

e Neve Valanghe

n° 87 - aprile 2016

*Meteorologia alpina,
Glaciologia, Prevenzione
Sicurezza in montagna*



Monitoraggio geotecnico e termico

Sondaggio Slalom

La valanga del 1836 in Valgerola

Densità della neve fresca

Indagini radar sul ghiacciaio dei Forni



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

REGIONE PIEMONTE

ARPA Piemonte
Dipartimento Sistemi Previsionali
Via Pio VII 9 - 10135 Torino
Tel. 011 19681340 - fax 011 19681341
<http://www.arpa.piemonte.it>
e-mail: sistemi.previsionali@arpa.piemonte.it

REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA

Assessorato Opere pubbliche, difesa
del suolo e edilizia residenziale pubblica
Direzione assetto idrogeologico dei bilanci montani
Ufficio neve e valanghe
Loc. Amérique 33/A - 11020 Quart (AO)
Tel. 0165 776600/1 - fax 0165 776804
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0165 776300
<http://www.regione.vda.it>
e-mail: u-valanghe@regione.vda.it

REGIONE LOMBARDIA

ARPA Lombardia
Settore Tutela delle Risorse e Rischi Naturali
U.O. Centro Nivometeorologico
Via Monte Confinale 9 - 23032 Bormio (SO)
Tel. 0342 914400 - Fax 0342 905133
Bollettino Nivometeorologico
<http://www.arpalombardia.it/meteo>
e-mail: nivometeo@arpalombardia.it

PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO

Servizio prevenzione rischi
Ufficio previsioni e pianificazione
Via Vannetti 41 - 38122 Trento
Tel. 0461 494870 - Fax 0461 238305
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0461 238939
Self-fax 0461 237089
<http://www.meteotrentino.it>
e-mail: ufficio.previsioni@provincia.tn.it

PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO

Ufficio Idrografico, Servizio Prevenzione
Valanghe e Servizio Meteorologico
Viale Druso, 116 - 39100 Bolzano
Tel. 0471 416140 - Fax 0471 416159
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 0471 270555
Tel. 0471 271177 anche self fax
<http://www.provincia.bz.it/valanghe>
e-mail: Hydro@provincia.bz.it

REGIONE DEL VENETO

ARPA-Veneto Centro Valanghe di Arabba
Via Pradat 5 - 32020 Arabba (BL)
Tel. 0436 755711 - Fax 0436 79319
Bollettino Nivometeorologico
Tel. 049 8239399
<http://www.arpa.veneto.it>
e-mail: cva@arpa.veneto.it

REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA

Direzione centrale risorse rurali, agroalimentari e forestali
Servizio del Corpo forestale regionale
Settore neve e valanghe
Via Sabbadini 31 - 33100 Udine
Tel. 0432 555877 - Fax 0432 485782
Bollettino Nivometeorologico
NUMERO VERDE 800860377 (in voce e self fax)
<http://www.regione.fvg.it/asp/newvalanghe/welcome.asp>
e-mail: neve.valanghe@regione.fvg.it

REGIONE MARCHE

Dipartimento per le Politiche Integrate
di Sicurezza e Protezione Civile
Centro Funzionale Multirischi
per la Meteorologia e l'Idrologia
Via del Colle Ameno, 5 - 60126 Ancona
Tel. 071 8067743 - Fax 071 8067709
<http://protezionecivile.regione.marche.it>
e-mail: centrofunzionale@regione.marche.it

Sede AINEVA

Vicolo dell'Adige, 18
38122 Trento
Tel. 0461 230305 - Fax 0461 232225
<http://www.aineva.it>
e-mail: aineva@aineva.it

Gli utenti di "NEVE E VALANGHE":

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



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 2016: Euro 18,00
da versare sul c/c postale n. 14595383
intestato a: AINEVA
Vicolo dell'Adige, 18 - 38122 Trento

Direttore Responsabile

Anselmo CAGNATI
ARPA Veneto
Coordinamento redazionale:
ARPA Veneto

Comitato di redazione:

Luciano LIZZERO, Maria Cristina PROLA,
Mauro VALT, Giovanna BURELLI,
Elena BARBERA, Walter BEOZZO,
Stefano SOFIA, Alfredo PRAOLINI,
Fabio GHESER

Comitato scientifico editoriale:

Alberto TRENTI, Secondo BARBERO,
Daniele MORO, Maurizio FERRETTI,
Michela MUNARI, Giovanni PERETTI,
Valerio SEGOR

Segreteria di Redazione:

Vicolo dell'Adige, 18
38122 TRENTO
Tel. 0461/230305
Fax 0461/232225

Videoimpaginazione e grafica:

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

Stampa:

LITOTIPOGRAFIA ALCIONE srl
Lavis (TN)

Referenze fotografiche:

Foto di copertina: Mauro Valt
*Gruppo delle Tofane dal comprensorio sciistico
5 Torri*

Lodovico Mottarella: Il
ARPA Veneto: 2, 49 (sopra)
Davide Rogora: 16, 18-19, 20
Alfredo Praolini: 46 (tutte)
Renato Zasso: 47
Anselmo Cagnati: 48
Mauro Valt: 49 (sotto)

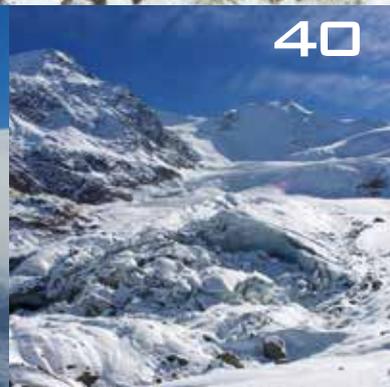
Se non diversamente specificato in didascalia, le
foto contenute negli articoli sono degli autori.

**Hanno collaborato
a questo numero:**

Serena Mottarella, Stefania Del Barba,
Nadia Preghenella, Monica Rossi,
Igor Chiambretti, Enrico Filafferro.

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

I dati forniti dagli abbonati e dagli inserzionisti
vengono utilizzati esclusivamente per l'invio della
presente pubblicazione (D.Lgs.30.06.2003 n. 196).



4
**MONITORAGGIO GEOTECNICO
E TERMICO DELLA CRESTA SUD
DEL MONTE ROCCIAMELONE**

■ *L. Paro, G. Re Fiorentin, C. Ronchi*

16
SONDAGGIO SLALOM

■ *M. Genswein, D. Letang, F. Jarry,
I. Reiweger, D. Atkins*

24
**VALGEROLA:
LA VALANGA DEL 1836**

■ *C. Ruffoni*

32
**DENSITÀ DELLA NEVE FRESCA
SULLE ALPI ITALIANE**

■ *M. Valt*

40
**INDAGINI RADAR PER LO STUDIO
DELLE CARATTERISTICHE
ENDOGLACIALI DEL GHIACCIAIO
DEI FORNI IN ALTA VALTELLINA**

■ *M. Fioletti, L. Bonetti, C. Smiraglia, G. Diolaiuti,
A. Forieri, C. Breganze*



Qualificati lettori, anche di recente, hanno lamentato un taglio eccessivamente scientifico di Neve e Valanghe a discapito dei contenuti di carattere pratico, utili ai frequentatori della montagna invernale. Anche se la rivista, essendo un organo dell'Associazione dei Servizi valanghe e non un "magazine" di montagna, manterrà una sua peculiarità volta agli aspetti tecnici dell'attività dei servizi, il Comitato di Redazione ritiene sia importante dar voce anche a tematiche più orientate ad un pubblico generico di chi va in montagna per scopi sportivi e desidera aumentare il proprio bagaglio di conoscenze. In questo numero, su proposta del Servizio Valanghe Italiano del CAI, viene quindi pubblicato un lavoro realizzato da un apposito gruppo di ricerca della Commissione Valanghe ICAR sul cosiddetto "sondaggio slalom" particolare tecnica di sondaggio in linea che consente di incrementare l'area sondata del 33-50%, a parità di tempo, rispetto ai metodi di sondaggio attualmente in uso.

Un interessante contributo di carattere scientifico, che però ha delle importanti ricadute pratiche, affronta il tema della densità della neve fresca sulle Alpi Italiane alla luce delle oltre 12.000 misure di densità della neve fresca giornaliera attualmente presenti nelle banche dati dei Servizi valanghe, con lo scopo principale di analizzare la veridicità del rapporto neve/pioggia di 10/1 oggi considerato come standard di riferimento in numerose applicazioni.

In questi ultimi anni, sempre più spesso e in modo talvolta frettoloso, sono stati messi in relazione fenomeni gravitativi avvenuti in montagna (frane, crolli ecc.) con la degradazione del permafrost dovuta ai cambiamenti climatici in atto. Il contributo di ARPA Piemonte relativo al monitoraggio geotecnico e termico della cresta sud del Monte Rocciamelone, rappresenta una delle poche esperienze italiane con le quali si è cercato di stabilire un nesso di causalità tra riscaldamento atmosferico, degradazione del permafrost e fenomeni gravitativi.

Infine, in questo numero di Neve e Valanghe, sono presentati altri due lavori, uno di glaciologia riguardante una serie di indagini radar realizzate per studiare le caratteristiche endoglaciali del Ghiacciaio dei Forni e uno di carattere storico-documentaristico relativo ad un evento valanghivo catastrofico avvenuto nel 1836 in comune di Gerola Alta in Valtellina.

Anselmo Cagnati
Direttore Responsabile

MONITORAGGIO GEOTECNICO e TERMICO della CRESTA SUD del MONTE ROCCIAMELONE

**Luca Paro e
Giacomo Re Fiorentin**

Arpa Piemonte, Dipartimento
Tematico Geologia e Dissesto, Torino
luca.paro@arpa.piemonte.it

Christian Ronchi

Arpa Piemonte, Dipartimento
Tematico Sistemi Previsionali, Torino

Il monte Rocciamelone (3538 m) domina le valli di Susa e Cenischia (provincia di Torino) e per secoli la sua vetta è stata ritenuta la più elevata d'Italia.

Nel 2006-2007, parte della cresta Sud, a quota 3200 m circa, è stata interessata da una frana di scivolamento in roccia evoluta in processi di crollo e di colata. Anche se l'evento non ha comportato particolari problemi dal punto di vista della gestione del rischio per l'area antropizzata a valle, l'attenzione posta a questo fenomeno è legata alle potenziali conseguenze che si possono avere qualora si mobilizzassero porzioni maggiori del versante, come indicano gli attuali indizi di instabilità.

Dall'autunno 2007 Arpa Piemonte ha installato lungo la cresta Sud del Rocciamelone (tra le quote 2850 e 3300 m) una rete di monitoraggio geotecnico costituita da basi distanziometriche, capisaldi GPS e da un estensimetro a filo. A partire dal 2013 sono stati anche installati alcuni termometri in roccia e in fratture aperte per verificare le relazioni tra deformazione e temperatura negli ammassi rocciosi. Infatti, negli ultimi anni, sempre più spesso, tali processi in area alpina sono stati messi in relazione con i cambiamenti climatici e con la degradazione del permafrost, anche se la mancanza di dati, soprattutto quelli di temperatura all'interno degli ammassi rocciosi, non consente di stabilire in modo univoco e certo un rapporto di causa-effetto tra il riscaldamento atmosferico, la degradazione del permafrost ed i fenomeni gravitativi.



INTRODUZIONE

Il monte Rocciamelone (3538 m) con la sua forma slanciata e la notevole altezza domina l'intera Valle di Susa (TO), di cui è la montagna simbolo. Alcuni storici fanno coincidere la nascita dell'alpinismo con la data della sua prima ascensione, attribuita al conte Bonifacio Rotario d'Asti che nel 1358, di ritorno dalla crociata in Terra Santa, salì sulla montagna per voto religioso. La vetta di forma piramidale, sulla quale convergono i territori comunali di Mompantero, Novalesa ed Usseglio, rappresenta un importante nodo orografico in quanto da essa si dipartono tre rilevanti dorsali: verso NO quello che separa la Valle Cenischia dalla Vallée du Ribon; verso ESE il lunghissimo spartiacque tra la Valle di Viù e la Valle di Susa; verso SSO il crinale che divide la Comba della Pala dalla Valle Cenischia e lungo il quale si sviluppa la via normale alla vetta (Fig. 1).

Dal 2004, lungo la cresta SSO a quota 3200 m circa, sono stati osservati diversi fenomeni di instabilità di versante che hanno subito una improvvisa accelerazione a partire dal dicembre 2006. Si tratta di una frana di scivolamento in roccia che ha coinvolto, per una lunghezza di circa 250 m, parte della cresta nel tratto compreso tra il rifugio Cà d'Asti e la Crocetta (cfr. Fig. 9). Alcune decine di migliaia di m³ di roccia sono scivolati per decine di metri verso la Val Cenischia. Gran parte dei blocchi mobilizzati sono tuttora visibili sul versante ovest, immediatamente al di sotto della linea di cresta. Il materiale

roccioso e detritico è quindi confluito sul sottostante Pian Marderello per ripetuti processi di crollo e di colata.

La fase parossistica, caratterizzata da elevate velocità di spostamento e ripetuti crolli, si è conclusa nel corso del 2007 e da allora la frana continua a muoversi molto più lentamente. Percorrendo la cresta lungo la via normale alla vetta, nel tratto compreso tra il rudere (3130 m) e la Crocetta (3306 m), risulta particolarmente evidente la presenza di fratture aperte che sottolineano l'arretramento verso Est del crinale, prodotto dal continuo scivolamento in direzione opposta delle porzioni rocciose. Anche se l'evento del 2006-2007 non ha comportato particolari problemi dal punto di vista della gestione del rischio per l'area antropizzata a valle, l'attenzione posta a questo fenomeno è legata alle potenziali conseguenze che si possono avere qualora si mobilizzassero porzioni maggiori del versante, come indicano gli attuali indizi di instabilità. Inoltre, l'area del Pian Marderello, dove si hanno i primi accumuli del materiale proveniente dal settore di cresta, è un'area critica in quanto area sorgente di ingenti quantità di materiale detritico che alimentano i frequenti fenomeni di colata detritico-fangosa del rio Marderello. Tali colate coinvolgono quasi ogni anno il fondovalle della Val Cenischia e per questo motivo il bacino è tenuto sotto osservazione anche dal CNR-IRPI.

Le condizioni di dissesto evidenziate negli ultimi anni nel settore della cresta me-

ridionale del M. Rocciamelone sono ubicate in un contesto geologico-climatico in cui è possibile ipotizzare una relazione tra la dinamica gravitativa e le caratteristiche termiche dell'ammasso roccioso. Infatti, l'attivazione parossistica degli anni 2000 è avvenuta in seguito ad un periodo con marcate anomalie termiche positive della temperatura dell'aria a cui sono stati associati alcuni importanti fenomeni gravitativi nei settori alto alpini (es. crollo lungo la *cheminée* del Cervino nel 2003 e la *rock avalanche* della Thurwieser del 2004). Il riscaldamento atmosferico potrebbe aver influenzato il delicato equilibrio dell'ammasso roccioso e, in particolare, delle condizioni termiche delle fratture e del materiale di riempimento. È noto che la presenza di ghiaccio all'interno delle fratture ha un notevole potere cementante e stabilizzante ma, viceversa, la presenza di sottili film di acqua allo stato liquido al contatto tra roccia e ghiaccio riduce in modo significativo la resistenza al taglio dei materiali. A questo quadro bisogna poi aggiungere lo stress meccanico legato all'alternanza di dilatazione e contrazione che i cicli di gelo e disgelo esercitano sugli ammassi rocciosi, condizionandone la stabilità sul lungo periodo.

È in base a questa ipotesi di lavoro che il Dipartimento Tematico Geologia e Dissesto di Arpa Piemonte ha deciso di intraprendere alcune attività di monitoraggio termico del settore della cresta meridionale del M. Rocciamelone, da affiancare al monitoraggio geotecnico (effettuato dallo stesso dipartimento continuativamente dal 2007). L'attività di monitoraggio termico rientra nell'ambito delle attività di studio e monitoraggio dell'ambiente periglaciale e del permafrost che il DT Geologia e Dissesto conduce a livello regionale a partire dal 2006 e dal 2009 con le stazioni del permafrost (<https://www.arpa.piemonte.it/approfondimenti/temi-ambientali/geologia-e-dissesto/monitoraggio/monitoraggio-permafrost>).

Inquadramento geologico

Dal punto di vista geologico quasi tutto il Rocciamelone è costituito da una sequen-

Fig. 1 - Inquadramento geografico dell'area di studio.



