studio approfondito della naturale interazione acqua - roccia a causa dell'elevato inquinamento antropico e della massiccia presenza di opere di incanalamento delle acque superficiali a scopo idrico e turistico. Una più approfondita valutazione dell'impatto antropico sul ghiacciaio potrà essere ottenuta mediante uno studio chimico - analitico su elementi in traccia, quali ad esempio ferro, rame e manganese, e sulla loro interazione con i componenti organici presenti nell'acqua, tramite studi di speciazione.

#### RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano Sandro Recchia e Laura Rampazzi dell'Università degli Studi dell'Insubria a Como per le discussioni e i suggerimenti relativi agli aspetti chimico – analitici della ricerca.

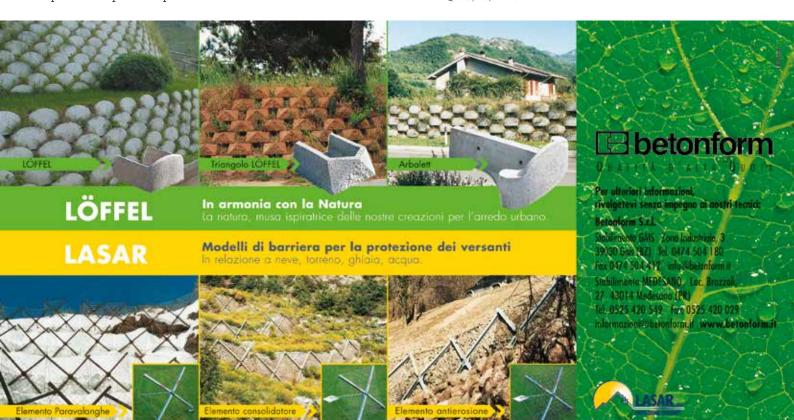


| Fig. 7 | Fig. 8



#### **BIBLIOGRAFIA**

- DOSSI C., MONTICELLI D., POZZI A., RECCHIA S. & VEZZOLI L. (2002) A calibration curve at 2000 meters (a.s.l.): alpine valleys as field laboratories for teaching environmental monitoring to undergraduate students, Ann. Chim., 92, 4, 407-416.
- EK E.C. (1966) Faible aggressivité des eaux de fonte des glaciers: l'exemple de la Marmolada (Dolimites), Ann. Soc. Geol. Belg., 89, 177-188.
- LEONARDI P., PROTO DECIMA F. & FARABEGOLI E. (1968) Gruppo della Marmolada (parte settentrionale). In Leonardi P., "Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave, volumi I e II, a cura del CNR e Giunta Provinciale di Trento", 737-752.
- MATTANA U. (1995) Il ghiacciaio della Marmolada Aspetti geomorfologici della fronte centrale, Riv. Geogr. It., 102, 113-127.
- VIGANO' A., DOSSI C., MATTANA U., MARTIN S., MONTI-CELLI D. & POZZI A. (2003) The Marmolada glacier: an investigation of natural weathering and anthropic pressure through chemical analyses of melting water and ice, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 26, 71-75.



## **GHIACCIAIO**

### campagna di rilievi con Georadar e GPS



Stefano Benato Dipartimento Scienze della Terra Facoltà di Scienze M.F.N. Università degli studi di Torino stefanobenato@libero.it

Vengono riportati i risultati delle campagne di rilevamento radar che sono state effettuate nel corso dell'estate 2003 sul Ghiacciaio di Valtournenche in Valle d'Aosta.

Utilizzando due differenti frequenze centrali è stato possibile studiare il ghiacciaio a diverse profondità e risoluzioni.

La frequenza centrale di 35 MHz ha seguito bene il substrato roccioso individuando in un punto uno spessore di ghiaccio di 60 m.

La frequenza di 250 MHz ha seguito il substrato roccioso fino solo a 20 m di profondità, ma ha permesso di individuare strutture deformative, stratificazioni del ghiaccio e del manto nevoso e strutture di percolazione dell'acqua di fusione.

Il sistema GPS è stato affiancato ai rilievi radar per avere una corretta georeferenzazione delle sezioni oltre che per effettuare precise misure della fronte glaciale.

Il Georadar o G.P.R. (Ground Penetrating Radar) viene normalmente usato per investigare la struttura e la composizione del sottosuolo trovando numerose applicazioni in geologia (determinazione della natura e della geometria del substrato, localizzazione di corpi rocciosi, individuazione di discontinuità come faglie o fratture..); ingegneria civile (localizzazione di sottoservizi come tubi o cavi, controlli strutturali, individuazione di strutture sepolte e riconoscimento dei corpi di fondazione..);

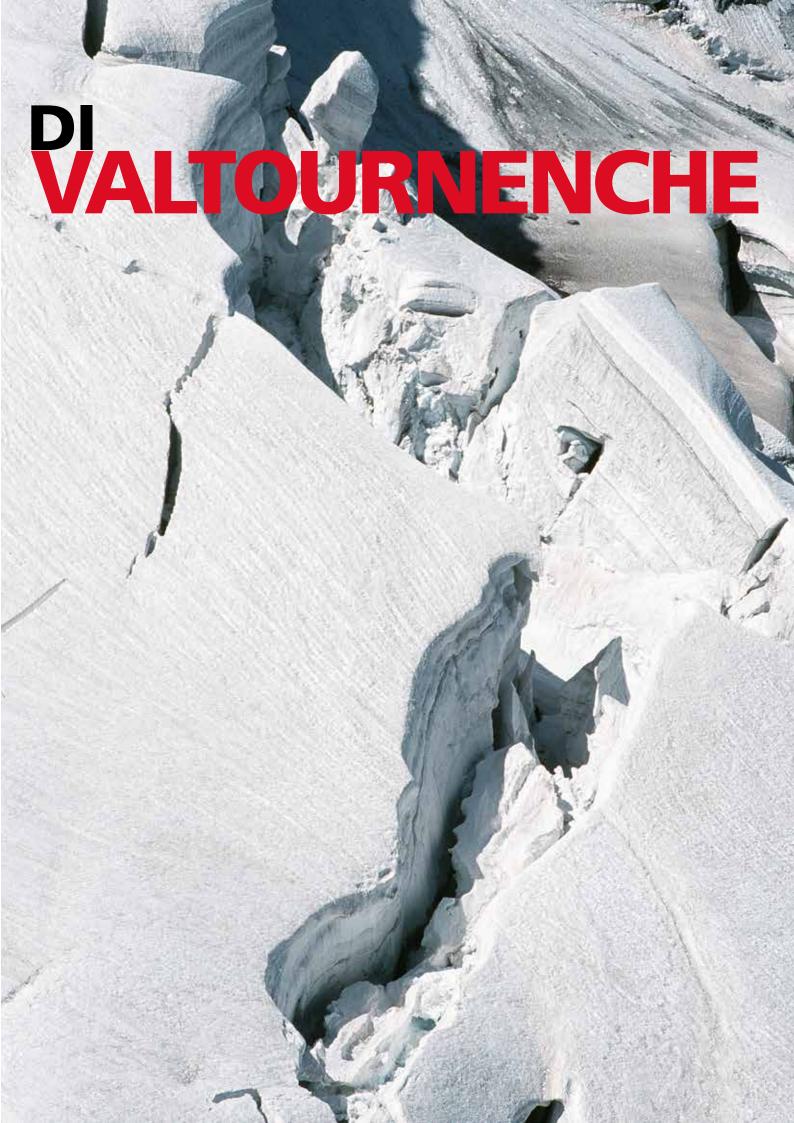
archeologia (individuazione di strutture murarie e di manufatti..) e in varie problematiche ambientali (individuazione di suoli inquinati, ricerca di discariche abusive..).

I primi approcci all'utilizzo della tecnica georadar in ambito glaciale risalgono al 1933 quando, alla base Antartica "Admiral Bird", si riconobbe come neve e ghiaccio fossero relativamente trasparenti agli impulsi elettromagnetici ad elevata frequenza. In Italia, i primi utilizzi delle metodologie georadar applicate allo

studio di ghiacciai si svilupparono soltanto negli anni '90, anche grazie, forse, all'accresciuto interesse per le problematiche ambientali e alla rivalutazione degli apparati glaciali come risorsa idroelettrica (Guglielmin & alii 1995; Merlanti & alii 1995; Fiucci & alii 1997; Frassoni & alii 1999; De Sisti & alii; Tabacco; ..).

Le possibilità di indagine che questo strumento offre nel campo della Glaciologia sono molteplici e interessanti:

• determinazione dello spessore del ghiacciaio (S.Gogineni and



others 1998), della profondità del substrato roccioso e delle sue proprietà (J.S.Wellner and others 2001; A.M.Gades and others 1998; J.L.Bamber; M.L.Moran);

- individuazione e studio delle diverse strutture glaciali quali pieghe, thrusts, fratture, crepacci (Matthew R. and others 1991);
- individuazione delle cause che determinano stratificazioni interne e riconoscimento di apparati morenici interni (L.Hempel and others; S.Gogineni and others);

Fig. 1 • riconoscimento di flussi idrici





interni al ghiacciaio, canali e reti di drenaggio, mulini, laghi sottoglaciali o interni (C.Mayer and M.J.Siegert; T.Murray and others; Steven A. and others; S.E.Hamran and others; ):

- caratterizzazione delle condizioni termiche di un corpo glaciale (L.Copland and M.Sharp; H.Björnsson and others);
- cambiamenti nella microstruttura del ghiaccio e della neve sottoposti a deformazione (Q.Michael and others);
- studio degli spessori e delle caratteristiche dei livelli di neve e del firm.

#### INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

La Valtournenche si sviluppa dall'abitato di Châtillon (549 m) alla conca dal Breuil con una asse vallivo lungo circa 27 km orientato ortogonalmente all'asse principale della Valle d'Aosta, in direzione Nord-Sud fino al Breuil dove si orienta NE-SW (Fig. 1). Il Ghiacciaio di Valtournenche (Fig. 2,3, 4) occupa attualmente solo la parte più alta della conca del Breuil. Si posiziona tra 45°55'25" e 45°56'8" di latitudine Nord. tra 7°41'46'' e 7°42'36'' di longitudine Est, e si sviluppa a partire da una quota di circa 3450 m fino a 3000 m. Appartiene al sottogruppo della Tête Grise e del Dos de Rollin, gruppo montuoso del Monte Rosa e fa parte del bacino idrografico del torrente Marmore - Dora Baltea – Po. Si sviluppa per una lunghezza di circa 2000 m, con una inclinazione media di 19°. Ricopriva una superficie di 2,34 km<sup>2</sup> nel 1929, di 1,77 km<sup>2</sup> nel 1952 mentre attualmente si estende per 0,8 km<sup>2</sup> con una diminuzione del 65% rispetto alle estensioni del 1929. La superficie totale del bacino imbrifero è di 2,60 km<sup>2</sup>, di cui 0,8 km<sup>2</sup> di superficie glaciale, con una intensità di glaciazione

del 30%.

L'orientazione del bacino a SW fa sì che il ghiacciaio sia sottoposto ad un'intensa insolazione, con una conseguente elevata fusione di neve e ghiaccio; risente inoltre dell'azione dei venti umidi che creano uno stato idrometrico non favorevole per la conservazione della massa glaciale.

Le acque di fusione si versano nel Lac des Cimes Blanches da cui si origina il torrente Marmore. Questo è il principale torrente della vallata e con le sue acque, come accennato nell'introduzione, viene alimentato, tramite condotta sotterranea, il bacino artificiale del Goillet (2520 m) che deve infatti il suo intenso colore bianco-verde all'acqua di ghiacciaio ricca di limo di esarazione. Nonostante la stagione povera di precipitazioni e calda come è stata quella del 2003, il livello dell'acqua è piuttosto alto, anche se non raggiunge il valore massimo, e questo è possibile solo perché l'invaso può contare sull'apporto derivante dalle risorse idriche del ghiacciaio. Non si tratta di un vero e proprio ghiacciaio montano o alpino, ma piuttosto di un icefield, ovvero di un ghiacciaio di pendio a mantello, essendo costituito da una massa di ghiaccio in forma di calotta poco inclinata il cui spesso-

la morfologia sottostante.

Proprio perché è un ghiacciaio a mantello, non presenta rilevanti cordoni morenici; manca anche una vera e propria morena frontale, poichè negli ultimi decenni la massa glaciale si è ritirata regolarmente e incessantemente e non ha lasciato altro che materiali morenici fini e sparsi. Inoltre, la mancanza di pareti laterali da cui potrebbe precipitare del detrito di falda, mantiene il ghiacciaio pulito e scoperto, tant'è che può essere anche definito un ghiac-

re non è sufficiente ad occultare

ciaio "bianco", proprio grazie alla sua colorazione opposta a quella di ghiacciai "neri" ricchi di detrito superficiale come il Miage.

Esso è il principale responsabile del modellamento della morfologia della zona; dal punto in cui si è ritirato attualmente, ricopriva, nel Pleistocene, l'intera vallata, con uno spessore di circa 500-600 m in corrispondenza di Valtournenche, confluendo nel ghiacciaio principale della Valle d'Aosta, il Balteo. Si nota una marcata diminuzione della pendenza dei ghiacciai della conca del Breuil da Ovest verso Est, e cioè da quelli strapiombanti di Mont Tabèl, Chérillon (pendenza media 45%) a quello meno ripido della Forclaz, per arrivare a quelli quasi pianeggianti del Théodule e di Valtournenche (pendenza media 20%). Questo potrebbe essere in diretta relazione con la diversa natura delle rocce: gneiss e graniti più duri ad Ovest a cui corrispondono versanti severi e ripidi; calcescisti e pietre verdi ad Est con caratteristiche morfologie più addolcite. Si nota pure, sempre da Ovest verso Est un progressivo e graduale innalzamento del livello cui giungono le fronti; dal Mont Tabèl la cui fronte giunge a circa 2600 m, si passa al Gh. di Valtournenche con fronte a 3000 m. Ciò potrebbe dipendere dalle diverse ampiezze del bacino di alimentazione, dall'altitudine del fondo di ciascun circo, dalla diversa esposizione, dalla copertura morenica e dalla maggiore pendenza dei versanti occidentali.

Vi sono diversi aspetti che rendono il Ghiacciaio di Valtournenche particolarmente adatto allo studio in questione.

Anzitutto le sue caratteristiche morfologiche come una limitata distribuzione areale, una debole



pendenza e una superficie scarsamente tormentata da crepacciature o seracchi; è infatti stato possibile effettuare senza limitazioni lunghe sezioni sia trasversali che longitudinali sull'intera superficie del ghiacciaio.

Un secondo ma non meno importante aspetto è dato dalla presenza degli impianti di risalita (del comprensorio Breuil – Cervinia) che hanno estremamente facilitato l'accesso con lo strumento e che ci hanno permesso di concludere il rilevamento in breve tempo.

Particolare poi, è il ruolo che riveste il Ghiacciaio nella conca del Breuil: è la principale massa glaciale del bacino alimentatore della diga artificiale del Goillet, di proprietà della C.V.A. s.p.a.(Compagnie Valdôtaine des Eaux) e, su di esso, viene battuta ogni inverno la pista di discesa del "Ventina". L'importanza, quindi, che lo studio sul Ghiacciaio di Valtournenche può avere, non è soltanto puramente scientifica, ma riguarda anche un più attento e rigoroso monitoraggio di un Ghiacciaio che viene intensamente sfruttato dal punto di



Fig. 3

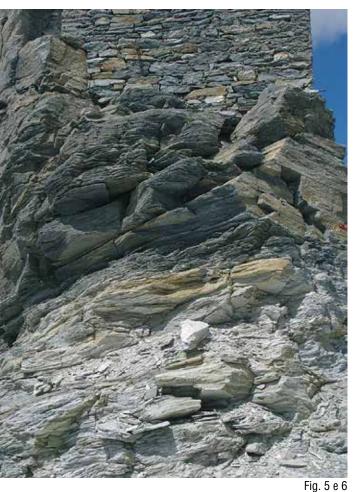
Fig. 4

vista turistico e che rappresenta anche una risorsa idroelettrica non trascurabile.

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il complesso dei calcescisti con pietre verdi della zona piemontese in Valtournenche (come in Val d'Ayas) è interposto tra la falda pennidica del Monte Rosa ed il sistema tettonico austroalpino della Dent Blanche e della zona Sesia Lanzo. Si compone di due unità strutturali sovrapposte, ben distinte nell'associazione litologica, nei caratteri metamorfici e nel significato paleogeografico.