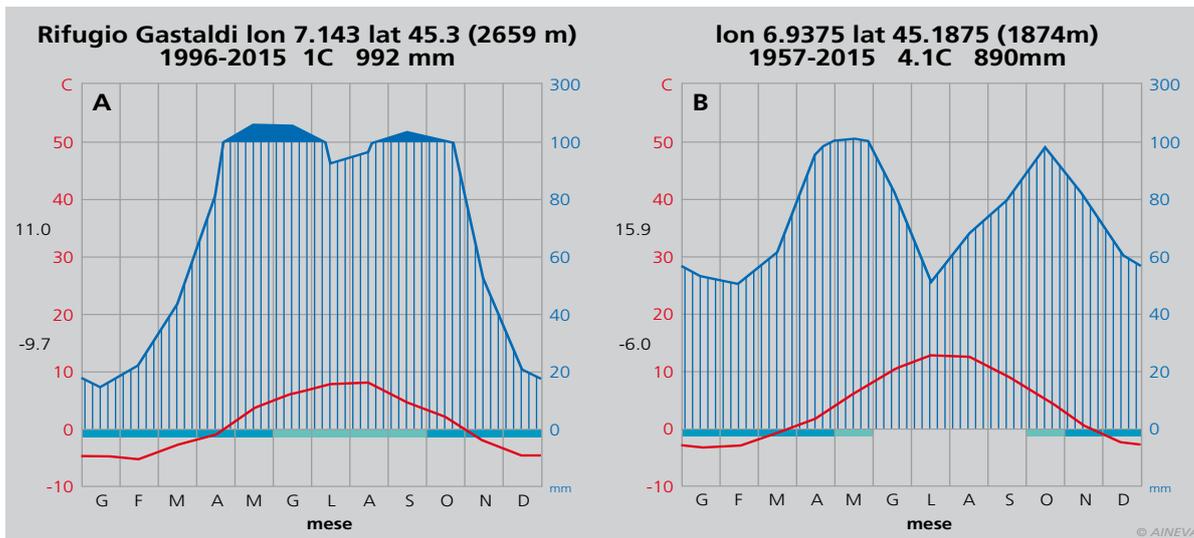


Fig. 2 - Diagrammi climatici di Walter & Lieth (1960-1967) riferiti all'area del Rocciamelone: a sinistra la serie storica del Rifugio Gastaldi e a destra il punto griglia cui afferrisce il rilievo nell'analisi giornaliera.

za piuttosto monotona di calcescisti di colore plumbeo e brunastro e calcescisti marmorei ripiegati in modo pervasivo con intercalazioni di potenza variabile (dal decimetro all'ettometro) di gneiss albitici e subordinate prasiniti. Si riconoscono, inoltre, intercalazioni di marmi e marmi dolomitici grigio biancastri.

Il versante occidentale sottostante la cresta sud è interessato da fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) con limite superiore posto in prossimità del contatto tra i calcescisti dell'Unità di Puy-Venaus e le bancate di marmi a silicati e marmi filladici dell'Unità del Rocciamelone (Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 154 "Susa"). Tutto il versante è inoltre soggetto a crolli e ribaltamenti diffusi causati dalla disgregazione della parte superiore del versante (marmi e calce-micascisti dell'Unità del Rocciamelone). La frana monitorata da Arpa Piemonte è classificata come frana complessa la cui evoluzione è legata ad una serie di fattori predisponenti tra i quali le particolari condizioni geo-strutturali dell'area, la disgregazione dell'appoggio basale dei livelli marmorei (bancate di marmi a silicati e marmi filladici dell'Unità del Rocciamelone) nonché, in fase di verifica, l'eventuale influenza del rialzo termico a cui gli ambienti alpini sono attualmente soggetti.

Inquadramento termo-pluviometrico

Un inquadramento climatico esaustivo del

monte Rocciamelone necessiterebbe di una o più stazioni di monitoraggio meteorologiche in loco, le quali dispongano di serie storiche di osservazioni lunghe almeno 30 anni. Sfortunatamente, tali punti di misura con caratteristiche adatte a questo scopo, non sono presenti nell'area immediatamente a ridosso del rilievo in esame. D'altro canto, a quote così elevate, la manutenzione continua di una stazione meteorologica rappresenta un'importante sfida dal punto di vista logistico.

Tuttavia, per poter realizzare una caratterizzazione climatica adeguata della zona in esame, si sono presi in considerazione due set di dati disponibili e forniti da Arpa Piemonte attraverso la sua rete di monitoraggio meteorologico:

- dati termo-pluviometrici giornalieri (temperatura massima, minima, media e precipitazione liquida) forniti dalla stazione meteorologica posta al Rifugio Gastaldi (testata della Val d'Ala di Lanzo, quota 2659 m) e che coprono un arco temporale di 27 anni (dal 1989 al 2015) per la temperatura e di 19 anni (dal 1997 al 2015) per la precipitazione;
- analisi interpolata giornaliera prodotta su griglia regolare da Arpa Piemonte (NWIOI) che fornisce, per le medesime due variabili meteorologiche, una serie storica rappresentativa di una porzione di territorio di circa 200 km² e comprendente il Rocciamelone. La quota rappresentativa di questa porzione di territorio è di circa 1900 m.

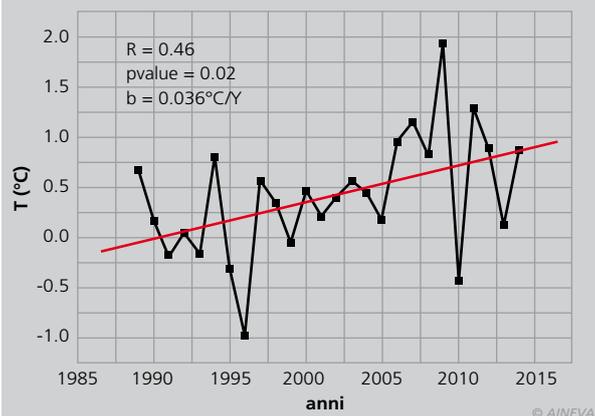
Il sito del Rifugio Gastaldi si trova a circa

12 km a NNO in linea d'aria dalla sommità del Rocciamelone, lungo il crinale interno delle Alpi Graie ed essendo posto a quote comparabili con l'area oggetto di questo studio, presenta caratteristiche climatiche compatibili, al netto delle differenze peculiari determinate dall'orografia locale. D'altro canto, i dati dell'analisi giornaliera su griglia, prodotto del contributo di tutte le stazioni meteorologiche poste nelle vicinanze del Rocciamelone, permettono di offrire uno sguardo più generale sulla climatologia dell'intero rilievo e non necessariamente legato alle quote elevate. Come primo passo, si sono prodotti i climogrammi di Walter & Lieth (1960-1967) che ci permettono di inquadrare l'area dal punto di vista termo-pluviometrico. La Fig. 2 mostra i risultati ottenuti per entrambe le serie storiche (Rif. Gastaldi e analisi su griglia).

Come era lecito aspettarsi, notiamo la somiglianza dei due climogrammi: in particolare i picchi di precipitazione primaverili ed autunnali sono sostanzialmente allo stesso livello. Le differenze principali sono, invece, essenzialmente legate alla quota: nel caso del Rifugio Gastaldi, la precipitazione estiva è quasi sugli stessi livelli dei massimi primaverile ed autunnale, il che fa avvicinare il sito ad un regime climatico subcontinentale, mentre nel caso dell'area più ampia, le precipitazioni estive sono meno accentuate e in linea con quelle invernali, situazione più consona ad un regime climatico prealpino.

L'altra grande differenza, anche qui legata

Rifugio Gastaldi: temperature medie annue



	T media	T max	T min
INVERNO	+0.6°C	+0.8°C	N.S.
PRIMAVERA	+1.9°C	+2°C	+1.8°C
ESTATE	+0.8°C	+1.3°C	N.S.
AUTUNNO	+1°C	+1.4°C	N.S.



Dall'alto verso il basso:

Fig. 3 - Temperatura media annua relativa al sito di osservazione posto nelle vicinanze del Rif. Gastaldi. In rosso è evidenziata la linea di tendenza lineare.

Tab. 1 - Incrementi delle temperature medie, massime e minime in 27 anni (1989-2015) per ciascuna stagione, relativi alla serie storica del punto griglia dell'analisi giornaliera di Arpa Piemonte in cui è inclusa l'area del Rocciamelone. In rosa, le tendenze statisticamente significative al 95%, in arancione quelle al 98%.

Fig. 4 - Novembre 2007: fessura lungo la cresta sud (a) ed evidenti tracce di crolli e ribaltamenti sul versante occidentale del M. Rocciamelone (b).

alla quota, sono i mesi di gelo, ossia i mesi in cui la temperatura minima giornaliera è inferiore a 0 °C. Nel caso del Rifugio Gastaldi, in 8 mesi su 12 le gelate sono sicure (da gennaio fino a maggio e da ottobre a dicembre) mentre nei restanti 4 mesi sono probabili.

Naturalmente questo contesto ha influenze notevoli non solo sul permafrost presente in zona, ma anche sulla durata e consistenza del manto nevoso al suolo, ovvero sugli scambi energetici che intercorrono tra atmosfera e geosfera e modulati dalla criosfera.

Una volta inquadrata l'area dal punto di vista climatico "statico", si è provveduto ad una analisi sull'andamento di temperature e precipitazioni (liquide o equivalente) utilizzando le due serie storiche a disposizione. In particolare, si è cercato di rintracciare delle tendenze tramite tecniche di regressione lineare, fissando l'intervallo di confidenza al 95%.

Per quanto riguarda le precipitazioni cumu-

late annue e nelle varie stagioni, né la serie storica del Rifugio Gastaldi né quella dell'analisi su griglia hanno mostrato tendenze statisticamente significative. Se il regime pluviometrico è cambiato in questi ultimi 20-25 anni, le differenze vanno ricercate nella tipologia di precipitato meteorico e nella durata e frequenza, e non nei quantitativi cumulati.

Differente, invece, la situazione delle temperature: in entrambi i casi si osserva un aumento significativo compreso tra 1 °C e 1,5 °C in 30 anni circa. La Fig. 3 mostra l'andamento della temperatura media annua per il sito del Rocciamelone mentre la Tab. 1 gli incrementi stagionali (temperatura massima, minima e media) relativi all'analisi su griglia.

Lo studio dei dati mostra come il sito del Rocciamelone negli ultimi 30 anni abbia sofferto di un aumento più marcato delle temperature massime rispetto alle minime, mentre nell'analisi areale (che si riferisce ad una quota inferiore) questa discrepanza non si osserva. Non è da escludersi che fattori come esposizione e altitudine possano essere concausa di tale discrepanza tra le due serie storiche.

Dal punto di vista stagionale, invece, l'accordo è molto solido e, in termini infra-annuali, si evidenzia un aumento più marcato delle temperature massime nelle stagioni di transizione (primavera e autunno) che, tra i vari effetti, potrebbe avere un impatto importante sul periodo di permanenza della neve al suolo, oltre a variare il rapporto normalmente atteso tra eventi di precipitazione solida (neve) e liquida.

FRANA DEL 2006-2007 E ATTIVITÀ DI ARPA PIEMONTE

Evento parossistico 2006-2007

Nel periodo autunnale dell'anno 2006, lungo la cresta sud, intorno a quota 3200 m, vennero osservate accentuazioni delle fessure disposte parallele alla linea di cresta già segnalate nell'estate 2004, chiaro indizio morfologico di movimenti in atto del versante.

Il 26 dicembre si verificò un crollo principale, seguito da crolli minori nei giorni

seguenti; l'area di invasione del materiale mobilizzato interessò il versante occidentale (territorio comunale di Novalesa) fino al Pian Marderello, tra le quote 2100÷2400 m. Il fenomeno riprese con crolli saltuari nel giugno 2007 e poi durante l'estate proseguì con crolli pressoché giornalieri.

Ulteriori riattivazioni del fenomeno si ebbero durante l'autunno 2007 a seguito di intense precipitazioni (Fig. 4).

Monitoraggio geotecnico

Nel novembre 2007, Arpa Piemonte installò sul fenomeno franoso un sistema di controllo strumentale per il monitoraggio nel tempo dell'evoluzione del fenomeno franoso, da realizzarsi nell'ambito della Rete Regionale di Controllo dei Movimenti Franosi (ReRCoMF), gestita dall'Agenzia (<https://www.arpa.piemonte.it/approfondimenti/temi-ambientali/geologia-e-dissesto/monitoraggio/ercomf-1/ercomf>).

Vennero così preliminarmente effettuati una serie di sopralluoghi di terreno ed attività di fotointerpretazione al fine di individuare sia la tipologia di strumentazione più idonea al contesto ambientale in cui si andava ad operare, sia i punti più significativi da porre sotto osservazione. Tale attività consentì inoltre di effettuare una prima analisi geomorfologica e geologico-strutturale del settore di cresta sud compreso tra il Rifugio Cà d'Asti (2854 m) e la Crocetta (3306 m).

A seguito di tali approfondimenti venne attivato un sistema di controllo strumentale composto da una rete di capisaldi per misure topografiche GPS e di capisaldi per misure distanziometriche delle discontinuità in roccia più significative (Fig. 5). Entrambe le metodologie ben si prestano al controllo di fenomeni franosi in area alpina, particolarmente estesi e difficilmente raggiungibili, richiedendo la sola installazione, direttamente in roccia, di supporti filettati delle dimensioni di pochi centimetri aventi scarso o nullo impatto visivo.

Una rete locale di controllo GPS prevede in genere da due a tre capisaldi di riferimento esterni alla frana ed una serie di capisaldi installati sul fenomeno franoso; le basi distanziometriche prevedono invece due

ancoraggi installati sulle pareti opposte delle fratture.

Per entrambe le tipologie strumentali l'effettuazione di misure manuali avviene con frequenza di due interventi all'anno.

L'installazione dei capisaldi e la lettura di origine del sistema vennero realizzati nel novembre 2007. Nel luglio 2008 venne effettuata la prima lettura di esercizio della rete strumentale, ottenendo i primi risultati sugli spostamenti in atto. L'analisi dei primi dati di monitoraggio e l'approfondimento delle conoscenze geologico-strutturali dell'area portarono, negli anni successivi, all'integrazione della rete di controllo. Attualmente la rete topografica GPS è costituita da 19 capisaldi (16 installati in frana e 3 di controllo installati fuori dal dissesto) mentre la rete distanziometrica è costituita da 6 basi di misura. Gli strumenti sono distribuiti lungo la cresta sud, nel tratto compreso tra il Rif. Cà d'Asti e la Crocetta (si veda la Fig. 9 di sintesi per l'ubicazione dei capisaldi e degli strumenti installati).

Il sistema di monitoraggio è progettato per il controllo di un settore di versante più ampio rispetto all'area attivata nel 2006-2007. I frequenti fenomeni d'instabilità di cui si è a conoscenza ed un'attenta analisi geologica evidenziano che quanto accaduto nell'inverno 2006-2007 non è nient'altro che un'espressione puntuale di una situazione di dissesto più generalizzata. Infatti, l'intero versante sud-occidentale del Rocciamelone è interessato da una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV). Le DGPV, molto diffuse in questo settore delle Alpi, sono dei fenomeni franosi che interessano estese porzioni di versante e si evolvono con velocità estremamente lente; questi fenomeni causano un generale deterioramento della qualità della roccia, creando così le condizioni di attivazione di fenomeni ad evoluzione più rapida come crolli e scivolamenti (https://www.arpa.piemonte.it/approfondimenti/temi-ambientali/geologia-e-dissesto/monitoraggio/immagini/poster_frana_rocciamelone).

Monitoraggio termico

Le condizioni geologico - geomorfologiche

e climatiche in cui si sono sviluppati i recenti fenomeni di frana lungo la cresta sud del Rocciamelone sono confrontabili con contesti simili in altre zone alpine in cui i dissesti sono stati messi in relazione con il riscaldamento atmosferico e la degradazione del permafrost. Nell'autunno 2010, Arpa Piemonte ha quindi deciso di effettuare un primo studio di fattibilità per il monitoraggio termico da abbinare al monitoraggio delle deformazioni degli ammassi rocciosi del M. Rocciamelone. Nel corso di questo sopralluogo preliminare, localizzato nella zona di coronamento della frana attivata nel 2006-2007, è stata effettuata una serie di osservazioni e misurazioni speditive in fratture beanti con catena termometrica di 4 m di lunghezza con 4 sensori disposti a distanza regolare.

Nell'autunno 2012 è stato effettuato un secondo sopralluogo finalizzato alla sperimentazione e validazione del metodo di misura termica con termocamera a raggi infrarossi che consente di valutare la distribuzione della temperatura superficiale dei corpi. In considerazione dei buoni risultati ottenuti, tale metodo di misura è stato applicato anche in seguito, durante i sopralluoghi effettuati nel 2013 e nel 2014. Tale metodologia consente non tanto di effettuare un monitoraggio termico dell'ammasso roccioso ma, attraverso la spazializzazione areale della misura, di valutare la distribuzione termica superficiale. Nel caso di superfici in affioramento, tenendo ben presente il disturbo generato dalla esposizione alla radiazione solare, è possibile visualizzare le fratture "fredde" che evidenziano condizioni termiche

particolari. Il metodo di misura con termocamera assume un ruolo particolarmente significativo nel caso di misure effettuate all'interno di fratture beanti, anche e soprattutto di grosse dimensioni come quelle presenti nel settore della cresta sud del M. Rocciamelone, non esposte alla radiazione solare diretta (Fig. 6).

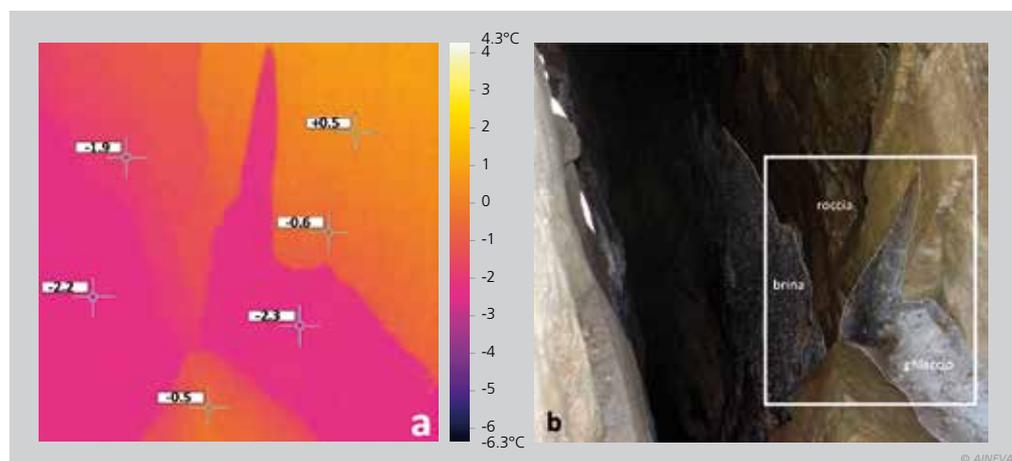
Il monitoraggio termico in continuo con sensori in sito ha preso avvio nel 2013, utilizzando mini *datalogger* a due canali (TINYTAG PLUS 2 TGP4020 della Gemini dataloggers) e sensori termometrici incapsulati (PB 5015, accuratezza linearmente decrescente da 0,3 a 0,2 tra -20 e 0 °C e accuratezza di 0,2 tra 0 e +60 °C).

Nel luglio 2013 sono stati installati due sensori per la misura della T_{max} e T_{min} dell'aria (nelle 24 h) a 1,5 m e a 9 m di profondità all'interno della frattura posta a quota 3200

Dall'alto verso il basso:

Fig. 5 - Misura del caposaldo GPS (sopra) e misura distanziometrica con distanziometro laser (sotto).

Fig. 6 - Termografia (a destra) del settore di affioramento evidenziato con il riquadro bianco nell'immagine di sinistra. La temperatura evidenziata nella termografia è riferita al crocicchio del puntatore.



m circa (in corrispondenza del sito di misura distanziometrico capisaldi G-H, T3-4 in Fig. 9). In ottobre, sono stati installati altri due sensori nella frattura posta a quota 3000 m circa, in corrispondenza del sito di misura distanziometrico capisaldi M-N, a monte del coronamento della frana storica del Cà d'Asti (T5-6 in Fig. 9).

In questo caso, sono stati inseriti in fori pressoché orizzontali (perpendicolari alla parete rocciosa) due sensori per la misura della T_{max} e T_{min} della roccia (ogni ora) a 2 cm e a 60 cm di profondità, con i sensori posti a circa 15 cm di distanza uno dall'altro (Fig. 7).

Nell'autunno 2014 sono stati re-installati i sensori T3-4 in seguito ai danneggiamenti naturali ed antropici rilevati nel corso dell'estate, inserendoli, questa volta, a 10 cm di profondità all'interno della roccia, sul lato est della frattura aperta, rispettivamente a 4 m e a 5,5 m di distanza verticale dalla apertura sommitale (misura della T_{max} e T_{min} in roccia ogni ora).

È stato, inoltre installato un sensore che registra la T_{media} dell'aria (ogni ora) presso il Rif. Cà d'Asti a quota 2854 m.

Nel corso dello stesso sopralluogo sono stati installati anche un estensimetro a filo

(di proprietà di Regione Piemonte, Settore Protezione Civile e Sistema Antincendi Boschivi) e due sensori di temperatura (rispettivamente E1 e T1-2 in Fig. 9) in corrispondenza del settore di cresta attualmente più attivo, compreso tra le quote 3170 e 3200 m, a controllo di una frattura già strumentata con una base distanziometrica e sui cui margini occidentale ed orientale sono installati due capisaldi GPS. L'estensimetro (Fig. 8) registra la variazione della distanza tra le pareti opposte della frattura ogni 8 ore, mentre i sensori di temperatura (posti a pochi metri di distanza dall'estensimetro su due pareti rocciose con esposizione diversa, a Sud e ad Ovest) registrano ogni ora T_{max} e T_{min} a 2 cm di profondità nella roccia. L'installazione dell'estensimetro a filo è specificatamente finalizzata ad indagare in modo preliminare le possibili relazioni tra gli effetti termici e l'instabilità gravitativa, effettuando correlazioni tra dati acquisiti in continuo dai sensori di temperatura in roccia con dati di spostamento acquisiti in continuo da strumentazione geotecnica. Infine, nell'autunno 2015 sono stati re-installati nella stessa configurazione iniziale i sensori T5-6, danneggiati in modo irreparabile (probabilmente a causa del peso della neve) nell'inverno-primavera precedente.

settore della Crocetta e spostamenti planimetrici verso ovest, di entità relativamente modesta (massimo 5 cm complessivi nel periodo 2007÷2015), a carico dei restanti capisaldi. I dati indicano che la maggior parte dello spostamento è avvenuta nel periodo 2007÷2009 mentre nel periodo successivo si registra una fase di relativa quiescenza del movimento.

Risultanze delle misure distanziometriche
Le sei fratture del substrato roccioso poste sotto controllo strumentale non mostrano particolari tendenze evolutive, ad eccezione della frattura strumentata con la base distanziometrica G-H, che evidenzia un allargamento di circa 20 cm occorso nell'intervallo di tempo agosto 2010÷novembre 2015 (Fig. 11).

Risultanze delle misure estensimetriche
L'estensimetro ha iniziato a funzionare il giorno 30 ottobre 2014. Per cause di natura tecnica lo strumento non ha memorizzato i dati tra maggio e settembre 2015 (ad esclusione del 20/07/2015, misura puntuale effettuata direttamente dall'operatore) per cui al momento la serie storica è ancora troppo breve e discontinua per consentire l'effettuazione di interpretazioni sul comportamento della frattura posta sotto osservazione. Tuttavia, i dati, benché preliminari e ancora in corso di validazione, indicano alcune tendenze degne di nota. In Fig. 13 sono riportati i valori medi giornalieri delle letture dell'estensimetro ricalcolati come differenziale rispetto alla lettura di zero effettuata alla data di installazione (curva e punti blu) e la temperatura media giornaliera dell'aria misurata al Rif. Cà d'Asti (curva rossa). Ciò che si osserva in prima battuta è che nel periodo novembre 2014÷ottobre 2015 la frattura si è aperta in totale di circa 13 cm, con velocità diverse nel periodo di osservazione:

- ottobre 2014÷maggio 2015: apertura totale 5,3 cm, velocità 0,66 cm/mese;
- maggio÷luglio 2015: apertura totale 10,1 cm, velocità 2,4 cm/mese;
- luglio÷settembre 2015: apertura totale 12,9 cm, velocità 1,4 cm/mese;
- settembre÷ottobre 2015: apertura totale

Dall'alto verso il basso:

Fig. 7 - Sensori termometrici T5 e T6 installati rispettivamente a 2 cm e a 60 cm di profondità in roccia, in corrispondenza della frattura ad apertura metrica in cui sono installati i capisaldi distanziometrici M-N.

Fig. 8 - L'estensimetro E1, installato a fine ottobre 2014 in corrispondenza di una evidente frattura (F) del substrato roccioso lungo la cresta sud (A: punto di ancoraggio, B: tubo di protezione del cavo d'acciaio, C: trasduttore elettromeccanico, D: datalogger).



ANALISI DEI DATI

Dati geotecnici

Fra il novembre 2007 ed il novembre 2015 Arpa Piemonte ha effettuato quindici campagne di misura sugli strumenti a lettura manuale (capisaldi GPS e basi distanziometriche). I dati acquisiti in continuo dall'estensimetro a filo vengono scaricati manualmente in sito due/tre volte l'anno.

Risultanze delle misure topografiche GPS

Le misure sin qui condotte evidenziano la presenza di significativi movimenti nel settore di cresta presidiato dal caposaldo n. 12 (cfr. Fig. 9), installato nell'agosto 2010 a 3200 m di quota, il quale manifesta uno spostamento planimetrico verso ovest di entità pari a 7 cm ed un abbassamento di quota di circa 30 cm (Fig. 10).

Per il resto, si registra assenza di spostamenti significativi per i capisaldi posti nel

12,8 cm, velocità 0 cm/mese.

Dal confronto dei dati estensimetrici con quelli del termometro aria del Rif. Cà d'Asti si può notare come i due parametri sembrano essere direttamente in relazione. Infatti, i picchi e gli incrementi della velocità di movimento della frattura si osservano in corrispondenza di repentini incrementi termici (non sono ancora del tutto chiare le cause dell'andamento oscillatorio della curva dell'estensimetro nel periodo marzo-maggio 2015, forse imputabili a sbalzi di tensione delle batterie di alimentazione, anch'essi dipendenti dalla temperatura e dal livello di carica).

In linea generale i dati strumentali finora acquisiti mettono in evidenza la presenza di un settore di cresta particolarmente attivo, compreso indicativamente tra le quote 3170 e 3200 m, nell'ambito del quale si registrano spostamenti dell'ordine cm/anno (Fig.14).

Nei restanti settori gli unici spostamenti significativi si sono avuti nel periodo novembre 2007-luglio 2009, ovvero nei tre anni successivi all'evento parossistico iniziato nell'autunno 2006, mentre nel periodo seguente risulta una generale stabilità.

Dati termici

I dati termici disponibili fino a questo momento hanno serie storiche molto brevi (12÷15 mesi) e risultano molto disomogenei a causa delle diverse fasi di installazione; una loro analisi non consente al momento di effettuare considerazioni definitive sulle relazioni tra lo stato termico dell'ammasso roccioso e le sue condizioni di stabilità. Tuttavia è possibile effettuare alcune valutazioni, seppur speditive e del tutto preliminari, su alcune caratteristiche termiche della roccia e delle fratture monitorate nel breve periodo, utili a definire un modello iniziale di lavoro sul quale impostare futuri sviluppi del monitoraggio.

In Fig. 15 sono riportati i dati relativi alla prima installazione dei sensori per la misura della temperatura dell'aria nella frattura beante posta a quota 3200 m (sensori T3-4 in Fig. 9). La serie storica riporta un anno di dati (dal 01.08.2013 al 31.07.2014) relativi a sensori posti rispettivamente a 1,5 m (curva

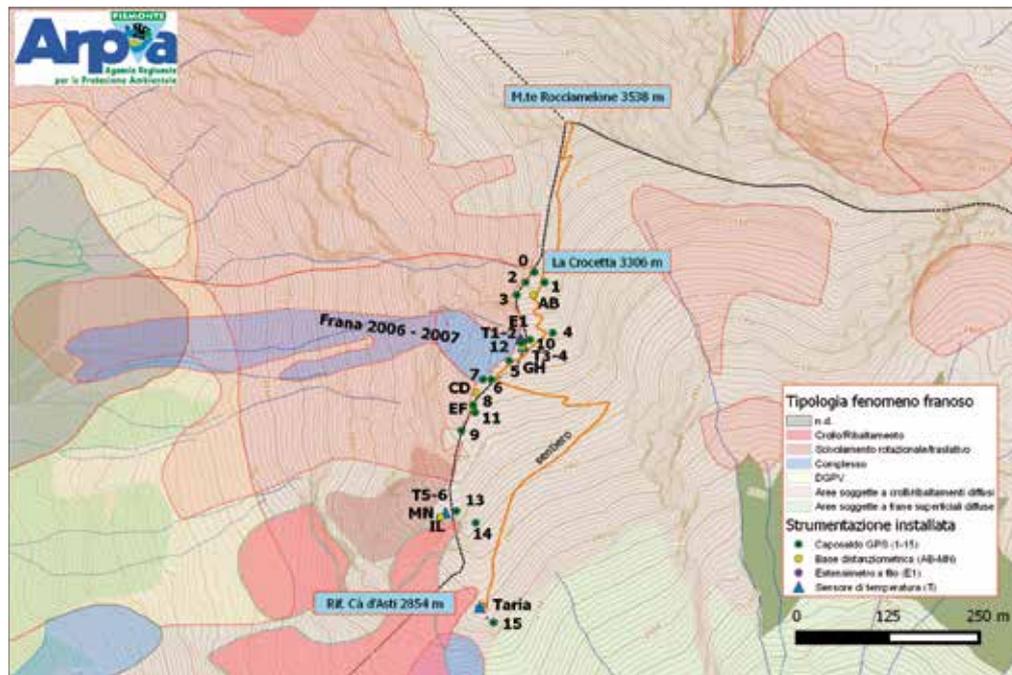


Fig. 9 - Inquadramento cartografico della strumentazione installata e dei fenomeni franosi presenti lungo la cresta sud del M. Roccamelone.

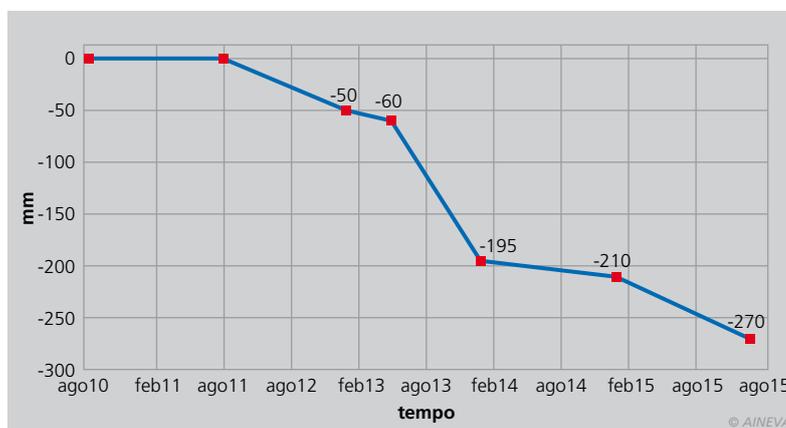


Fig. 10 - Variazione di quota del caposaldo GPS n.12 (periodo 2010÷2015).