L'unità inferiore, o zona di Zermatt-Saas, è costituita da una





potentissima sequenza basale di peridotiti tettonizzate, da metagabbri con frequenti relitti di clinopirosseno magmatico e da metavulcaniti di vario tipo con composizione basaltica a tendenza alcalina più o meno accentuata (Dal Piaz, Devecchi e Mezzacasa). Vi si associa una copertura sedimentaria, da sin a postvulcanica, formata da prevalenti micascisti granatiferi ad ankerite e da marmi, calcescisti e metaradiolariti.

La zona di Zermatt-Saas mostra un quadro metamorfico composito: associazioni eclogitiche di età eoalpina (Hunziker, 1974) sono sostituite, in forma da incipiente a quasi completa, da nuove associazioni metamorfiche in facies scisti blu e quindi in facies scisti verdi. Le serpentiniti contengono numerosi filoni di gabbri e diabasi rodingitici.

L'unità superiore, o zona del Combin, ha un assetto litostratigrafico del tutto particolare che si discosta nettamente da quello delle tipiche associazioni ofiolitiche ad affinità oceanica. E' costituita infatti da un substrato preofiolitico attribuibile al Trias ed al Giurese inferiore e da un complesso ofiolitico formato in gran prevalenza da ripetute e regolari alternanze di calcescisti e di prasiniti stratoidi.

La zona del Combin non mostra traccia delle associazioni eclogitiche che contraddistinguono la contigua zona di Zermatt-Saas, benché il chimismo delle metabasiti sia sostanzialmente analogo. L'elemento strutturale inferiore della zona dei calcescisti con pietre verdi comprende un complesso sedimentario-metamorfico ad inclusi arrotondati e brecciosi che, aumentando gradualmente di spessore, assume massima estensione e potenza proprio nella conca del Breuil. Esso si sovrappone, con contatto

tettonico, alla grande fascia serpentinosa Rocca di Verra-Gobba di Rollin ed alla equivalente massa ultrafemica di Valtournenche-Nôtre Dame de la Garde. Prevalgono scisti muscoviticicarbonatici ricchi di granato e con percentuali subordinate di zoisite, epidoto e biotite; nella conca di Zermatt è abbondante il cloritoide. Le caratteristiche fisiografiche di questi tipi litologici ne suggeriscono la generica denominazione di "calcescisti bianchi".

Lungo la parete compresa tra il Ghiacciaio di Valtournenche ed il sottostante laghetto si osservano zone di diffusa albitizzazione.

Il limite cronologico superiore della zona dei calcescisti bianchi è costituito dal metamorfismo alpino, quello inferiore, per l'abbondanza di materiale ofiolitico fra i ciottoli, deve almeno coincidere con la base del Giurese, essendo le pietre verdi di presumibile età post-triassica. Le frane sottomarine, che presumibilmente hanno dato origine ai calcescisti bianchi ed a gran parte dei loro eterogenei inclusi, possono essere attribuite al superamento della resistenza al taglio nella originaria alternanza di sedimenti e ofioliti.

La parte più elevata di questa zona è ricca di calcescisti argilloso-arenacei di colore dal bruno scuro al nerastro e contiene numerose scaglie tettoniche, di dimensioni spesso imponenti, riferibili al cristallino del ricoprimento e della sua zona radicale (Tête Grise) (Fig. 5, 6).

#### **GEORADAR**

Il termine RADAR è composto dalle iniziali delle parole inglesi RA-dio D-etection A-nd R-anging, significa radiorilevamento e determinazione della distanza a mezzo di onde radio; è un dispositivo che emette onde elettromagnetiche (fig. 7) in direzioni volute allo scopo di individuare un ostacolo a mezzo delle onde riflesse. Il georadar, o G.P.R. (Ground Penetrating Radar), è l'applicazione operativa del sistema radar alla geotecnica, alla geologia e, in questo caso, alla glaciologia.

La peculiarità del metodo è rappresentata dalla possibilità di investigare sulla struttura e sulla composizione del sottosuolo in maniera non distruttiva; è inoltre una tecnica che permette di ottenere immagini ad alta risoluzione di strutture dell'ordine dei decimetri in intervalli di pochi metri.

Analogamente alla prospezione sismica a riflessione, anche la prospezione georadar è basata sulla propagazione di un impulso e sulla misura del suo tempo di ritorno. La differenza sostanziale rispetto al metodo sismico è che questa metodologia opera in campo elettromagnetico, per cui le caratteristiche che consentono le determinazioni sugli elementi da indagare sono legate alle proprietà elettriche e magnetiche della materia. Una riflessione dell'onda elettromagnetica si verifica ogni volta che il mezzo di propagazione mostra una variazione (o disomogeneità) delle caratteristiche elettromagnetiche, come accade in corrispondenza di un cambiamento del mezzo (Fig. 8). Le condizioni limitanti l'utilizzabilità della prospezione radar dipendono dalle proprietà dielettriche e di conducibilità elettrica dei materiali da indagare: per poter operare con tecnica georadar è necessario che il mezzo risulti trasparente alle onde elettromagnetiche, quindi caratterizzato da scarsa conducibilità elettrica, mentre per poter essere discriminato rispetto ad altri elementi presenti deve possedere un buon contrasto



nelle caratteristiche dielettriche. Entrambe le condizioni sono facilmente riscontrabili durante la prospezione di masse glaciali in quanto queste presentano un buon contrasto nelle proprietà elettromagnetiche rispetto alle rocce circostanti, e valori di conducibilità elettrica o piuttosto piccoli (resistività  $\rho$  dell'ordine dei  $10^5 \,\Omega$ m). L'impulso viene inviato nel terreno tramite un'antenna o trasduttore, si propaga verticalmente con una certa velocità; quando incontra un'interfaccia, parte dell'impulso viene riflessa (e in parte rifratta). Il metodo radar presenta inoltre alcuni vantaggi rispetto alla prospezione sismica sintetizzabili in una migliore trasportabilità degli apparati di misura e in una maggiore velocità di acquisizione; questo metodo inoltre non necessita di spazi considerevoli per la stesura dei dispositivi di misura.

Le onde elettromagnetiche sono costituite da un campo elettrico E e un campo magnetico B perpendicolari tra loro, che oscillano nel tempo con legge sinusoidale, entrambi con la stessa frequenza v. I parametri caratteristici di un'onda sono proprio la frequenza v (Hz), la velocità di propagazione

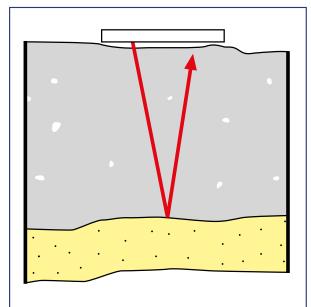


Fig. 8

V e la lunghezza d'onda  $\lambda$ .

Le onde utilizzate dal georadar, come da qualsiasi comune sistema radar sono classificate come Microonde, e hanno frequenze che vanno da  $10^9~{\rm Hz}$  a  $3\cdot 10^{11}~{\rm Hz}$  e lunghezze d'onda da  $0.3~{\rm m}$  fino a  $10^{-3}~{\rm m}$ . La velocità di propagazione assume valori di circa  $0.17~{\rm m/\eta s}$  nel ghiaccio e di  $0.19~{\rm m/\eta s}$  in firn e neve.

La stima della velocità di propagazione è essenziale per misurare la profondità esatta dei riflettori ed è funzione della costante dielettrica del mezzo. La costante dielettrica è una tra le proprietà fisiche dei materiali che governano la propagazione delle onde elettromagnetiche. Un campo elettrico variabile produce fenomeni di polarizzazione elettrica su particelle che costituiscono la materia come elettroni, ioni, molecole.

La costante dielettrica è un parametro caratteristico di un materiale e rappresenta l'effetto barriera che il materiale stesso produce quando due cariche immerse in esso interagiscono: la forza di interazione (forza di Coulomb) viene ridotta del fattore  $\epsilon$ .

La costante dielettrica assoluta del vuoto  $\epsilon_0$  vale nel Sistema Internazionale 8.85·10<sup>-12</sup> (C²/ N)m².

Il rapporto  $\varepsilon/\varepsilon_0=\varepsilon_r$  rappresenta la cosiddetta costante dielettrica relativa  $\varepsilon_r$ , che è un parametro adimensionale e che esprime il rapporto tra la velocità degli impulsi elettromagnetici nel vuoto e nel materiale in esame:

$$\varepsilon_{\rm r} = c^2/v_{\rm r}^2$$

dove c è la velocità della luce nel vuoto  $(3 \cdot 10^8 \text{ m/s})$  e  $v_r$  la velocità delle onde elettromagnetiche nel

mezzo considerato.