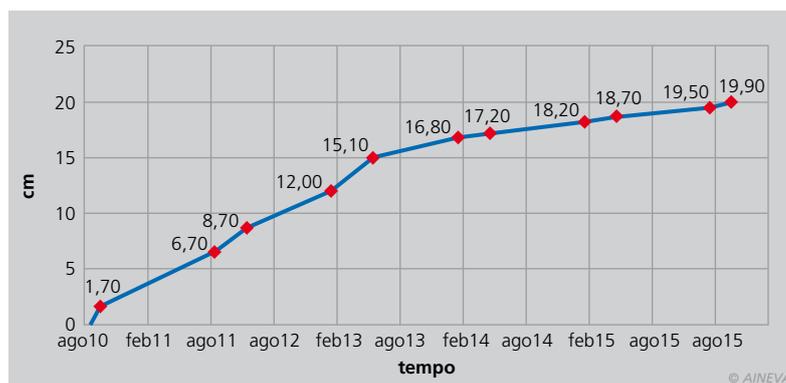


Fig. 11 - Variazione di apertura della frattura monitorata dalla base della distanza metrica G-H. L'apertura della frattura comporta un progressivo abbassamento del margine occidentale della stessa, lo stesso sul quale è installato il caposaldo GPS n.12 (Fig. 12).

di colore rosso) e a 9 m (curva di colore blu) di distanza verticale dall'apertura sommitale. I valori riportati sono stati sintetizzati nei valori medi giornalieri calcolati a partire dai valori di T_{max} e T_{min} che vengono registrate giornalmente da ciascun sensore. Ciò che si evidenzia in prima battuta è che nel periodo agosto-ottobre 2013 il sensore posto a 1,5 m di profondità risente delle oscillazioni di temperatura dell'aria

mentre il sensore posto a 9 m di profondità presenta una temperatura costante di 0 °C. Tale configurazione è legata alla probabile presenza di neve residua all'interno della frattura che è stata osservata anche in occasione della installazione dei sensori (luglio 2013) a partire da circa 5 m di profondità.

A partire dal 07.10.2013, entrambe le curve registrano valori di temperatura uguali

Fig. 12 - La base distanziometrica G-H nel luglio 2015 (capisaldi evidenziati dalle frecce rosse). Si noti l'abbassamento del margine sinistro (occidentale) della frattura (in origine, nel 2010, i capisaldi erano allineati orizzontalmente), lo stesso sul quale è installato il caposaldo GPS n.12 (identificabile grazie alla targhetta bianca in alto a sinistra indicata dalla freccia bianca).



a 0 °C, a causa del seppellimento anche del sensore posto a 1,5 m di profondità al di sotto della nuova coltre di neve. Dopo circa un mese, lo stesso sensore inizia a registrare un graduale raffreddamento che raggiunge il suo valore minimo di -4,5 °C a fine gennaio 2014 per poi ricominciare gradualmente ad aumentare riportandosi sui valori costanti di 0 °C dal 12.04 al 08.06.2014, mentre il sensore posto a 9 m di profondità registra costantemente 0 °C per tutto il periodo. Questa situazione è sempre attribuibile alla presenza della neve ed alle sue trasformazioni legate ai vari passaggi di stato dell'acqua come evidenziato dallo *Zero-Courtain Effect* autunnale (dal

7.10 al 7.11.2013) e primaverile (dal 12.04 all'8.06.2014). Dall'8.06.2014, in modo pressoché istantaneo, entrambi i sensori registrano valori positivi ma il sensore posto a 9 m di profondità indica valori fuori scala. Ciò è probabilmente dovuto al danneggiamento del sensore avvenuto a causa della trazione esercitata dal movimento verso il basso della colonna di neve residua all'interno della frattura. In seguito, si è pertanto resa necessaria l'installazione di nuovi sensori secondo una nuova configurazione i cui dati sono sintetizzati in Fig. 16.

Il grafico in Fig. 16 riporta i dati di *Tmedia* giornaliera dei due sensori (sempre T3-4 in Fig. 9) installati nella stessa frattura benante nella nuova configurazione, ossia con sensori inseriti a 10 cm di profondità nella parete esposta a NO, posti rispettivamente a 4 m (curva rossa) e a 5,5 m (curva blu) di distanza verticale dalla apertura sommitale. Nello stesso grafico è anche riportata la *Tmedia* giornaliera dell'aria (curva arancione) registrata al Rif. Cà d'Asti (2854 m), ad una quota inferiore di circa 300 m rispetto alla quota della frattura.

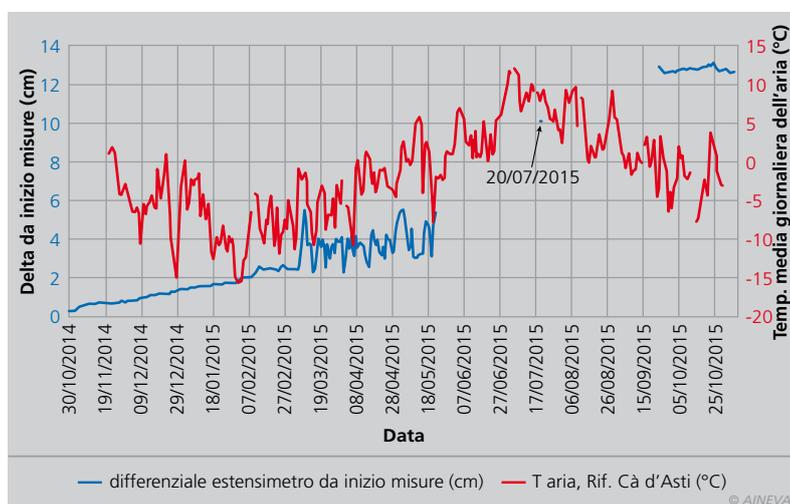
Anche in questo grafico è possibile osservare come la presenza della neve all'interno della frattura influisca sull'andamento termico della roccia. Ai primi di novembre 2014, la prima abbondante nevicata della stagione porta nel giro di pochi giorni entrambi i sensori alla isoterma a 0 °C. Lo *Zero-Courtain Effect* autunnale ha una durata variabile per i due sensori: 40 giorni circa per quello posto più vicino all'apertura sommitale (a 4 m di profondità nella

frattura), circa 60 giorni per l'altro sensore (posto a 5,5 m di profondità). Il sensore più superficiale registra un progressivo raffreddamento a partire da fine dicembre 2014 e raggiunge il minimo di -1,7 °C nella seconda decade di febbraio 2015; il sensore più profondo invece raggiunge il picco negativo di -1,4 °C nella seconda metà di marzo.

Il periodo di *Zero-Courtain* primaverile inizia in corrispondenza di un marcato innalzamento delle temperatura dell'aria che inizia a registrare anche valori medi positivi e, inaspettatamente, il sensore più profondo raggiunge l'isoterma di 0 °C con qualche giorno di anticipo rispetto al sensore più superficiale. Quest'ultimo, invece, registra il termine del periodo di fusione della neve con circa 20 giorni di anticipo rispetto al sensore più profondo, come nelle attese. Durante la calda estate 2015, in cui la *Tmedia* dell'aria supera i +10 °C a 2850 m di quota nel mese di luglio, i sensori in roccia raggiungono la *Tmax* di +7,2 °C (sensore più superficiale) e di +4,2 °C (sensore più profondo), oscillando in modo coerente sia tra di loro, sia con l'andamento termico dell'aria. Ciò che si osserva in questo periodo è che gli scostamenti maggiori tra i due sensori vengono registrati durante le fasi di riscaldamento dell'aria mentre durante le fasi di raffreddamento le differenze tra le misure dei due sensori si riducono sensibilmente. Ai primi di ottobre 2015, la prima nevicata della stagione porta nuovamente i sensori prossimi alla isoterma di 0 °C.

Anche il grafico in Fig. 17 riporta la *Tmedia* giornaliera di due sensori in roccia (T5-6 in Fig. 9) ma in questo caso si trovano alla stessa quota e a profondità diverse, inseriti rispettivamente a 2 cm (curva rossa) e a 60 cm (curva blu) di profondità. I sensori sono disposti in modo circa orizzontale, in fori realizzati perpendicolarmente alla parete della frattura posta a circa 3000 m di quota ed esposta a Nord. La serie di dati inizia con la data di installazione (18.10.2013) e si interrompe a causa della rottura dei sensori (avvenuta probabilmente per il peso della neve) il 03.01.2015 (per il sensore a 2 cm di profondità) ed il 22.04.2015 (per il sensore a 60 cm di profondità), evenienza che ha

Fig. 13 - Grafico dei dati dell'estensimetro E1 (a quota 3200 m) in relazione con l'andamento della temperatura dell'aria misurata al Rif. Cà d'Asti (a quota 2854 m). Dettagli nel testo (dati medi giornalieri nel periodo novembre 2014-ottobre 2015).



reso necessaria una nuova installazione nel settembre 2015. In questo caso risulta poco significativo il confronto tra i dati dei sensori in roccia con quelli dell'aria in quanto il termometro aria è stato installato al Rif. Cà d'Asti nel novembre 2014.

Con questa configurazione dei sensori in roccia si può osservare l'inerzia termica dell'ammasso nel trasferire il calore dalla superficie ai livelli più interni. Infatti, il sensore più superficiale, rispetto a quello più profondo, presenta delle oscillazioni più ampie (differenza massima tra T_{max} e T_{min} rispettivamente di 24,5 °C e 11,9 °C) e una temperatura media annua inferiore (T_{media} rispettivamente di +1,0 °C e di +1,5 °C nell'anno 2014). Dall'analisi dei dati orari, è possibile osservare come i picchi massimi e minimi dei due sensori siano sfasati di alcune ore tra loro (anche di 10-12 ore) per cui mentre il sensore superficiale registra il valore minimo notturno, il sensore a 60 cm di profondità registra il picco di T_{max} giornaliera e viceversa.

Anche in questo grafico è possibile osservare come la neve isola dall'atmosfera la superficie nella quale sono inseriti i sensori, condizionando la temperatura della roccia. La prima nevicata abbondante nell'autunno 2013 interrompe le oscillazioni termiche di entrambi i sensori e le temperature diminuiscono gradualmente fino a raggiungere contemporaneamente il 3 febbraio 2014 il valore minimo di -2,0 °C (sensore superficiale) e di -2,3 °C (sensore profondo). Da questo punto le temperature riprendono gradualmente a risalire fino a raggiungere l'isoterma di 0 °C il 16 aprile e la fase di fusione nivale, evidenziata dallo *Zero-Curtain Effect*, perdura fino all'8 giugno. I due sensori rispondono quasi contemporaneamente alle condizioni atmosferiche ma, inaspettatamente, ha una risposta più rapida e di entità maggiore il sensore più profondo. Le condizioni attese (maggiori oscillazioni del sensore superficiale e sfasamento di circa 10 ore tra i picchi dei due sensori) si ripresentano a partire dalla fine di giugno.

La prima abbondante nevicata dell'autunno 2014 arresta nuovamente le oscillazioni dei due sensori che in questo caso presentano

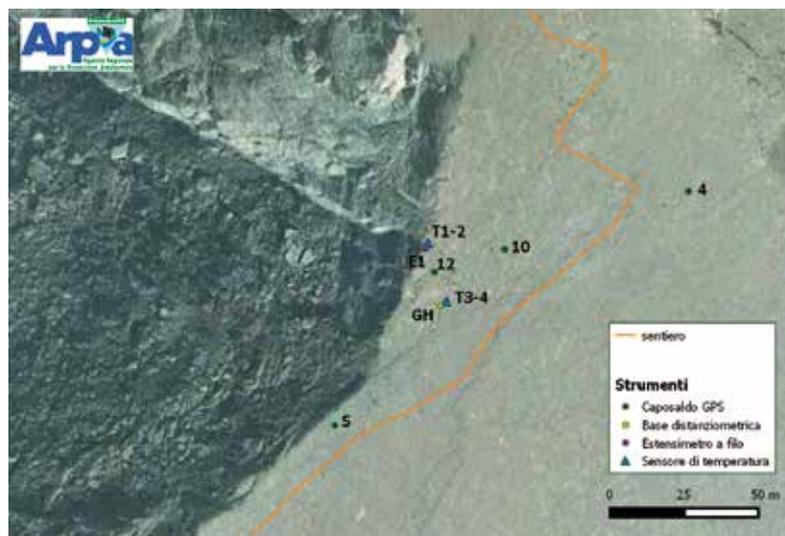


Fig. 14 - Particolare del settore di cresta più attivo. Si noti la presenza dell'evidente frattura sulla quale sono stati installati la base distanziometrica G-H e l'estensimetro a filo E1. Sul margine occidentale della discontinuità è presente il caposaldo GPS n.12.

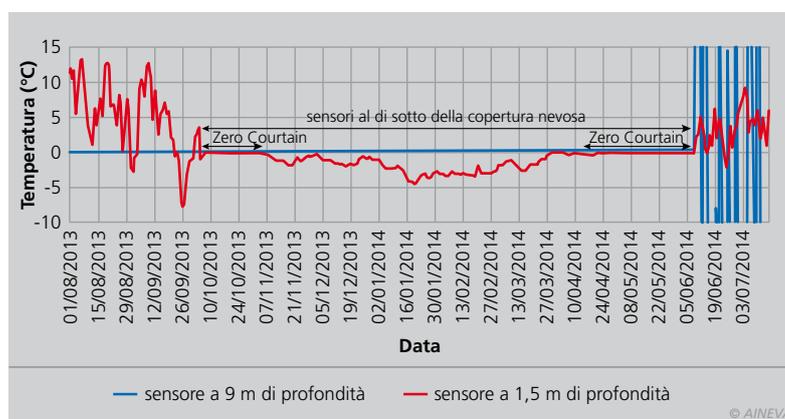


Fig. 15 - Temperatura media giornaliera dell'aria registrata dai sensori T3-4 disposti in verticale nella frattura G-H (per l'ubicazione cfr. figura 9) rispettivamente a 1,5 e a 9 m di profondità (periodo 01.08.2013 al 31.07.2014). Dettagli nel testo.

un periodo di *Zero-Curtain* nella prima metà di dicembre, legato, probabilmente, ad un rialzo termico dell'aria che ha comportato una parziale fusione del manto nevoso. Dalla seconda metà di dicembre, i sensori registrano un graduale raffreddamento che per il sensore più superficiale si interrompe ai primi di gennaio 2015 a causa della rottura del sensore. Il sensore più profondo raggiunge il minimo di -2,5 °C l'8 febbraio per poi riprendere gradualmente a riscaldarsi fino a raggiungere la temperatura di 0 °C il 22 aprile quando anch'esso interrompe la registrazione a causa della sua rottura.

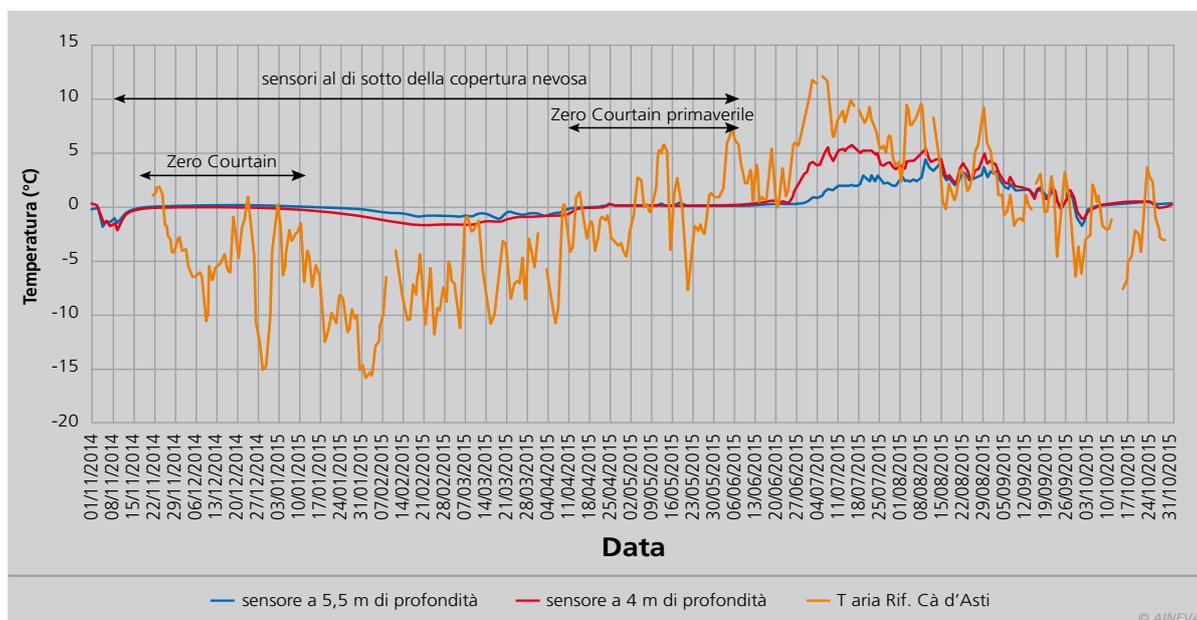
Dall'analisi dei pochi dati di temperatura dell'aria disponibili per il periodo gennaio-aprile 2015 (termometro sito al Rif. Cà d'Asti), risulta che entrambi i danneggiamenti corrispondono a repentini riscaldamenti dell'aria che probabilmente hanno comportato un assestamento della coltre nevosa con conseguente trazione, fino a rottura, dei cavi dei sensori.

In prossimità dell'estensimetro a filo (E1 in

Fig. 9), sono stati installati anche due sensori di temperatura (T1-2 in Fig. 9) entrambi posti a 2 cm di profondità nella roccia, su versanti con diversa esposizione, per verificare l'andamento termico superficiale nell'intorno dello strumento geotecnico. Nel grafico in Fig. 18 sono riportati i dati di T_{media} giornaliera dei sensori installati sul versante inclinato di 45° verso ovest (curva rossa) e sul versante inclinato di 30° verso sud (curva blu). Come si vede dal grafico, un malfunzionamento del *datalogger* ha purtroppo comportato la perdita dei dati nel periodo 21.07÷24.09.2015 anche se il picco estivo probabilmente è stato misurato. Per poter confrontare i dati in roccia, nello stesso grafico è riportato anche l'andamento della T_{media} giornaliera dell'aria (curva arancione) misurata al Rif. Cà d'Asti a partire dal 21.11.2014.

Come si può osservare, gli andamenti termici dei due sensori in roccia hanno prevalentemente comportamenti analoghi o confrontabili e tutto sommato armonici con l'andamento della temperatura dell'aria. In

Fig. 16 - Temperatura registrata dai sensori T3-4 inseriti a 10 cm di profondità nella roccia nella frattura G-H (per l'ubicazione cfr. figura 9) rispettivamente a 4 e a 5,5 m di profondità e temperatura dell'aria registrata al Rif. Cà d'Asti (dati medi giornalieri, periodo 01.11.2014 al 31.10.2015). Dettagli nel testo.



generale si osserva che la temperatura media giornaliera della roccia è quasi sempre maggiore della temperatura dell'aria e che il sensore posto sulla parete sud è mediamente più caldo del sensore posto sulla parete ovest (benché la serie sia incompleta, nei 12 mesi riportati la T_{media} del sensore a sud è di $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ mentre la T_{media} del sensore a Ovest è di $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ e la T_{media} dell'aria è di $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Il sensore posto sul versante Ovest, rispetto all'altro sensore, presenta alcuni periodi senza oscillazioni giornaliere, situazioni probabilmente imputabili alla presenza di neve che isola la superficie del versante dall'atmosfera. In ogni caso, le temperature medie giornaliere risultano praticamente sempre negative nel periodo da inizio novembre 2014 ad inizio aprile 2015 (a parte tre oscillazioni positive del sensore del versante Sud a metà novembre 2014 e a marzo 2015) e sempre positive a partire da fine maggio 2015.

CONCLUSIONI

I fenomeni gravitativi della cresta Sud del M. Rocciamele si inseriscono in un contesto generale di instabilità caratteristico delle aree alto alpine. Negli ultimi anni, sempre più spesso, tali processi sono stati messi in relazione con i cambiamenti climatici e con la degradazione del permafrost, anche se la mancanza di dati, soprattutto quelli di temperatura all'interno degli ammassi rocciosi, non consente di stabilire in modo univoco

e certo un rapporto di causa-effetto tra il riscaldamento atmosferico, la degradazione del permafrost ed i fenomeni gravitativi. Tuttavia è innegabile che i dati termo-pluviometrici storici locali e, in generale, relativi all'area alpina, mostrino un cambiamento in atto nel regime climatico, una tendenza che si esprime in modo più evidente con un generale aumento della temperatura atmosferica, seppur con differenti caratteristiche stagionali.

A questa tendenza media, si aggiungono episodi particolarmente anomali, come ad esempio l'estate calda del 2015 (la seconda più calda in Piemonte negli ultimi 60 anni) che forniscono un ulteriore fattore di stress climatico al sistema atmosferico-geosfera.

È con l'obiettivo di colmare questa lacuna conoscitiva che Arpa Piemonte ha intrapreso negli ultimi anni un monitoraggio geotecnico e termico del settore del Rocciamele interessato da una frana nel 2006-2007, monitoraggio che consentirà di valutare le relazioni tra deformazione degli ammassi rocciosi e loro caratteristiche termiche.

I dati geotecnici (misure con GPS, distanziometro ed estensimetro a filo) indicano un generale rallentamento delle velocità di deformazione del tratto di cresta posto sotto osservazione (da quota 3000 a quota 3300 m circa) a parte un ristretto settore (tra le quote 3170 e 3200 m circa) che evidenzia invece una discreta attività (dell'or-

dine dei cm/anno). I dati di temperatura, benché con serie storiche assai limitate e discontinue, non consentono di formulare conclusioni definitive sulle relazioni con la deformazione, tuttavia nel 2015 si è riscontrata una relazione diretta tra velocità di apertura della frattura monitorata con estensimetro a filo e l'andamento delle temperature dell'aria e della roccia. I tempi di risposta rapida dell'ammasso roccioso all'incremento delle temperature indicano condizioni di instabilità superficiali, legate prevalentemente alle dinamiche di infiltrazione delle acque di fusione nivale. Anche la maggiore velocità di apertura della frattura nel periodo maggio-luglio rispetto al periodo successivo confermerebbe tale ipotesi. Non è infatti possibile, in questo caso, richiamare condizioni di degradazione del permafrost per giustificare una tale dinamica.

I sensori di temperatura in roccia T5-6 (frattura M-N a 3000 m di quota, inseriti a poca distanza l'uno dall'altro a 2 e a 60 cm di profondità) evidenziano che se la propagazione del calore avviene per conduzione attraverso la roccia è necessario un certo intervallo di tempo affinché l'onda termica raggiunga i livelli più interni. Infatti, in questo sito, è evidente come i picchi massimi dei due sensori siano sfasati di circa 10-12 ore. Ciò potrebbe spiegare l'evento parossistico della frana 2006-2007 che si è attivata in pieno inverno coinvolgendo un cospicuo spessore

di roccia: l'onda termica delle calde estati 2003 e 2004 ha impiegato mesi prima di raggiungere un livello profondo in condizioni di equilibrio critico.

I dati termici indicano, inoltre, che le condizioni di innevamento locali e generali influiscono in modo sensibile sulle condizioni superficiali e profonde della roccia, complicando il modello interpretativo. La neve, in tale contesto morfoclimatico, costituisce un elemento di grande incertezza in quanto difficilmente misurabile ed estremamente variabile, sia temporalmente che arealmente. Anche la presenza di fratture di notevole apertura modifica la distribuzione e la durata del manto nevoso all'interno degli ammassi rocciosi rispetto alle condizioni superficiali, situazione che conseguentemente condiziona la propagazione del calore e la circolazione idrica nelle rocce.

Al fine di migliorare il modello interpretativo delle relazioni tra deformazioni ed andamento termico nel sito della cresta

sud del M. Rocciamelone, nell'estate 2016 (nell'ambito del progetto europeo Interreg ALCOTRA I-F "PrévRiskHauteMontagne" di cui Arpa Piemonte è partner) verrà realizzata una nuova stazione di monitoraggio multiparametrico dotata di una sonda costituita da inclinometri e termometri disposti ogni metro, inserita in un pozzo verticale profondo 30 m. Grazie a questa stazione, che sarà dotata anche di alcuni sensori meteorologici e che implementa la rete strumentale superficiale, sarà possibile definire un modello tridimensionale della propagazione del calore nell'ammasso roccioso, migliorando le conoscenze del sito e sperimentando nuove tecnologie per la gestione dei rischi naturali in alta quota nel contesto del cambiamento climatico attuale e futuro.

RINGRAZIAMENTI

Un ringraziamento per la realizzazione di questa sintesi va a tutti i colleghi del Dipartimento Tematico Geologia e Dissesto

di Arpa Piemonte che negli anni hanno collaborato ai rilievi ed al monitoraggio del M. Rocciamelone, ai settori Protezione Civile e Geologico di Regione Piemonte ed al Soccorso Alpino e Speleologico Piemontese. Un ringraziamento particolare alle Guide Alpine per il supporto tecnico-logistico e, nello specifico, a Pier Mattiel, Emanuele Foglia e Andrea Ghiardi. A quest'ultimo, recentemente scomparso, è dedicato il presente lavoro.

Bibliografia

- Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (2002) - Foglio 154 "Susa", Regione Piemonte.
- Isabellon, M., Morra di Cella, U., Filippa, G., Pogliotti, P., Cremonese, E. & Freppaz, M. (2015) – Effetto del manto nevoso sulla temperatura superficiale del suolo, Neve e Valanghe, n. 86 – dicembre 2015, AINEVA
- Paro, L. & Guglielmin, M. (2013) – Sintesi e primi risultati delle attività di Arpa Piemonte su ambiente periglaciale e permafrost nelle Alpi piemontesi, Neve e Valanghe, n. 80 – dicembre 2013, AINEVA
- Turconi, L., Tropeano, D., Tuberga, S. & Savio, G. (2007) – Manifestazioni di instabilità geomorfologica nel gruppo montuoso del Rocciamelone (Val Cenischia, Alpi Graie). Nota preliminare, Geingegneria Ambientale e Mineraria, anno XLIV, n. 2, agosto 2007; pp.13-32
- Walter, H. & Lieth, H. (1960 - 1967) - Klimadiagramm-Weltatlas, G. Fisher, Jena.

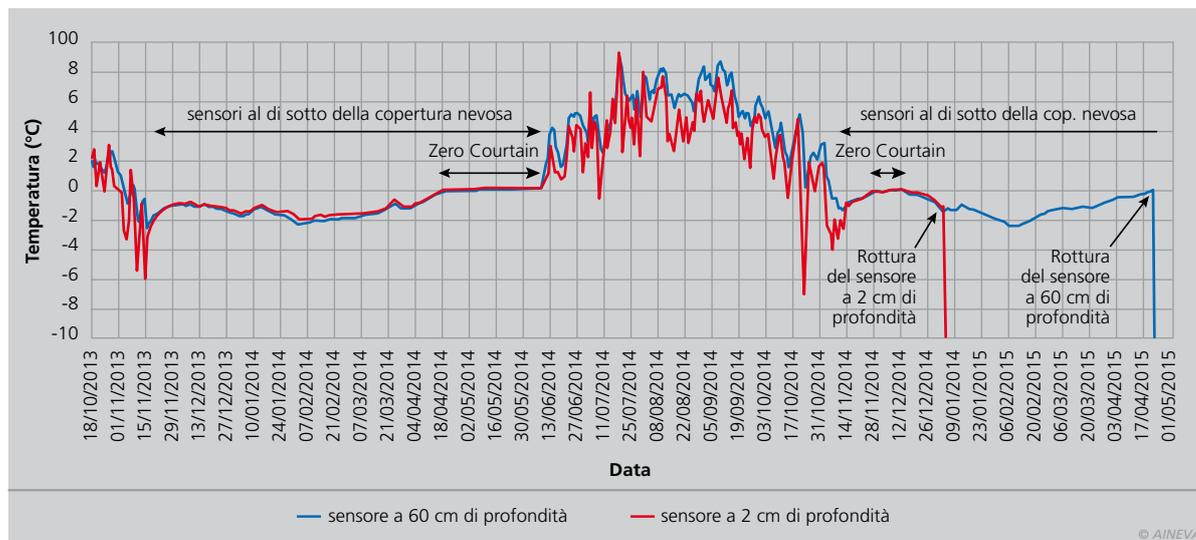


Fig. 17 - Temperatura media giornaliera registrata dai sensori T5-6 inseriti rispettivamente a 2 e a 60 cm di profondità nella roccia nella frattura M-N (per l'ubicazione cfr. figura 9) (periodo 18.10.2013 al 22.04.2015). Dettagli nel testo.

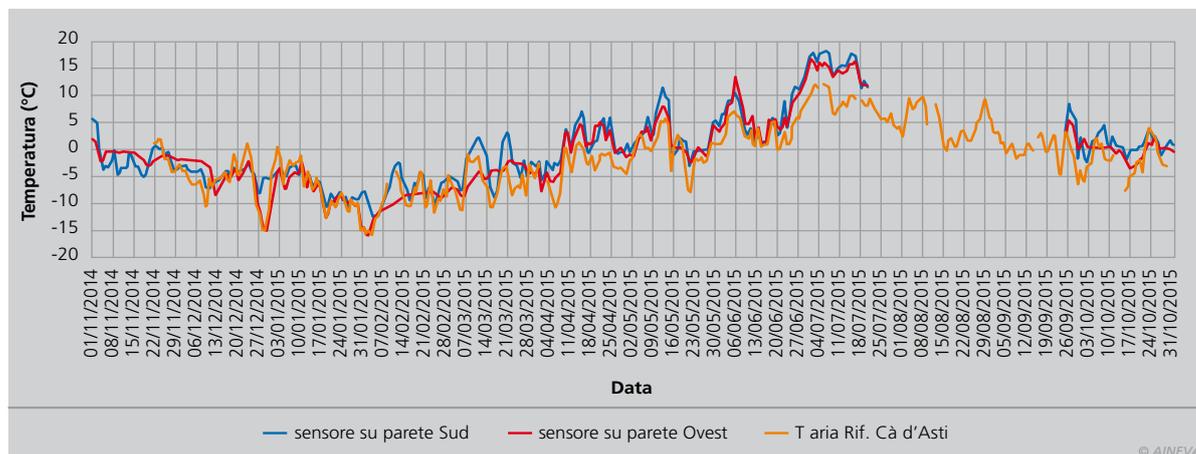


Fig. 18 - Temperatura registrata dai sensori T1-2 inseriti a 2 cm di profondità nella roccia in prossimità dell'estensimetro a filo E1 (per l'ubicazione cfr. figura 9), su pareti esposte rispettivamente a Sud e ad Ovest, e temperatura dell'aria registrata al Rif. Cà d'Asti (dati medi giornalieri, periodo 01.11.2014 al 31.10.2015). Dettagli nel testo.

UNA STRATEGIA DI SONDAGGIO IN LINEA OTTIMIZZATA RISPETTO ALLA PROBABILITÀ DI SOPRAVVIVENZA

SONDAGGIO

Manuel Genswein

Commissione valanghe ICAR,
Zurigo, Svizzera
manuel@genswein.com

*Lavoro presentato all'International Snow Science Workshop di Banff, 2014. Traduzione italiana a cura di Ivan Rinaldi e Davide Rogora per il **Servizio Valanghe Italiano**.*

Dominique Letang e Fred Jarry

Commissione valanghe ICAR,
Zurigo, Svizzera
Associazione nazionale per lo studio
della neve e delle valanghe ANENA,
Grenoble, Francia

Il sondaggio in linea è un importante metodo di soccorso in valanga. Gli strumenti elettronici di ricerca o i cani da valanga non sono sempre disponibili, pertanto l'utilizzo del sondaggio in linea mantiene la sua validità.

Ingrid Reiweger

WSL, Istituto per lo studio della neve e
delle valanghe SLF, Davos, Svizzera

In Francia, la percentuale di soggetti sepolti che sono stati ritrovati con il sondaggio in linea nel periodo dall'inverno 2001/2002 fino al 2010/2011 è stata del 13,3% ed è diminuita solo all'11% nel periodo 2006/2007 fino al 2010/2011.

Dale Atkins

Commissione valanghe ICAR,
Zurigo, Svizzera
Recco AB, Lidingö, Svezia

Dato che la probabilità di sopravvivenza dei sepolti in valanga crolla rapidamente all'aumentare del tempo di seppellimento, il più grosso inconveniente delle ricerche con sondaggio in linea è la bassa velocità per unità di area sondata. Dal momento che l'efficienza di un metodo di soccorso viene misurata in base alla sua capacità di salvare vite, per renderla massima è importante trovare il miglior compromesso tra velocità di ricerca su una certa area e probabilità di ritrovamento. Il gruppo di ricerca della Commissione Valanghe ICAR che si occupa di tecniche di sondaggio ha ulteriormente migliorato i metodi di sondaggio in linea. L'analisi dello sforzo fisico e dell'efficienza del soccorritore ha portato alla tecnica del "Sondaggio Slalom". Con questo metodo ogni soccorritore presidia una striscia larga 1,5 m dell'area di deposito della valanga che verrà sondata muovendosi seguendo un percorso a "slalom" all'interno della corsia. Il metodo è stato ideato con una tolleranza all'errore sufficiente a consentire un flusso costante delle operazioni di sondaggio. Il soccorritore sonda sempre di fronte a sé perpendicolarmente all'inclinazione del pendio. I benefici dal punto di vista dell'ergonomia e dell'organizzazione del nuovo metodo portano ad un incremento dell'area sondata del 33-50% (a parità di tempo) rispetto ai metodi di sondaggio attualmente in uso.