La profondità h alla quale si trova una superficie riflettente sarà così data da:

 $h = c tr / 2\sqrt{\epsilon}r$ 

dove tr è il tempo trascorso tra l'emissione e la ricezione dell'impulso.

#### **RILIEVI**

#### Rilievi a 250 MHz

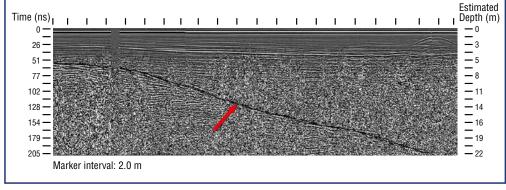
La prima campagna di rilievi è stata effettuata utilizzando un'antenna con frequenza da 250 MHz della ERA Technology, messa gentilmente a disposizione dalla ditta "Radar Geoservizi" di Torino. Un'antenna da 250 MHz permette in genere di indagare in terreni per profondità non superiori ai 2-3 m con una risoluzione di 0,2 m. Grazie alla relativa "trasparenza" del ghiaccio, la profondità di indagine con questa frequenza può spingersi fino a 18-20 m.

Sono stati usati due tempi di acquisizione che hanno permesso di indagare a profondità differenti con diverse risoluzioni: con un tempo di acquisizione di  $205 \, \eta s$  la profondità di indagine si spin-

ge fino a 18 m ma la risoluzione si aggira intorno agli 0,2 m; un tempo di acquisizione di  $102 \, \eta$ s limita invece la profondità di indagine a 11 m ma permette una risoluzione dell'ordine di 0,1 m. La prima sezione (Fig. 9) è stata effettuata con una frequenza centrale di 250 MHz. E' caratterizzata da 2154 scansioni, un l'intervallo di campionatura di 400 ps, 512 campionature per scansione e una risoluzione di 50 mm. Alla costante dielettrica relativa è stato assegnato un valore medio di 3 mentre l'attenuazione media è stata impostata a 1 dB/m. La sezione parte dal Rifugio delle Guide del Cervino e si sviluppa in direzione 110° NE per una lunghezza di 42 m.

Risulta molto ben evidente un riflettore importante (indicato con la freccia rossa) che segna un netto passaggio tra due materiali a caratteristiche dielettriche diverse; è il substrato roccioso, che si riesce a sequire fino a 18 m. La riflessione è causata dalla differenza tra la  $\varepsilon$ r del ghiaccio (~3) e la  $\epsilon$ r della roccia sottostante (~5), che causa un rallentamento dell'onda elettromagnetica che viene così in parte riflessa. Inoltre, la superficie della roccia rappresenta il primo livello impermeabile che incontra l'acqua di fusione che percola attraverso il ghiacciaio e che enfatizza la riflessione.

Le riflessioni interne alla roccia sembrano disegnare delle scistosità e delle fatturazioni sub-parallele all'andamento del substrato. Queste sarebbero in perfetto accordo con la natura del substrato roccioso costituito prevalentemente da argilloscisti e calcescisti. La sezione 2 (Fig. 10) è sempre acquisita con una frequenza centrale di 250 MHz, è caratterizzata da 1252 scansioni, con 512 campionature per scansione ed un intervallo di



campionatura di 200 ps.

La sezione parte dal punto di coordinate 399950,5087680, sullo spuntone roccioso in prossimità del Rifugio delle Guide del Cervino dove è stata posizionata la stazione base del GPS, e si sviluppa in direzione 110° NE per una lunghezza di circa 50 metri.

La freccia verde indica la superficie di separazione tra firn e ghiaccio, ad una profondità di circa 7,5 m. In blu è indicato invece un importante riflettore posizionato alla profondità di circa 3 m, che rappresenta la superficie di separazione tra neve e firn, in rosso il substrato roccioso.

Al disopra di tale superficie sono presenti numerose riflessioni secondarie. Tali stratificazioni possono essere causate da:

- Ricristallizzazione per irraggiamento; la superficie di uno strato di neve appena deposto rimane direttamente a contatto con gli agenti atmosferici fino alla nevicata successiva. A seconda di quanto intercorre tra le due nevicate, si può formare così una crosta superficiale più o meno spessa per ricristallizzazione da irraggiamento.
- Azione del vento; anche il vento può costruire stratificazioni sul manto nevoso appena deposto. Stratificazioni per opera del vento possono formarsi sia durante che dopo la nevicata, orientando i cristalli di neve in una direzione preferenziale.
- Processo di lubrificazione; canali che raccolgono l'acqua di percolazione facendola accumulare alla base degli strati, dove rigela e origina croste di ghiaccio.
- Bolle d'aria; variazioni delle dimensioni e della forma delle bolle d'aria presenti nella neve causando un aumento di densità locale. Questo avviene soprattutto in corrispondenza al limite

superiore ed inferiore dello strato di neve per opera di un assestamento degli strati.

- Livelli contenenti impurità: queste possono essere legate alle precipitazioni che trasportano silts dal deserto, oppure dovute a sabbie silts e polveri trasportate dal vento sul ghiacciaio.
- Livelli acidi: possono essere legati ad eruzioni vulcaniche (rari ma importanti), che formeranno uno strato databile nel ghiaccio (isocrona), o, più comunemente, da precipitazioni acide inquinate (peraltro spesso registrate proprio a Plateau Rosà).

In realtà un successivo profilo stratigrafico ha permesso di capire che la maggior parte delle riflessioni secondarie era legata essenzialmente a strutture di percolazione dell'acqua di fusione (a causa della stagione avanzata) (Fig. 11). Il profilo ha inoltre permesso di rilevare la profondità delle superfici di separazione tra neve firn (a circa 3 m) e tra firn e ghiaccio (sondata a circa 7 m), in perfetto accordo con i dati radar (Fig. 12). Il primo strato corrispondente alla neve della stagione invernale era caratterizzato da durezza bassa (R=55 N), densità  $\rho$  di 0,6 g/cm³ ed una bassa quantità di impurità. Il secondo strato corrispondente al firn mostrava invece durezza alta (R=520 N), una densità  $\rho$  di 0,8 g/cm<sup>3</sup> ed una quantità importante di impurità. Particolarmente interessanti

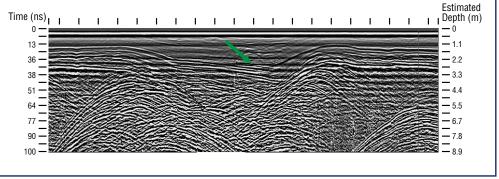


Fig. 11

Fig. 12



Fig. 13



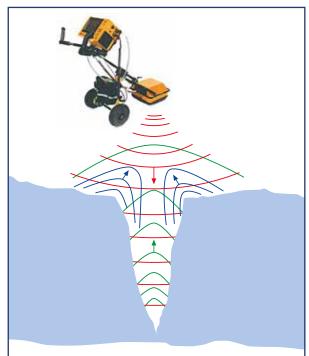


Fig. 14





Fig. 15



sono le applicazioni che sezioni radar di così elevata risoluzione possono avere nell'ambito dello studio e della prevenzione di valanghe.

Lo studio a distanza degli strati di neve e della resistenza rappresenta una valida alternativa ai profili stratigrafici classici, che richiedono lunghi tempi di esecuzione. Questi inoltre sono limitati al punto in cui viene scavata la buca, mentre il radar permette di coprire un'area molto vasta in poco tempo, per osservare le variazioni della stratigrafia. I sistemi radar sono già utilizzati in alcuni paesi e, rappresentano un potente strumento per la raccolta dei dati e l'analisi della struttura della neve. L'antenna può essere sepolta sotto la neve con direzione verticale verso l'alto, e consente il monitoraggio continuo dello spessore del manto, dell'assestamento degli strati e della localizzazione dei depositi d'acqua (processo di lubrificazione). Alternativamente, l'antenna viene direzionata verso il basso e trasportata da un veicolo o da una fune appena sopra la superficie.