SLALOM



INTRODUZIONE

Molte persone si avventurano in ambienti innevati ancora senza avere con sé un dispositivo ARTVA oppure un RECCO e in caso di incidente è necessario procedere alla ricerca con i cani da valanga o il sondaggio. I cani da valanga non sempre sono prontamente disponibili e la probabilità di ritrovare il sepolto dipende da molte variabili.

È quindi indispensabile avere squadre di soccorso organizzato efficienti ed addestrate nelle tecniche di ricerca col sondaggio in linea. Un'indagine fra le organizzazioni rappresentate nella Commissione Valanghe ICAR ha evidenziato che esse applicano e promuovono un'ampia varietà di tecniche di ricerca di sondaggio in linea. Un gruppo di lavoro, all'interno della commissione valanghe, è

stato formato allo scopo di analizzare la situazione, ottimizzare i metodi esistenti e proporre un approccio standardizzato per le ricerche a maglia larga e fine.

Come sottolineato da Auger e Jamieson (1996), un fattore fondamentale delle prestazioni di una tecnica di ricerca con sondaggio in linea è il numero di sondate che un soccorritore è in grado di compiere in un certo intervallo di tempo.

Il loro studio concluse che i metodi che prevedono 3 sondate per passo sono più efficienti di quelli con 1 o 2 sondate per passo.

La prestazione complessiva di una tecnica di sondaggio in linea tiene conto dei seguenti parametri:

- probabilità di ritrovamento;
- impegno fisico e mentale richiesto al soccorritore (sostenibilità attesa/resistenza

del soccorritore);

- requisiti per il livello minimo di addestramento;
- velocità di ricerca per unità di superficie, definita dal metodo specificamente come rapporto "sondate al minuto per soccorritore".

Lo studio quindi si è focalizzato sull'ottimizzazione del rapporto "sondate / minuto / soccorritore" e sugli aspetti organizzativi che potessero assicurare un miglior utilizzo delle risorse disponibili.

METODO

Analisi dei fattori che portano ad affaticamento precoce, tempi morti e scoraggiamento del soccorritore

Per ottenere un alto e sostenibile rapporto di sondate al minuto per soccorritore,



sono stati studiati, provati sul campo e analizzati i fattori che inducono affaticamento precoce, tempi morti e scoraggiamento nel soccorritore. Con un approccio simile alle fasi iniziali dello sviluppo della tecnica di scavo "nastro convogliatore a V", l'intero processo è stato suddiviso nelle singole fasi. Esse sono state valutate individualmente, utilizzando, in particolare, il monitoraggio video durante le prove sul campo. Con un approccio iterativo e affinamenti successivi, le seguenti attività fisiche e processi organizzativi sono stati analizzati e ottimizzati:

- il passo avanti;
- il movimento laterale;
- il sondaggio di fronte al soccorritore;
- il sondaggio laterale al soccorritore;
- differenti angoli di sondaggio rispetto alla superficie nevosa;

- il sondaggio su diverse inclinazioni del pendio;
- i comandi dati dal responsabile del sondaggio in linea;
- i comandi dati da un soccorritore che è parte del gruppo dei sondatori in linea;
- la precisione della distanza tra le sondate;
- lo scostamento sistematico nel secondo passaggio del sondaggio.

Purtroppo, durante le prove sul campo, a causa della carenza di risorse e di tempo, abbiamo potuto lavorare su sessioni di sondaggio della durata compresa fra 5 e 10 minuti. Si ritiene pertanto che alcuni dei vantaggi chiave nell'ergonomia del sondaggio slalom non siano completamente emersi. Nondimeno, nel caso di una missione di soccorso organizzato, dove i soccorritori hanno spesso la ne-

cessità di sondare per un tempo assai più lungo, i metodi concepiti ponendo molta attenzione all'utilizzo della forza lavoro nel modo più sostenibile possibile, sarebbero sicuramente apprezzati dal personale di soccorso e contribuirebbero ad ottenere tempi di ricerca ancor più rapidi. In tutte le prove, durate fra 5 e 10 minuti, sono stati registrati i seguenti dati:

- numero delle sondate;
- numero delle linee di avanzamento;
- numero dei soccorritori;
- durezza del deposito su una scala di quattro livelli;
- distanza di avanzamento percorsa nell'intervallo di tempo;
- numero di riallineamenti effettuati.

Basandosi sulla distanza di avanzamento rilevata, si è calcolato la lunghezza media del passo.

RISULTATI

Prestazioni in termini di rapporto "sondate al minuto per soccorritore"

La frequenza di sondaggio diminuisce all'aumentare della profondità di sondaggio; i dati dei test effettuati sul campo mostrano che:

- 120 cm di profondità 17 sondate/min/soccorritore
- 150 cm di profondità 12 sondate/min/soccorritore
- 180 cm di profondità 10 sondate/min/soccorritore

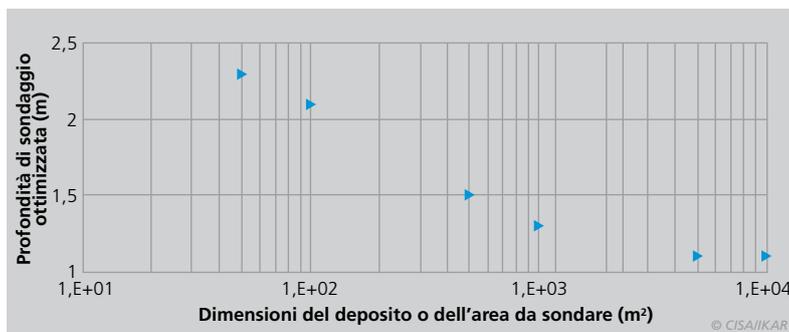
Questi numeri sono paragonabili a quelli del metodo "3 sondate per passo".

Confronto tra passi avanti e movimento laterale

I passi in avanti, soprattutto su un pendio inclinato, fanno sprecare più tempo rispetto ai movimenti laterali. Inoltre, i passi in avanti hanno una varianza maggiore in termini di lunghezza che dipende, in particolare, dall'inclinazione del pendio e dalla lunghezza del passo naturale del singolo soccorritore. Per contro, è emerso che i movimenti laterali, sono sostanzialmente indipendenti dall'inclinazione del pendio, e inoltre hanno una varianza della lunghezza del passo che è marginale: in



Fig. 1 - Profondità di sondaggio - nel primo passaggio - ottimizzata rispetto alla probabilità di sopravvivenza per differenti dimensioni dell'area di deposito



particolare, passi laterali troppo lunghi sono fisiologicamente quasi impossibili o quantomeno assai scomodi.

Efficienza delle differenti posizioni di sondaggio rispetto al baricentro del soccorritore

Dato che esistono metodi di sondaggio nei quali la sonda è sempre infissa esattamente di fronte al soccorritore, altri nei quali viene infissa in posizione decentrata rispetto al baricentro e altri ancora nei quali si combinano entrambe le metodologie, abbiamo valutato nelle prove pratiche sul campo quale delle posizioni di lavoro fosse più efficiente e sostenibile in caso di ampie superfici da sondare. È risultato lampante che l'infissione della sonda direttamente di fronte al soccorritore

è di gran lunga il gesto più ergonomico di qualsiasi altra posizione di sondaggio, incluso l'approccio "leggermente diagonale" preso dal metodo "3 sondate per passo" nella versione originale.

Più la profondità di sondaggio aumenta, più duro è il deposito da sondare e più inclinato è il pendio, tanto più il soccorritore fatica a sondare in posizioni diverse da quella frontale.

Impatto dei differenti angoli di sondaggio rispetto all'inclinazione del pendio

Sorprendentemente, abbiamo scoperto che sondare perpendicolarmente alla superficie della neve è l'approccio migliore anche per il sondaggio in linea. La scoperta è un eccellente esempio di come il monitoraggio con videocamera delle prove sul campo sia indispensabile

nelle moderne ricerche sul campo riguardo al soccorso in valanga, e che tutte le posizioni di lavoro devono essere videoregistrate anche se l'obiettivo specifico della prova non lo richiederebbe. Il sondaggio in linea è stato videoregistrato riprendendo lateralmente lungo la linea di sondaggio. Abbiamo iniziato i test sul campo applicando l'angolo di sondaggio "verticale". Finché il sondaggio in linea viene eseguito su un terreno pressoché pianeggiante, questo approccio risultava efficiente. Tuttavia, non appena il sondaggio in linea doveva essere praticato su terreno inclinato, abbiamo scoperto con sorpresa che le sonde si piegavano sistematicamente verso monte ogni volta che il soccorritore le spingeva nel terreno. L'analisi vettoriale delle forze che l'essere umano, per natura fisiologica, applica alla sonda, spiega perché le sonde flettevano sistematicamente verso monte. Sebbene tale flessione resti nel campo di deformazione elastica della sonda, l'energia spesa nella deformazione viene dissipata ogni volta che la sonda penetra nel deposito. Un altro effetto che contribuisce sfavorevolmente, è la postura del soccorritore su un pendio inclinato che generalmente tende a sbilanciarsi leggermente ogni volta che spinge verticalmente la sonda nel manto nevoso.

Lunghezza del passo in avanti e del movimento laterale

Laddove l'ampiezza del movimento laterale presenta mediamente una deviazione accettabile dalla griglia di 50 cm, spesso invece la lunghezza del passo in avanti è in media considerevolmente troppo lunga.

DISCUSSIONE

In base al risultato per cui il movimento laterale si è rivelato meno dispendioso in termini di tempo rispetto al passo in avanti, il soccorritore dovrebbe coprire un'area più ampia possibile prima di avanzare. Questo conferma le scoperte di Jamieson e Auger (1996), che hanno dimostrato come il sondaggio in linea con 3 sondate per passo abbia un'efficienza

considerevolmente superiore se confrontato con il sondaggio in linea con 1 o 2 sondate per passo. Non abbiamo provato l'approccio con 4 sondate per passo, in quanto pensiamo sia impraticabile misurare la distanza tra i soccorritori in linea con metodi diversi da quello semplice e veloce come l'allinearsi "polso a polso".

Posizione ottimale di sondaggio

Le prove sul campo hanno mostrato chiaramente che il sondaggio è meno snervante quando la sonda è tenuta direttamente di fronte al soccorritore. Piuttosto che allungarsi lateralmente oppure sondare diagonalmente, il nuovo metodo di "Sondaggio Slalom" prevede di fare un piccolo passo laterale per posizionare il soccorritore nel successivo punto della griglia. Sondare direttamente di fronte al corpo offre l'ulteriore vantaggio di controllare meglio l'angolo di infissione della sonda e in caso di depositi duri di guidarla con maggior cura.

Angolo ottimale di sondaggio rispetto all'inclinazione del pendio

Nell'ottica di mantenere l'equilibrio mentre si esegue un sondaggio su un pendio inclinato, la forza esercitata sulla sonda e la forza per restare in equilibrio devono essere allineate sullo stesso asse. Questa condizione è possibile quando la sonda viene infissa perpendicolarmente all'inclinazione del pendio. Esaminando le video riprese effettuate quando si è utilizzato questo metodo, si nota chiaramente che la sonda non si piega e quindi l'energia è impiegata completamente per spingere la sonda nel manto nevoso e il soccorritore riesce a mantenersi più facilmente in equilibrio, indipendentemente dall'inclinazione del pendio.

Metodi per mantenere la griglia 50x50 cm sufficientemente precisa

Una precisione accettabile del passo avanti di 50 cm può essere ottenuta solo appoggiando la punta della sonda nella neve 50 cm più avanti della precedente

linea di sondaggio, prima che il passo avanti venga fisicamente fatto. Senza questa semplice, ma efficace, procedura, il passo avanti è nella maggior parte dei casi troppo lungo (da 70 a 90 cm), soprattutto sui terreni meno inclinati. Se non si adottano precauzioni per controllare la lunghezza del passo avanti, i soccorritori hanno tendenza a effettuare un passo la cui lunghezza dipende dalla struttura fisica del singolo individuo.

Durante le prove sul campo, non sono emersi indizi tali per cui particolari precauzioni, per controllare la regolarità della traslazione laterale, siano invece necessarie.

Periodica necessità di riallineamento e procedura da seguire

In media, il riallineamento durante i test sul campo è stato necessario approssimativamente ogni 5 slalom; cionondimeno non c'è ragione per alcuna raccomandazione a questo riguardo in quanto esso dipende molto dalla complessità del terreno e dal grado di addestramento dei soccorritori. Il comando di riallineamento deve essere dato qualora se ne ravvisi la necessità. In generale, maggiore è l'addestramento dei soccorritori alla metodologia proposta, più a lungo i soccorritori manterranno l'allineamento e quindi più a lungo l'operazione di riallineamento potrà essere rinviata.

Durante la procedura di riallineamento, i soccorritori infilano la sonda nella neve in modo da potersi muovere liberamente. I riallineamenti sono fatti riportando tutti i soccorritori indietro sulla linea dell'ultimo soccorritore, mai su quella del più avanzato perché questo lascerebbe una parte del terreno non esaminata. L'ordine è "allinearsi da sinistra a destra". Il soccorritore all'estremo sinistro alza immediatamente le braccia lateralmente. I rimanenti soccorritori aspettano guardando alla loro sinistra e alzano le braccia solo quando il soccorritore alla loro sinistra ha alzato le sue braccia. Ciò è importante poiché il riallineamento diventa totalmente inefficiente se i soccorritori provano a

rimettersi in linea rispetto a più punti di riferimento.

Aspetti organizzativi

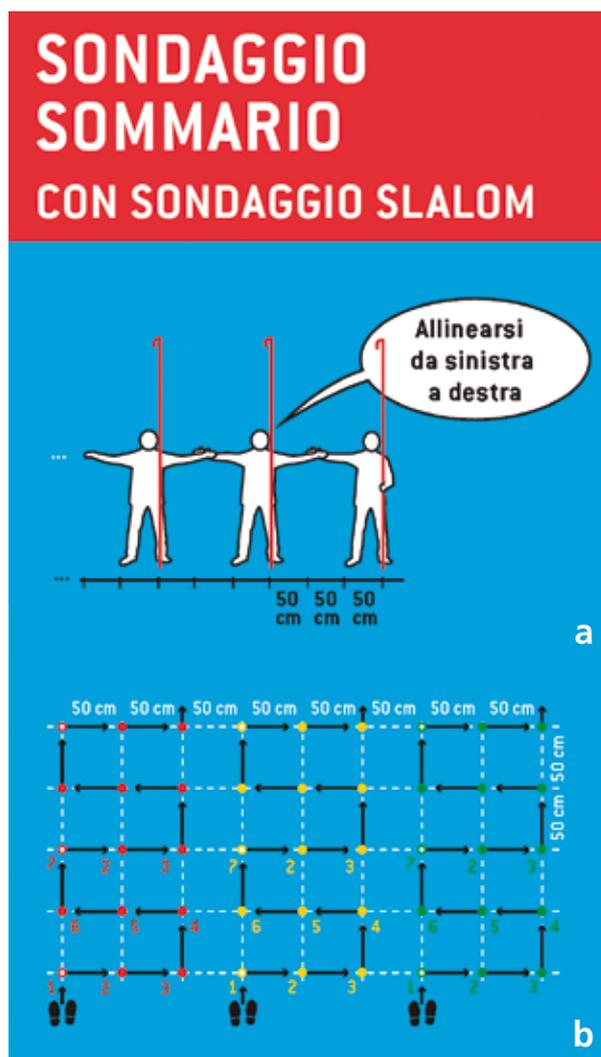
È necessario che un soccorritore sia responsabile dell'allineamento e dia i comandi. I migliori risultati sono stati raggiunti quando il responsabile della linea di sondaggio ne faceva parte e si era posizionato al centro della stessa.

In questo modo, la voce del responsabile è meglio udita da tutti i soccorritori e i comandi vengono dati con un ritmo che è adattato alla profondità di sondaggio e alla durezza del deposito. Il fatto che i comandi vengano dati da un responsabile che fa parte della linea di sondaggio porta ad un uso più efficiente della manodopera disponibile dato che la linea di sondaggio opera ad un ritmo sostenibile.

CONCLUSIONI

La discussione sulle diverse variabili che

III. 1 - Sondaggio slalom
 a) Istruzioni per la procedura di allineamento "polso-a-polso" dei sondatori che si dispongono a distanza reciproca pari a circa 1,5 m; se sono disponibili numerosi sondatori, è preferibile disporre due schiere in parallelo (es. due schiere in parallelo da 5 sondatori, anziché un'unica da 10).
 b) Disposizione di avvio, traiettorie "slalom" dei sondatori e griglia ideale del sondaggio (i numeri indicano i comandi corrispondenti da eseguire in ciascuna posizione).



III. 2 - Sondaggio slalom

a) Sequenza dei comandi da eseguire. Qualora si rendesse necessario il riallineamento, sono i sondatori più avanzati a dover recedere, non viceversa.

b) Il sondaggio deve essere sempre eseguito perpendicolarmente alla superficie del pendio. La sonda deve essere impugnata in modo da minimizzare l'inflessione durante la penetrazione.

c) Al primo passaggio la profondità di sondaggio è limitata a 1,5 m per ottimizzare le probabilità di ritrovamento dei soggetti che non sono rimasi vittima dell'evento per traumi, e che si trovano entro la maggioranza (statistica) delle profondità osservate negli incidenti censiti.

influenzano la prestazione complessiva del sondaggio in linea porta alla conclusione che i metodi che richiedono un alto livello di precisione e conformità implicano più frequenti interruzioni del flusso di lavoro del singolo soccorritore. Questo abbassa la motivazione e la resistenza del soccorritore e fa sprecare tempo per effettuare il riallineamento.

La probabilità di ritrovamento (*Probability of Detection*; POD), considerando il primo passaggio, con una griglia 50x50 cm è dell'88%, mentre con una griglia 60x60cm si riduce al 75% (Ballard & Atkins, 2004). Questo dimostra che l'effetto di imprecisioni dovute alle modalità di riallineamento hanno un impatto molto marginale sulla POD complessiva. Una

considerazione fondamentale riguardo alla tecnica di "Sondaggio Slalom" è che questa è più efficiente se utilizzata con una griglia piuttosto fine, ma consente la massima continuità possibile quando la linea di sondaggio è in azione. Anche se ciò portasse a qualche scostamento dai punti ottimi sulla griglia, la risoluzione 50x50 cm della stessa è abbastanza fine da rendere quasi trascurabili gli errori degli esecutori. Anche se i responsabili di operazioni di soccorso o di linee di sondaggio "vecchio stile" potrebbero eccipire che il sondaggio eseguito in stile militare sia meglio organizzato, probabilmente esso salva meno vite; in altri termini "non è necessario che appaia ben ordinato, deve salvare vite". Per le organizzazioni di soccorso in montagna, i benefici della tecnica di "Sondaggio Slalom" sono inoltre la riduzione del tempo di esposizione al pericolo dovuto ad una ricerca più rapida e un approccio più ergonomico a faticose tecniche di soccorso.

Profondità di sondaggio al primo passaggio e scostamento della griglia al secondo passaggio

I risultati preliminari di una simulazione di soccorso in valanga condotta su larga scala mostrano che la profondità di sondaggio, per una tecnica di ricerca con sondaggio in linea, ottimizzata rispetto alla probabilità di sopravvivenza, durante il primo passaggio dovrebbe essere limitata a 1,5 m (Fig. 1).

Quando è necessario un secondo passaggio, bisogna introdurre uno scostamento della griglia di sondaggio. È difficile mantenere uno scostamento costante pari a metà della larghezza della griglia. Oltretutto i nostri test sul campo hanno mostrato che durante il secondo passaggio, il soccorritore spesso ricade nelle posizioni del primo passaggio. Raccomandiamo quindi, introducendo l'offset nel secondo passaggio, di cambiare la posizione dei soccorritori nella linea. Ogni soccorritore sembra avere una predisposizione a sondare secondo uno schema personale fisiologicamente predefinito e pertanto quello indicato appare un metodo più

affidabile per sfalsare la griglia.

Strumenti di riferimento per la griglia

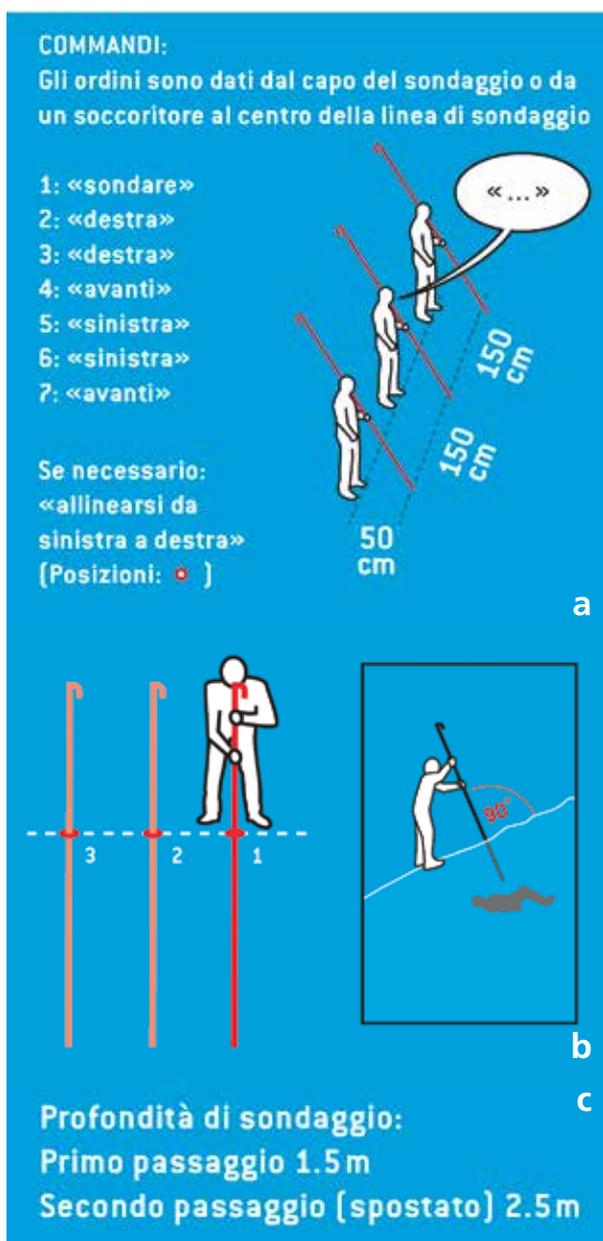
Sebbene non sia stato valutato l'impatto di cordini speciali e sistemi a rete progettati come riferimento per la griglia, crediamo che questi possano solo degradare la prestazione complessiva di una tecnica per la ricerca di esseri umani ottimizzata rispetto alla probabilità di sopravvivenza. Solo se le dimensioni fisiche dell'oggetto da ricercare fossero più piccole di un corpo umano, l'utilizzo di strumenti con griglie di riferimento potrebbe dare un contributo positivo alla prestazione complessiva.

Sistemi di ricerca con sondaggio in linea per soccorritori improvvisati

La lista dei fattori che influenzano le prestazioni complessive di un metodo di ricerca con sondaggio in linea include il fattore "livello minimo necessario di addestramento". Riteniamo che il "Sondaggio Slalom" necessiti di essere insegnato e provato per 15 minuti (complessivamente) per raggiungere la minima competenza richiesta prima di essere coinvolti in una situazione di salvataggio reale. Nei casi ove mancassero risorse sufficienti prontamente disponibili e precedentemente addestrate, come accaduto in passato per incidenti in aree sciistiche attrezzate o in zone molto frequentate da motoslitte o scialpinisti, raccomandiamo di ricorrere al metodo tradizionale "una sonda per ogni passo", allineando i volontari spalla a spalla ed impiegando i soccorritori più qualificati per dare i comandi, supervisionare e coinvolgere così quante più risorse possibili.

Sviluppi futuri

I dati di riferimento per la tecnica "Sondaggio Slalom" dovrebbero essere ampliati attraverso ulteriori prove sul campo. Inoltre, vorremmo misurare quantitativamente lo scostamento arbitrario tra la griglia del primo passaggio e quella del secondo. Applicare ed estendere il



modello delle simulazioni di salvataggio su una valanga in larga scala, concepito inizialmente per calcolare la "larghezza dei corridoi di ricerca ottimizzata rispetto alla probabilità di sopravvivenza" [N.d.T. – cfr. Genswein et al. (2009)], porterà ad un livello di comprensione più elevato su come il metodo di sondaggio slalom possa essere ulteriormente raffinato, basandosi sulla analisi statistica retrospettiva delle probabilità di sopravvivenza.

RINGRAZIAMENTI

L'autore desidera ringraziare il gruppo per la ricerca della strategia di sondaggio della ICAR, in particolare Dale Atkins, per il contributo e supporto per questo articolo. Molti ringraziamenti anche a Jürg Schweizer e Frank Techl per il loro supporto per conto del WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF nel fornire l'accesso alla banca dati relativa agli incidenti, l'analisi dei dati e per il supporto nel processo di costruzione di una simulazione numerica per analizzare l'approccio al sondaggio ottimizzato rispetto alla probabilità di sopravvivenza. Inoltre, SnowBird Ski Patrol, Copper Mountain Ski Patrol, Davos Klosters Mountain Ski Patrol, Snowmass Ski Patrol, Soccorso Alpino Svizzero (zona est Svizzera) e il Soccorso di montagna della polizia francese (PGHM e CRS di Grenoble, Modane e Briançon) hanno contribuito ai risultati delle prove sul campo e con preziosi suggerimenti pratici. Molte grazie per il loro duro lavoro fisico e mentale su come migliorare questo metodo.

Bibliografia

- Auger, T. and B. Jamieson (1996). Avalanche probing revisited. Proc. of the Int'l Snow Science Workshop, Banff, Oct. 6-11, 1996, 295-298.
- Ballard, H., Atkins, D. and Ballard, L. (2004). Probing for Avalanche Victims. Proc. of the Int'l Snow Science Workshop, 2004, 343-348.
- [N.d.T. – rif. agg.] Genswein, M., Reiweger, I., and Schweizer, J., Survival chance optimized search strip width in avalanche rescue, Cold Regions Science and Technology 59, 2009, 259-266.

Allo scopo di minimizzare i tempi di ricerca, massimizzare le probabilità di sopravvivenza e ridurre il rischio per i soccorritori la Commissione Soccorso in Valanga (*Avalanche Rescue Commission*) del consesso internazionale CISA/IKAR, in occasione dei più recenti lavori svolti a Killarney (Irlanda, Ottobre 2015) ha emanato la Raccomandazione: AVA-RECO011 "Strategie di Sondaggio". In essa si rinvengono chiare indicazioni sui principi di base, quali l'opportunità del sondaggio puntuale in zone caratterizzate da conclamati indizi superficiali, in caso di risorse (sondatori disponibili) limitate, ovvero l'essenzialità del sondaggio a maglia larga, limitato in profondità, almeno durante il primo vaglio della superficie su cui si svolge la ricerca. La segnalazione con ausili altamente visibili, oggetto di altra precedente raccomandazione, è altresì richiamata per enfatizzare l'importanza della chiara delimitazione delle aree già trattate. Ma soprattutto introduce un metodo originale di sondaggio in linea denominato "Sondaggio Slalom". Una tecnica che "...è stato dimostrato essere un efficiente sistema di sondaggio a maglia larga (*coarse probing*)". Essa si fonda su precedenti studi ancorati a simulazioni numeriche (Ballard et al. 2004) che utilizzando un modello antropomorfo quale target di indagine, in luogo delle forme geometriche elementari storicamente adottate dai precursori, correlava una griglia di maglia pari a 50 x 50 cm ad una probabilità di rinvenimento (o *Probability of Detection* - POD) uguale a 88%. Una successiva rivisitazione (Ballard et al. 2006) consolidava la validità dei metodi fondati sulla realizzazione di tre fori (da parte di ciascun sondatore) prima di procedere al passo di avanzamento.

L'innovazione della ricerca (Genswein et al. 2014) descritta nell'articolo qui presentato, in una traduzione autorizzata dall'autore corrispondente, consiste della pretesa ottimizzazione degli aspetti ergonomici di dettaglio al fine di agevolare un efficiente fluire dei movimenti a favore di una maggiore attenzione e un minore affaticamento a carico dei sondatori in azione.

Il Servizio Valanghe Italiano intende pertanto favorirne la più ampia diffusione, per allargare le conoscenze degli utilizzatori nei vari ambiti e gruppi d'interesse e altresì stimolare un'eventuale critica costruttiva, indirizzata al miglioramento e lo sviluppo della metodologia illustrata.

RIFERIMENTI

- (2004) Ballard, H., Atkins, D. and Ballard, L. Probing for Avalanche Victims. Proceedings of the 2004 International Snow Science Workshop, Jackson Hole, Wyoming. <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-2004-343-348.pdf> (ultima consultazione 29/02/2016)
- (2006) Ballard, H., Atkins, D. and Ballard, L. Probing for Avalanche Victims Revisited. Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop, Telluride, Colorado. <http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/issw-2006-579-583.pdf> (ultima consultazione 29/02/2016)
- (2014) Genswein, M., Letang, D., Jarry, F., Reiweger, I. and Atkins, D. Slalom Probing – A Survival Chance Optimized Probe Line Search Strategy. International Snow Science Workshop 2014 Proceedings, Banff, Canada http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW14_paper_015.03.pdf (ultima consultazione 29/02/2016)

Le valanghe storiche e le risposte delle comunità locali

VALGEROLA

LA VALANGA DEL 1836

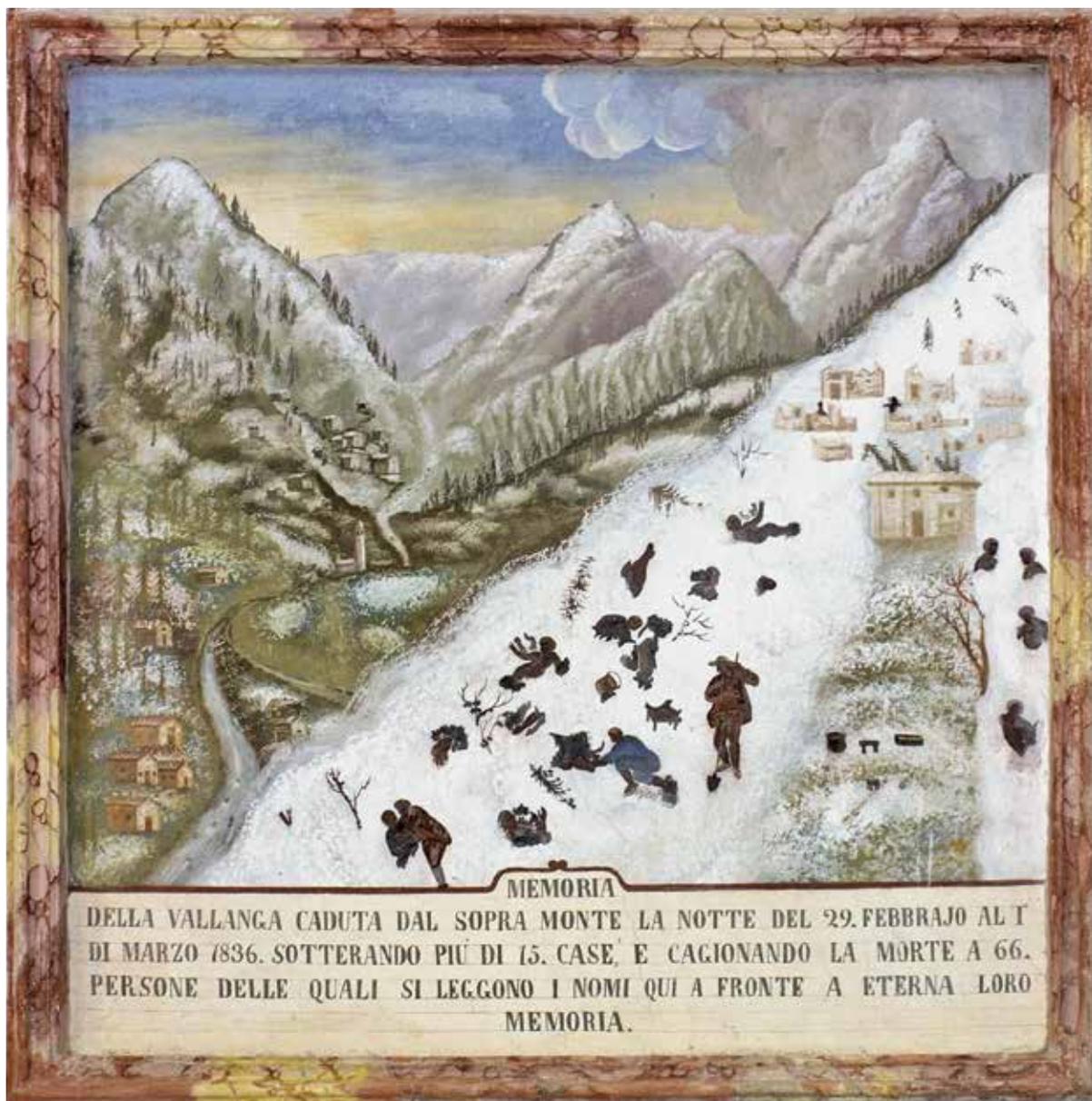
Cirillo Ruffoni
Società Storica Valtellinese, Sondrio
cirillo.ruffoni@fastwebnet.it

L'articolo riprende e rielabora testi e documenti già presenti nelle pubblicazioni dell'autore: *Gerola, la sua gente, le sue chiese*, Monza 1995; *Comunità operose (le antiche lavorazioni nelle valli del Bitto)*, Sondrio 2012.