La sezione 3 mostra un'ulteriore interessante applicazione della metodologia radar con frequenza a 250 MHz, ossia la possibilità di localizzare esattamente crepacciature nascoste. Si sviluppa in vari settori del ghiacciaio, pertanto non ne vengono riportate le coordinate. E' caratterizzata da 512 campionature per scansione e un intervallo di campionatura di 200 ps. I crepacci in questa zona sono molto numerosi, vengono pertanto riportati solo i più significativi (Fig. 13). Sono ben evidenti gli strati di neve, che, in corrispondenza all'apertura del crepaccio, hanno subito un notevole rilassamento (freccia verde). Il fatto che non si veda una continuazione lineare delle sue pareti è dovuto alla presenza di numerose parabole di riflessione presenti nella parte bassa della sezione. In linea di massima queste riflessioni sono generate continuamente dagli spigoli, dai bordi e dalle pareti del crepaccio, come rappresentato schematicamente in figura 14.

#### Rilievi a 35 MHz

L'antenna (Fig. 15) è stata gentilmente messa a disposizione dall'Enel. Hydro, lo strumento dal Dip. di Georisorse e Territorio del Politecnico di Torino. L'antenna ha una lunghezza di circa 2 m ed è dotata di un pulsante per segnare un marker ogni 5m (Fig. 15); lo strumento compatibile è il SIRII, della GSSI, alimentato da una batteria da 12 V.

Le ridotte dimensioni del SIR II sono particolarmente adatte per terreni accidentati.

Con un tempo di acquisizione di 1000 ns anche questa sezione (come la sez. 2-rilievo 250 MHz) parte dal punto di coordinate 399950,5087680, sullo spuntone roccioso in prossimità del Rifugio delle Guide del Cervino, e si sviluppa in direzione 90° NE per una lunghezza di 60 metri.

Le sezioni sono state acquisite tenendo fermo in un punto lo strumento e muovendo l'antenna grazie ad un cavo di 30 m.

La sezione più significativa, così come la si osserva in figura 16, è stata ottenuta in seguito ad una rimozione dei disturbi più superficiali, una rimozione dei disturbi legati a frequenze superiori a 120 MHz ed un filtraggio orizzontale. Con questa frequenza più bassa sono andati persi i dettagli più fini relativi a stratigrafie e strutture deformative ma è stato possibile seguire il substrato roccioso fino ad una profondità di circa 60 m. Forti limiti per questa tecnica sono rappresentati dalle zone densamente crepacciate, a causa delle riflessioni generate dalle pareti delle spaccature che disturbano il segnale ricevuto. Come per i rilievi a 250 MHz,

sulla quota (Fig. 17, 18). Il sistema è stato anche utilizzato per un rilievo della fronte, in regresso di addirittura 1,5 km rispetto alla posizione occupata nel 1922.

ci si è avvalsi di un GPS (meto-

dologia "Stop & Go") di elevata

precisione soprattutto al fine di

ottenere una buona accuratezza

#### **CONCLUSIONI**

Gli studi condotti hanno evidenziato come l'utilizzo della metodologia radar possa dare importanti informazioni riguardo caratteristiche interne e spessore dei ghiacciai.

Un radar che opera a 250 MHz permette di studiare con ottimi risultati le caratteristiche degli strati più superficiali di un manto nevoso o di un ghiacciaio, ottenendo dati con risoluzioni millimetriche per profondità che raggiungono i 18 - 20 m. Questa metologia ha individuato stratificazioni di varia natura, livelli contenenti impurità o soluzioni acide e strati con diverse densità proponendosi come utile alternativa per il monitoraggio delle valanghe in zone difficilmente accessibili. Tenuto conto dell'intenso sfruttamento turistico di ghiacciai come il Valtournenche e il Plateau Rosa, una prospezione radar a 250 MHz rappresenta inoltre un interessante mezzo di monitoraggio non invasivo dei crepacci nascosti (Fig. 19), permettendo un controllo continuo di dimensioni e spessori dei ponti di neve, per una valutazione del livello di pericolosità. Permette infine di individuare con precisione eventuali livelli di acqua all'interno del ghiacciaio. Il clima degli ultimi decenni ha causato un'intensa fase di ritiro dei ghiacciai, innescando in questi ultimi situazioni di disequilibrio, come è il caso del Ghiacciaio del Rocciamelone, del Ghiacciaio del Monviso, della Croce Rossa e del Belvedere, dove l'utilizzo del radar ha dato ottimi risultati. permettendo di valutare in breve tempo la pericolosità delle sacche d'acqua e gli interventi necessari.

Diversi sono invece i campi di aplicazione sui ghiacciai di un radar che opera ad una frequenza di 35 MHz. Come illustrato nell'ultimo capitolo, gli impulsi elettromagnetici con questa frequenza non risentono delle stratificazioni interne ma riescono a penetrare nel ghiaccio per spessori superiori ai 60 m. Con questa frequenza centrale il

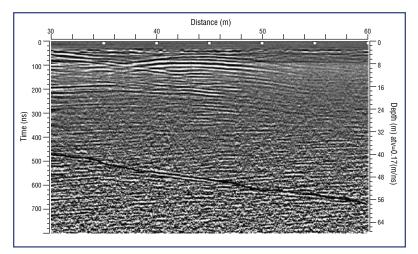


Fig. 16

radar permette di valutare rapidamente e su vaste aree le variazioni di spessore dei ghiacciai, con la possibilità di ottenere un modello tridimensionale (DTM) e calcolare così volume e corrispondente equivalente in acqua. Questi studi sono particolarmente adatti per quei ghiacciai come quello di Valtournenche che rappresentano anche importanti risorse idroelettriche.

Le informazioni ottenute con i radar non hanno solo un interesse puramente scientifico, ma riguardano anche un più attento e rigoroso monitoraggio delle masse glaciali, strutture particolari e affascinanti che possono però generare situazioni di elevata pericolosità.



Fig. 17
Fig. 18

1 lg. 13

#### RINGRAZIAMENTI

Un primo importante ringraziamento va a tutti coloro che hanno gentilmente messo a disposizione strumenti e conoscenze per realizzare il progetto: Tamburini A., Federici P. (Enel.Hydro), Ufficio Valanghe di Aosta, Compagnia Valdostana delle Acque (C.V.A.), Funivie del Cervino s.p.a., Giardino M., Lanza R. e, in particolare a Ferguglia M. (Radar Geoservizi-To) e Godio A. (Dip. Georis. e Terr.-Politecnico-To), che hanno collaborato anche nell'acquisizione e nell'elaborazione delle sezioni.

Nella ricerca ci si è avvalsi inoltre dell'indispensabile aiuto di Christine P., Fabrizio P., Alessandro B., Stefano C., Laurent D., Vittorio C., Michel L. e Carbotta L., a cui va un sentito ringraziamento.





#### **BIBLIOGRAFIA**

- Arcone S.A. "Airborne-radar stratigraphy and electrical structure of temperate firn: Bagley Ice Field, Alaska, U.S.A." Journal of Glaciology, Vol. 48, n° 161, 2002.
- Arcone S.A., Yankielun N.E. "1.4 GHz radar penetration and evidence of drainage structure in temperate ice: Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A." Journal of Glaciology, Vol.46, n° 154, 2000.
- Bamber J.L. "Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio echo-sounding data" - Scott Polar Institute, University of Cambridge - Journal of Glaciology, Vol. 35, n° 119, 1989.
- Bennett M.R. et al. "Glaciofluvial crevasses and conduit fills as indicators of supraglacial dewatering during a surge, Skeioaràrjökull, Iceland" Journal of Glaciology, Vol. 46, n° 152, 2000.
- Cagnati A. "La valutazione della stabilità del manto nevoso" - ARPAV Centro Valanghe di Arabba, 1999.
- Björnsson H. et al. "The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding" - Journal of Glaciology, Vol. 42, n° 140, 1996.
- Bogorodsky V.V., Bentley C.R., Gudmansen P.E. - "Radioglaciology" - Glaciology and quaternary geology, 1985.
- Colbeck S. "Classificazione internazionale della neve stagionale presente al suolo" The International Commission on Snow and Ice. 1985.
- Dal Piaz G.V. "La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournenche ed i suoi rapporti con

- il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo" - Nota preliminare presentata all'Adunanza del 12.12.1964, Centro Nazionale per lo studio geologico e petrografico delle Alpi del CNR (IV sezione, Torino).
- Dal Piaz G.V., Ernst W.G. "Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps" Tectonophysics, 51 99 126 1978..
- Dahl-Jensen D. et al. "A search in north Greenland for a new ice-core drill site" - Journal of Glaciology, Vol. 43, n° 144, 1997.
- Edens M.Q., Brown R.L. "Changes in microstructure of snow under large deformations" Journal of Glaciology, Vol. 37, n° 126, 1991.
- Gades A.M. et al. "Bed properties of Siple Dome and adjacent ice streams, West Antartica, inferred from radio-echo sounding measurements" Journal of Glaciology, Vol. 46, no 152, 2000.
- Gogineni S. et al. "An improved coherent radar depth sounder" - Journal of Glaciology, Vol. 44, n° 148, 1998. Saetrang A.C.,
- Hamran S.E. et al. "Estimation of relative water content in a sub-polar glacier using surface penetration radar" - Journal of Glaciology, Vol. 42, n° 142, 1996.
- Hempel L. et al. "A comparison of radio.echo sounding data and elctrical conductivity of the GRIP ice core" Journal of Glaciology, Vol. 46, n°154, 2000.
- Lesca C., Vanni M, De Gemini F. - "Il ghiacciaio di Valtournenche"
- Estratto dal Bollettino del C.G.I.,

- n°6, II serie, 1955.
- Mayer C., Siegert M.J. "Numerical modelling of ice-sheet dynamics across the Vostok subglacial lake, central East Antartica" Journal of Glaciology, Vol. 46, n°153, 2000.
- McClung D., Schaerer P. "Manuale delle valanghe (The avalanche Handbook) Zanichelli, 2000.
- Moran M.L. et al. "Delination of a complexly dipping temperate glacier bed using short-pulse radar arrays" Journal of Glaciology, Vol 46, n°153, 2000.
- Murray T. et al. "Englacial water distribution in a temperate glacier from surface and borehole radar velocity analysis" - Journal of Glaciology, Vol. 47, n°158, 2001.
- Paterson W.S.B. "The physics of glaciers"
- Rasmussen L.A. "Refraction correction for radio echo-sounding of ice overlain by firn" Journal of Glaciology, Vol. 32, n° 111, 1986.
- Ress W.G., Donovan R.E. "Refraction correction for radio-echo sounding of large ice masses" Journal of Glaciology, Vol. 38, n° 129, 1992.
- Sacco F. "Glacialismo antico e moderno del Cervino" - Note del prof. Federico Sacco, Reale accademia delle scienze di Torino, 1917-18.
- Shumskii P.A. "Principles of structural glaciology" - Translated from the Russian by Kraus D..
- Siegert M.J., Fujita S. "Internal ice-sheet radar layer profiles and their relation to reflection mechanisms between Dome C and the Transantartic Mountains" Journal of Glaciology, Vol. 47, no 157, 2001.

- Tabacco I.E., Frezzotti M., Zirizzotti A. "Ice discharge of eastern Dome C drainage area Antartica, determined from airborne radar survey and satellite image analysis" Journal of Glaciology, Vol. 46, n° 153, 2000.
- Thiel D.V., James D., Johnson P.
   "VLF surface impedance measurements for ice-depth mapping; an assessment of some commonly encountered interference effects"
   Journal of Glaciology, Vol 42, n° 140, 1996.
- Uratsuka S., Nishio F., Mae S. -"Internal and basal changes near the grounding line derived from radio-echo sounding - Journal of Glaciology, Vol. 42, n° 140, 1996.
- Vanni M. "I ghiacciai del Cervino sul versante italiano" - Estratto dal Bollettino del C.G.I., n° 7, 1927.
- Vanni M., Aliverti G., De Gemini F. "Les glaciers du Val d'Aoste" Extrait de la publication n° 39 de l'Association Internationale d'Hydrologie (Assemblée générale de Rome, tome IV).
- Vinay P. "The thermal climate in Breuil Basin" Studies in cliamtology (n° 1), vol. 5, 1966.
- Wellner J.S., Lowe A.L., Shipp S.S., Anderson J.B. "Distribution of glacial features on the Antartic continental shelf and correlation with substrate: implications for ice behaviour" Journal of Glaciology, Vol 47, n° 158, 2001.
- Wold B. Results from the radioecho sounding on parts of the Jostedalsbreen ice cap, Norway'' - Norwegian Water resources and Energy Administration, Annals of Glaciology 8, 1986.

#### **AVVIATA LA REVISIONE DELLA CLASSIFICAZIONE INTERNAZIONALE DELLA NEVE**

Nel 1993 l'AINEVA, grazie ad una iniziativa del gruppo di lavoro Previsori, ha pubblicato la versione italiana di The International Classification for Seasonal Snow on the Ground (Colbeck e altri, 1990). Questo volume è diventato un punto di riferimento insostituibile per coloro che si occupano di neve a vario titolo ed ha contribuito, in modo sostanziale, alla formazione e alla crescita professionale di un'intera generazione di nivologi. Ora, dopo quasi 15 anni dalla sua uscita nella versione originale in inglese e dopo 10

anni dalla pubblicazione della versione in italiano, il sistema di classificazione ha iniziato a mostrare qualche limite dovuto principalmente al grande sviluppo che hanno avuto negli ultimi anni alcune discipline legate alla neve. Per questa ragione, già dal convegno dell'IGS di Davos del 2003, alcuni ricercatori del settore che hanno costituito un primo gruppo di lavoro, hanno proposto l'avvio di un processo di revisione del sistema di classificazione che dovrebbe concludersi, entro il 2007, con la pubblicazione

di un nuovo documento. L'iniziativa è stata inquadrata nell'ambito delle attività promosse dalla Commissione Internazionale Neve e Ghiaccio dell'associazione Internazionale di Idrologia Scientifica, come peraltro era avvenuto con il lavoro pubblicato nel 1990. La proposta, della quale si riporta di seguito il testo integrale, è stata accettata il 4 novembre 2003 per cui il processo di revisione è ora pienamente operativo. Il gruppo di lavoro è composto da due sottocommissioni, una tecnica che comprende alcuni ricercatori

di fama internazionale, ed una politica che rappresenta gli utenti. L'AINEVA fa parte della commissione politica che avrà lo scopo di analizzare, verificare e approvare il documento finale predisposto dalla commissione tecnica. Coordinatore del gruppo di lavoro è Charles Fierz dell'Istituto Federale per lo Studio della Neve e delle Valanghe di Davos.

Anselmo Cagnati

#### Commissione Internazionale Neve e Ghiaccio



Gruppo di lavoro sulla classificazione della neve

#### PROPOSTA ACCETTATA IL 4 NOVEMBRE 2003

C'è un generale consenso riguardo al fatto che "La classifica- ; zione internazionale della neve stagionale presente al suolo" (Colbeck e altri, 1990) è ora ben accettata a livello mondiale dalla maggior parte dei ricercatori e dei tecnici della neve. Oltre alla versione inglese, che include un glossario francese-tedescorusso-svedese, sono ora disponibili anche le versioni in italiano, in giapponese e in sloveno. Comunque, alcuni esponenti della comunità scientifica (modellisti, ecologi, biologi) conoscono a malapena la classificazione del 1990 ed essa è poco usata in importanti paesi come l'India e la Russia. Inoltre, alcuni ricercatori della neve pensano che alcuni punti richiedano di essere rivisti. La maggior parte dei problemi sono stati evidenziati nella classificazione della neve bagnata e delle croste, ma anche in relazione alla neve polare, alla neve ventata, alla neve in foresta o su come gli utilizzatori finali non specialisti possono essere in grado di usare la classificazione.

Infine,dovrebbero essere considerati i nuovi sviluppi avvenuti dal 1990, per esempio quelli dovuti al remote sensing (dimensioni dei grani), ai lavori sulla microstruttura (ad esempio la nozione di legame) o alla modellistica sul manto nevoso (ad esempio i codici colorati utilizzati negli output dei modelli). Dovrebbero essere considerate anche discipline come l'ecologia della neve, la produzione di neve artificiale o la compattazione di neve sulle strade.

Gli obiettivi del gruppo di lavoro proposto sono:

- revisionare ed adattare la classificazione del 1990 allo stato attuale dell'arte non considerando sia la neve perenne (firn), sia la neve in atmosfera.
- promuovere un ancor più ampio recepimento e utilizzo della classificazione della neve, compresi gli sforzi per tradurre la classificazione in altre lingue che oggigiorno sono utilizzate. tenendo in mente il principale obiettivo della precedente classificazione che era:
- "...elaborare una classificazione come una struttura di base che può essere ampliata o ridotta a piacere a seconda delle esigenze

di qualsiasi gruppo, dai ricercatori agli sciatori. Essa è organizzata in modo tale che molte osservazioni possono essere fatte sia con l'ausilio di semplici strumenti sia, in alternativa, con metodi visivi. Poiché i due metodi sono fondamentalmente paralleli, misure e osservazioni possono essere combinate in vari modi per ottenere il grado di precisione richiesto in qualsiasi tipo di lavoro..."

Il gruppo di lavoro sarà costituito da due commissioni. La prima, una commissione tecnica formata da 6 o 7 persone (incluso il coordinatore) rappresentativa sia dei tecnici della neve che dei ricercatori della neve nei vari campi di ricerca e la seconda, una commissione politica (incluso il coordinatore e il vice coordinatore) che farà da tramite con il più ampio spettro di potenziali utenti.

La commissione tecnica provvederà alla revisione della attuale classificazione. Una bozza finale della classificazione revisionata sarà discussa in un convegno nel 2005 (per esempio all'EUG meeting 2005 che si terrà a, Vienna, Austria, dal 25 al 29 aprile o alla Western Snow Conference). Questa bozza sarà poi sottoposta alla commissione politica per eventuali commenti e la consequente approvazione finale. L'ultima fase coinvolgerà entrambe le commissioni e sarà dedicata alla traduzione e alla diffusione della classificazione revisionata. Si prevede di produrre sia una pubblicazione a stampa della versione inglese (così come ad esempio un UNESCO Technical document in Hydrology) sia una versione web scaricabile (ad esempio dal World Data Centre di Boulder), quest'ultima comprendente le traduzioni nelle diverse lingue. Si prevede di presentare e distribuire la stampa della versione finale della classificazione alla XXIV Assemblea della Unione Internazionale di Geodesia e Geofisica IUGG 2007, che si terrà a Perugia, Italia, nel luglio 2007.

#### **RIFERIMENTI**

Colbeck, S.C., E. Akitaya, R. Armstrong, H. Gubler, J. Lafeuille, K.Lied, D. McClung and E. Morris, 1990. The international classification of seasonal snow on the ground. Wallingford, Oxon, U.K. International Commission on Snow and Ice (ICSI), International Association of Scientific Hydrology.





#### **HYDROREPORT**

HYDROREPORT un nuovo prodotto dell'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano

A partire dal 2004 l'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano pubblica un nuovo mensile d'informazione idrologica ed idrometrica, ove sono sintetizzati i caratteri salienti d'ogni mese attraverso l'analisi della distribuzione delle precipitazioni, dell'andamento dei deflussi e dei livelli freatici in provincia di Bolzano. In tale prodotto trovano inoltre spazio informazioni riquardo la rete di monitoraggio delle acque superficiali e sotterranee e le caratteristiche morfometriche dei principali bacini imbriferi dell'Alto Adige. Il foglio informativo è disponibile anche in rete ed è scaricabile in formato PDF dal sito internet dell'Ufficio Idrografico stesso (http://www.provincia.bz.it/hydro/hydroreport/index\_i.htm).

Fabio Gheser



#### DISTRIBUZIONE DEGLI IN-NEVAMENTI SULLA MON-TAGNA FRIULANA: ANALISI STATISTICA DELLE PRINCI-PALI VARIABILI NIVOME-TRICHE

Su incarico del Servizio per il Territorio : Montano e per le Manutenzioni della : Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia: è stato recentemente eseguito uno studio degli innevamenti sul territorio alpino e prealpino friulano. Scopo dello studio è stata l'effettuazione di un'analisi statistica a scala regionale di due importanti variabili nivometriche: l'altezza del manto nevoso al suolo (Hs) e l'incremento dell'altezza del manto nevoso su tre giorni consecutivi di precipitazione (DH3gg). Tali variabili rivestono infatti una valenza fondamentale sia con riferimento alla progettazione degli interventi di difesa dalle valanghe sia con riferimento alle simulazioni dinamiche finalizzate alla mappatura delle aree a rischio.

L'analisi statistica delle suddette variabili è stata mirata alla caratterizzazione dei valori di progetto in funzione del luogo (zona geografica e quota) e del tempo di ritorno. Punto di forza dello studio in oggetto è stato l'utilizzo di tecniche di "regionalizzazione" che consentono di ottenere un'elevata affidabilità dei risultati con riferimento alle estrapolazioni sia temporali (ovvero per elevati tempi di ritorno) sia spaziali (ovvero in siti non strumentati, quali risultano tipicamente le zone di distacco delle valanghe).

E' importante evidenziare la natura innovativa dello studio con riferimento al contesto alpino italiano nonché l'importanza pratica dei relativi risultati, che forniscono per l'intero territorio montano friulano dati di progetto essenziali in fase sia di redazione dei P.Z.E.V. sia di progettazione deali interventi strutturali di messa in sicurezza. Al tempo stesso lo studio rappresenta anche un utile ausilio per una gestione uniforme della previsione del pericolo di valanghe a scala regionale. Sulla base dei risultati ottenuti risulta infatti possibile: (I) correlare le condizioni nivometeorologiche relative a differenti zone del territorio in esame (ovvero stimare le condizioni nivometriche in varie zone a partire da una o più stazioni rappresentative); (II) caratterizzare il grado di rarità delle situazioni nivometeorologiche che si verificheranno, e valutarne in prima approssimazione il grado di pericolo in termini di attività valanghiva.

Per dettagli ed informazioni in merito scrivere a: m.barbolini@unipv.it

Massimiliano Barbolini



#### IL CENTRO VALANGHE DI ARABBA NEL PROGRAMMA NAZIONALE DI RICERCHE IN ANTARTIDE

Dal 1994 il Centro Valanghe di Arabba partecipa al Programma Nazionale di Ricerche in Antartide in progetti multidisciplinari che hanno come obiettivo lo studio dei cambiamenti climatici e gli effetti indotti sulla criosfera. Nel corso dell'ultimo decennio presso il Centro ha operato una specifica Unità Operativa di nivologia che ha fornito un contributo soprattutto per aspetti legati alla fisica della neve e quindi allo studio dei processi che riguardano la formazione e l'evoluzione del manto nevoso (fino alla sua trasformazione in firn), alla classificazione delle diverse superfici nevose in relazione alle risposte radiometriche e ai

meccanismi di redistribuzione del manto nevoso. Nel corso del 2003, al fine di dare continuità alle ricerche in atto, il Centro Valanghe di Arabba ha partecipato alla Call of Proposal relativa alla valutazione dei progetti presentati per il triennio 2004-2006. In particolare, insieme ad altri enti e istituti universitari, sono state presentate 2 proposte di ricerca afferenti alla tematica Processi climatici che hanno come titolo: Calibrazione e validazione di dati telerilevati ottici e a microonde in Antartide e Bilancio di massa superficiale dell'area di drenaggio di Dome C.

Il primo progetto parte dalla considerazione che l'utilizzo di dati telerilevati per l'osservazione e lo studio della terra ha assunto negli ultimi anni un'importanza fondamentale. Il numero di satelliti che operano, o che opereranno, con sensori ottici ed a microonde è cresciuto notevolmente. Ciascuno di essi richiede calibrazioni validazioni e monitoraggio continuo delle prestazioni. L'ambiente Antartico, per le sue caratteristiche, si presta bene per essere utilizzato quale calibratore esteso per questi strumenti, specialmente per quanto riguarda il monitoraggio della neve e del ghiaccio. Attualmente però, la caratterizzazione dell'emissione a microonde a bassa frequenza dei ghiacci polari è' limitata dalla mancanza di misure a terra corrispondenti ai rilevamenti da satellite e dalle attuali conoscenze dei meccanismi fisici che regolano l'emissione. Il primo obiettivo di questo progetto di ricerca è quello di ottenere serie temporali di misure radiometriche spettrali a Dome C, stazione italo-francese ubicata sulla calotta est-antartica, a scopo di calibrazione, validazione e monitoraggio per le future missioni spaziali. Inoltre si intende incrementare l'esistente data-set di misure : ottiche con l'acquisizione sistematica di dati di riflettanza delle superfici nevose. A questo progetto, coordinato dal CNR : - Istituto di Fisica Applicata di Firenze, partecipano anche il Centro di Arabba e il CNR - Istituto di Inquinamento Atmosferico di Roma.

Il secondo progetto parte dal presupposto che per conoscere le variazioni passate del livello del mare e per predire quelle future, e' essenziale stimare l'attuale bilancio di massa dei ghiacciai ed in particolare della calotta antartica.

Le conoscenze attuali sui processi che determinano l' entità delle variazioni spazio-temporali dell'accumulo nevoso sono ampiamente lacunose e pertanto non consentono di ottenere una stima attendibile del bilancio di massa dell'An-

tartide. Il progetto si propone di ridurre le incertezze relative al bilancio di massa superficiale attraverso l'integrazione di dati meteo-climatici e glaciologici, studiare la provenienza delle precipitazioni e la loro influenza sulla composizione chimica/isotopica della neve nell'area di Dome C, studiare i processi post-deposizionali di riemissione e diffusione di specie chimiche/isotopiche nel nevato. misurare le variazioni altimetriche della calotta ed il bilancio di massa lungo l'isoipsa di 2100 m nella Wilkes Land ed infine organizzare la 50th IGY traverse. A questo progetto, coordinato dall' ENEA CLIM-OSS di Roma, partecipano anche, oltre il Centro di Arabba, l' Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma, il Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine Università di Trieste, il Dipartimento di Chimica Università di Firenze ed il DISTART dell'Università di

La Commissione Scientifica Nazionale per l'Antartide ha approvato entrambe le proposte progettuali ritenendole valide dal punto di vista scientifico e le ha considerate meritevoli di essere prese in considerazione già nella predisposizione del Programma Esecutivo Annuale per l'anno 2004 per cui il prossimo triennio vedrà ancora impegnati in Antartide i tecnici nivologi del Centro Valanghe di Arabba

Per eventuali ulteriori informazioni sui progetti: acagnati@arpa.veneto.it.

Anselmo Cagnati



#### SIVA: il nuovo Sistema Informativo Valanghe dell'Arpa Piemonte

All'indirizzo http://www.webgis.csi. it/arpa/index.htm è disponibile un nuovo, più aggiornato e rapido strumento di analisi e consultazione di dati cartografici, data base alfanumerici associati, fotografie e documenti storici sulle valanghe del Piemonte, periodicamente aggiornato alla luce degli eventi valanghivi stagionali e del reperimento di nuovi dati storici. Attualmente il servizio è limitato alla rappresentazione dei dati relativi alla provin-

presentazione dei dati relativi alla provincia di Torino, frutto della collaborazione tra Arpa Piemonte e il Servizio Difesa del Suolo della Provincia di Torino, ma ne è prevista l'estensione all'intero territorio regionale. Grazie all'utilizzo della tecnologia WebGIS sono possibili funzionalità

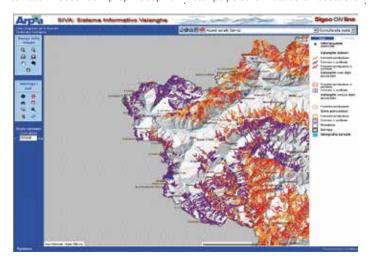
base di consultazione, analisi e ricerca dei dati con la possibilità di attivare o disattivare la visualizzazione dei vari tematismi secondo i propri scopi di ricerca. La lettura dei documenti, fonti delle informazioni storiche, riportati su supporto informatico mediante scanner, la stampa personalizzata della videata e lo

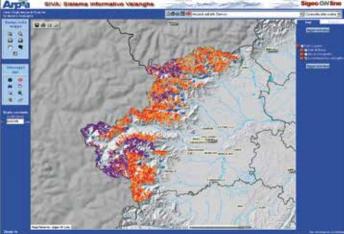
scarico delle schede associate ai singoli siti valanghivi, sono alcuni esempi delle potenzialità di questo servizio.

La metadocumentazione associata forni-

sce gli elementi informativi fondamentali per un corretto utilizzo delle funzionalità e delle informazioni presentate.

Maria Cristina Prola





## **ABSTRACT**

## AT LAST THE SNOW The 2003-2004-winter season in the Veneto Mountains

Mauro Valt and Anselmo Cagnati
After many winter seasons with poor snowfalls (1988–2003), heavy snowfalls occurred in the mountains, in the Dolomite valleys and in the prealpine range of North-East Italy (Veneto). New snow depths measured at 2,100 m a.s.l. and at 1,200 m a.s.l. in the Dolomiti were among the highest ever recorded since 1928 to date, these values also being emphasized through a special SAI (Standardized Anomaly Index) dimensional index. In Veneto Pre-Alps, where shorter historic series are available, new snow depths were the highest recorded since 1990.

The 2003-2004 winter season was once

again characterized by scarce snowfalls

in January, as it has been occurring

## MONTE CIMONE The tragic avalanche of 4 January 2004

Raffaele Galli

since 1988.

We got to know about this unfortunate event by chance, as it involved a rescuer who followed the "Self-rescue in case of avalanche" course, which the Italian avalanche service holds every year. Leaving aside the peculiarity of the event (it was the first time one of the apprentices was confronted with a real event), what is really striking is how the story effectively describes the psychological reaction to this critical event, combining immediate

emotions and concrete rationality. Galli outlines with spontaneity and simplicity the flowing of true and intense feelings that alternate with the hope that operations are carried out properly and with conviction. Therefore an article that for the first time does not want to address the many techniques currently used in the mountain, i.e. efficient but aseptic solutions that usually do not take into account what we are: a story where the protagonist is our intimate and true being the environment and natural forces suddenly externalize and throw on the snow of an avalanche.

Alessandro Calderoli

#### AVALANCHES ON GRAN SASSO D'ITALIA Analysis of meteorological and weather conditions and the effects of the geomorphologic layout on avalanches in winter 2002-2003

Giancarlo De Sisti, Stefano Monopoli, Massimo Pecci

Winter 2002-2003 brought about heavy snowfalls in the Abruzzi mountains, which, as from half January 2003, in some cases also turned into snowstorms. The huge snow deposits, if compared with the snow accumulated in the last few winter seasons, resulted in marked snowcover instability during snowfalls, on the southern slopes in the following days, and mainly on northern slopes in spring. The article illustrates the snow and weather trend in winter 2002/2003 in the Gran Sasso d'Italia in order to deal with the problems

linked to the avalanches, and particularly ground avalanches, that occurred in Campo Imperatore and Val Maone/Prati di Tivo areas. The article also addresses the importance of the geomorphological layout and vegetation on slopes for seasonality/repetitiveness of events.

## THE MONTE MACAION RADAR SYSTEM

#### An efficient meteo-hydrological surveillance system in Provincia di Bolzano for the Adige river basin

Marco Borga, Carlo Dal Piaz, Marta Pendesini, Mauro Tollardo

Weather radar offers an unprecedented opportunity to improve our ability of observing storms and quantifying their associate precipitation. One of the greatest advantages of radar is the capability to monitor extreme rainfall on a wide range of spatial and temporal scales.

In this paper an overview of the M. Macaion radar system is presented with the first results achieved.

## MARMOLADA Water and ice chemical analysis

The Marmolada glacier as a field laboratory for the study of natural and anthropic aspects of water and ice chemism in a carbonatic basin of the Eastern Alps. Carlo Dossi, Alfio Viganò, Silvana Martin, Damiano Monticelli, Andrea Pozzi and Ugo Mattana

A series of surveys were carried out on ice, water and surface water on the Mar-

molada glacier (western Dolomiti) on 7–8 September 2001. The study covered both the snow accumulation area and the glacier ablation area in the western, central and eastern fronts. Chemical analyses, which were carried out either on the glacier using portable electroanalytical instruments and in laboratory, underlined the chemical interactions occurring between the glacier melt water and the basin carbonatic rocks, and the effects of the strong anthropic impact linked to the sport activities carried out on the glacier both in winter and summer.

## VALTOURNENCHE GLACIER A series of surveys with Georadar and GPS

Stefano Benato

We report the results of GPR surveys carried out during summer 2003 on the Valtournenche Glacier, Aosta Valley.

By using two different frequencies we have studied glacier at different depths and resolutions. The 35 MHz central frequency has measured an ice thickness of 60 m. With a 250 MHz central frequency we have instead loss bedrock at 20 m of depth but we have well recognised deformation structures (as crevasses), ice and snow internal stratifications and melt water percolation structures.

A high precision gps system has been used contemporaneously to GPR surveys to obtain well georeferenced sections besides doing glacier front measurements.