L'articolo presenta i documenti storici e le testimonianze che riguardano la valanga del 1836 e l'impegno che le comunità della Valgerola hanno mantenuto nei secoli per la tutela dei boschi e per la sicurezza delle abitazioni. Nella notte tra il 29 febbraio e il 1 marzo 1836, una valanga staccatasi dalla montagna soprastante investì la frazione Case di Sopra, nel comune di Gerola Alta, in Valtellina, provincia di Sondrio, causando 66 vittime, oltre alla perdita di tutto il bestiame custodito nelle stalle. I morti recuperati tra le rovine delle case, in totale 48, furono sepolti sotto il pavimento della chiesa della frazione, rimasta miracolosamente illesa; gli altri, trascinati nel fondovalle, furono portati nel cimitero di Gerola. La valanga fu così grande, che l'ultima vittima fu recuperata solo con il disgelo, il 24 agosto. La testimonianza più diretta della disgrazia è contenuta nella "memoria" scritta sul registro dei morti dal parroco del tempo don Antonio Brunati. Un ricordo del terribile evento, con l'elenco delle vittime, è conservato anche in due dipinti della chiesetta della frazione e nel sacello votivo, realizzato presso la chiesa parrocchiale di Gerola in epoca recente.

Quali furono le cause del disastro? I documenti storici della valle non ci attestano alcun taglio indiscriminato di alberi, anzi, dimostrano come in passato le comunità abbiano avvertito molto il pericolo delle valanghe. Fin dal Quattrocento, infatti, avevano costituito i "tensi", cioè i boschi (soprattutto quelli a monte delle abitazioni) nei quali era proibito tagliare ogni tipo di pianta. A determinare l'evento hanno quindi contribuito condizioni meteorologiche del tutto particolari. Lo dimostra il fatto che da quel versante non erano mai scese valanghe nei secoli precedenti e non sono più cadute in seguito, nemmeno in occasione di eccezionali nevicate come nel 1917 e nel 1951 (vedi box a margine).





INTRODUZIONE

La valle del Bitto è una laterale della Valtellina, in provincia di Sondrio e si apre nelle Orobie all'altezza di Morbegno. Qui, nel 1836, avvenne una delle più gravi sciagure provocate dalla neve. Nella notte tra il 29 febbraio e il 1° marzo, una valanga staccatasi dalla montagna soprastante, ad una quota di circa 2000 m, ha travolto l'intera frazione Case di Sopra (1300 m), nel comune di Gerola Alta, causando la morte di 66 persone. La dolorosa vicenda non è entrata nel circuito delle comunicazioni giornalistiche o letterarie, per cui è rimasta pressoché sconosciuta al di fuori dell'ambito locale. Il suo ricordo, invece, è sempre vivo nella tradizione orale di Gerola. Ogni tanto, quando la conversazione cade sulle vicende del passato,

qualcuno rinnova i racconti che ha sentito in famiglia. Come di solito avviene nelle comunicazioni che passano di bocca in bocca, però, con il tempo gli eventi e i dati hanno subito modifiche, per cui potrebbe risultare difficile ricostruire la vicenda nella sua autenticità se non ci venisse in aiuto un documento prezioso rinvenuto presso l'Archivio parrocchiale: la seguente memoria che il giovane parroco di Gerola don Antonio Brunati scrisse nel registro dei morti della parrocchia.

LA VALANGA DEL 1836

Nel febbraio di questo anno 1836 fu così tanta la neve che cadde in pochi giorni, che dovunque minacciava di formarsi in vallanghe, di piombare addosso a quasi tutti i colondelli (le frazioni) e di atter-

rarli. Nè vano fu questo timore perchè così, purtroppo sgraziatamente avvenne alla infelice frazione delle Case di Sopra. Nel 29 dello stesso mese, due ore incirca prima che si facesse di, una terribile valanga di neve, staccatasi dal vicino monte detto Mezzül e nel luogo dove dicesi alla Spianata, dopo essersi divisa in tre parti uguali, una delle quali scorse nella Val Vedrano, al di là di Lavigiolo, atterrando quattro fienili colle loro rispettive stalle, e tre mulini, e l'altra andò verso l'Orsatto, venne con la terza sempre più ingrossandosi con tale impeto e forza a piombare sopra di questo infelice colondello, che lo atterrò tutto, strascinando gran parte delle rovine con dieci persone nel sottoposto fiume Bitto.

Questa frazione, che contava ventitrè

famiglie, ora non presenta più che un ammasso di rovine. La chiesa che resistè all'urto terribile di questa immensa valanga potrà, sola, mostrare alla più tarda posterità che quivi fu, un giorno, abitazioni di uomini, giacchè non vi restò solo che una casa detta dei "Filippin", perchè era alquanto disgregata dal restante dell'abitato, tranne quella del cappellano, che le trasportò via solamente il tetto ed il locale della scuola per fanciulli, che le servì di riparo perchè non venisse del pari delle altre proprietà precipitata giù nel profondo della valle, con due nipoti dello stesso cappellano, che fortunatamente si trovava in Pedesina ove si era recato il giorno avanti a motivo del quaresimale che colà vi predicava.

Nè qui stette tutto il danno, perchè, allargatasi questa vallanga in cima dei prati che stanno al di sopra di questa frazione fino al di qua ove dicesi alla Teggia, vi atterrò precipitando nei sottoposti canali nel fiume Bitto più di una ventina di stalle coi loro rispettivi fienili, ed una gran quantità di bestiame.

Alle "Fontane", vicino al bosco detto "Gagg da Mesa", distruggendo una stalla vi uccise anche due persone, una madre cioè e un figlio di circa dodici anni, di Castello, che si trovavano quivi già da varii giorni per il governo dei loro bestiami a motivo delle strade cattive per la gran quantità di neve che cadeva in quei giorni.

Alle "Roie" [un gruppetto di case che si trova a valle della frazione, presso il torrente Bitto] atterrò pure una stalla detta dei Bass, cioè quella che guarda verso il colondello della Valle, schiacciando sotto le rovine cinque persone.

I seguenti individui [segue l'elenco dei morti] che sono in numero di sessantacinque furono le vittime di questo orrendo flagello. Tutti questi infelici si trovarono dal sonno trasportati alla eternità, e quei pochi che in sì orribile disastro trovarono miracolosamente lo scampo non seppero raccontare come ciò sia succeduto, tanta fu la veemenza e la celerità di questa vallanga, che Dio ci guardi sempre da un simile castigo.

Tutti quegli individui che furono tratti dal di sotto delle rovine che rimasero del sito, che furono in numero di quarantotto, furono sepolti nella chiesa delle Case di Sopra. Tutti gli altri che si trovarono nel fiume Bitto, come quelli delle Roie furono sepolti nel cimitero di Gerola.

Questo tremendo flagello servirà sempre a quelli che ne vorranno approfittare, a far conoscere quanto sia mai dannevole e fatale il taglio dei boschi e principalmente in via di sfrodo.

Se quegli infelici abitanti non avessero distrutto il bosco che sta sopra quel colondello, ora distrutto, la neve, o si sarebbe fermata, o avrebbe preso un altro corso; ma così, non trovando alcun ostacolo, venne propriamente ad assassinare chi le aveva preparato la strada.

C'è stato poi un altro sacerdote di Gerola, monsignor Agostino Acquistapace, che si è preoccupato di raccogliere le testimonianze della tradizione orale, in particolare quella del nonno Agostino, nato nel 1844 e di Colli Giacomo, che riferiva i racconti di suo padre Silvestro, abitante nella vicina frazione di Ravizze. Mons. Agostino scrisse nei suoi appunti:

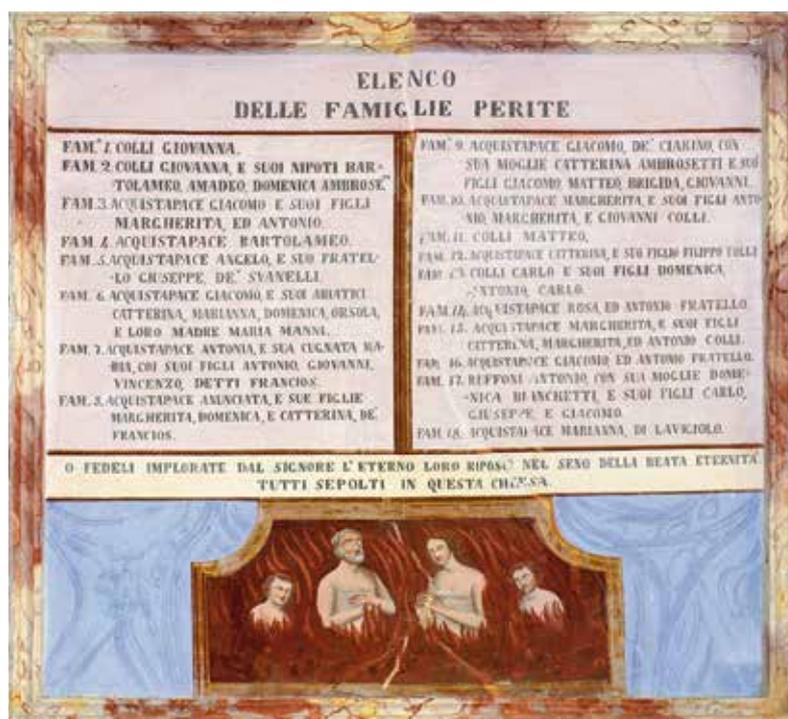
Nella chiesa di S. Giovanni Battista alle Case di Sopra, sulla parete di fronte alla porta laterale, esiste un grande affresco,

di fattura grossolana e paesana, che nella sua ingenuità vuole essere una fotografia della scena desolante che si presentò al mattino del 1 marzo 1836 ai volonterosi accorsi da tutte le frazioni del paese.

Il quadro presenta la chiesa di S. Giovanni emergente da un mare di neve e, appoggiati sul tetto di essa, tre larici che, sradicati dall'impeto della valanga, ne avevano deviato il corso a destra e a sinistra, salvandone così la fabbrica. Sotto la chiesa, sul pendio, un uomo con grande giubba e cappello, con un badile in mano, sta scavando nella neve. È un vecchio di cui la tradizione ci ha conservato il soprannome "Sciamerga", che abitava in un casolare che ancora oggi viene individuato a destra della val Cava, verso Castello, alquanto più in basso della chiesa di S. Giovanni. Il casolare era stato rispettato dalla valanga ed il vecchio "Sciamerga" fu il primo a portarsi sul luogo della sciagura. Sotto l'ingenuo affresco si legge, scritta a caratteri maiuscoli, questa epigrafe:

MEMORIA DELLA VALANGA CADUTA DAL SOPRA MONTE LA NOTTE DAL 29 FEBBRAIO AL 1 DI MARZO 1836 SOTTERRANDO PIU' DI QUINDICI CASE E CAGIONANDO LA MORTE A 66 PERSONE DELLE QUALI SI LEGGONO I NOMI QUI A FRONTE, A ETERNA LORO MEMORIA.

(Si noterà la discordanza tra le 65 vittime



indicate dal parroco e le 66 dell'iscrizione. Il motivo è quasi certamente dovuto al fatto che quest'ultima tiene conto anche della morte di un sopravvissuto, avvenuta qualche tempo dopo all'ospedale di Morbegno).

Sulla parete di fronte, in un riquadro decorativo posto sopra l'architrave della porta laterale, sempre a caratteri maiuscoli, vi è l'elenco delle vittime divise per famiglie. Sotto l'iscrizione sono raffigurate le anime tra le fiamme del purgatorio e la dicitura: O FEDELI IMPLORATE DAL SIGNORE L'ETERNO LORO RIPOSO NEL SENO DELLA BEATA ETERNITÀ - TUTTI SEPOLTI IN QUESTA CHIESA.

Difficile e laborioso fu il recupero delle vittime che la furia della valanga aveva sospinto nel fondovalle, dove nel groviglio del legname sradicato si formò un enorme nevaio ghiacciato che ebbe a resistere per tutta l'estate e oltre.

Mio nonno Agostino, classe 1844, e quindi a diretto contatto con quelli che della

sciagura erano stati testimoni oculari, raccontava che alcune salme vennero alla luce solo a primavera inoltrata, con il disgelo. L'ultima fu raccolta e poi pietosamente composta nel camposanto della parrocchia nientemeno che il giorno di S. Bartolomeo, il 24 agosto. E ancora dalle stesse labbra di mio nonno il grazioso episodio di una bambina inspiegabilmente scaraventata con la culla nel sottotetto della chiesa e miracolosamente illesa. Secondo un'altra versione si trattava di un maschietto che, pietosamente raccolto ed allevato da una famiglia di Rogolo, sarebbe il capostipite di un ramo dei Colli colà tuttora esistente.

Sulle tremende parole con le quali il parroco conclude la memoria, poi, monsignor Agostino Acquistapace scrive: Veramente amara la conclusione del Prevosto Brunati. Noi amiamo pensarla dovuta alla commozione del momento, anche perché nessun cenno ad un taglio indiscriminato di bosco hanno lasciato le carte dell'e-

poca. Forse la vera causa del disastro va ricercata nella straordinaria caduta di neve e nelle condizioni meteorologiche del momento.

I PROVVEDIMENTI DELLE COMUNITÀ LOCALI PER LA SICUREZZA

In base alle risultanze dei documenti storici, anche noi possiamo sottoscrivere questo giudizio, perché nella valle non si è avuto alcun dissennato taglio di boschi, anzi, è avvenuto esattamente il contrario. Di fronte ai pericoli di frane e valanghe, infatti, fin dai tempi più antichi gli abitanti hanno capito l'importanza dei boschi, soprattutto di quelli che si trovano a monte delle abitazioni e li hanno tutelati con la costituzione dei *tensì*, cioè dei boschi soggetti a speciali vincoli.

Già nel 1407, gli abitanti della frazione Valle si erano resi conto di aver messo a repentaglio la sicurezza di stalle e abitazioni e allora avevano convocato l'assemblea di tutti gli abitanti di sesso maschile (la parentela *de' Mazzi*, divenuta in seguito *Maxenti*), dai sette anni in su e avevano stabilito solennemente, con un atto scritto dal notaio:

- che non ci sia alcuna persona di detta parentela che osi o presuma tagliare o far tagliare qualche pianta, di qualunque genere, sotto pena di soldi 20;
- che ciascuna persona che abbia tagliato una qualche pianta sia tenuta a piantarne due.

Il problema del deperimento dei boschi, però, non riguardava solamente quella frazione, ma l'intero territorio comunale, per cui tra la popolazione andava delineandosi la necessità di tutelare quelli che si trovavano sopra le abitazioni.

È interessante notare come il timore delle valanghe fosse particolarmente sentito dagli abitanti delle frazioni di Ravizze e di Case di Sopra, quasi ci fosse in loro una sorta di presentimento di quanto è poi avvenuto in seguito. Nel 1465, infatti, gli abitanti di Ravizze si erano riuniti in assemblea, quindi avevano chiesto ed ot-



tenuto dal console del comune la costituzione di un primo tenso. L'anno successivo i vincoli erano stati estesi ad un numero considerevole di boschi, in pratica a tutti quelli che sovrastano le abitazioni del centro e delle frazioni.

Nei tensi era proibito tagliare non solo gli alberi di alto fusto, ma anche le betulle e gli ontani. In quella circostanza erano state create anche le guardie, dette *campàri*, incaricate di far rispettare le norme.

Con il passare del tempo, però, le disposizioni venivano rispettate sempre meno, anche perché la multa di soli dieci soldi per pianta (mezza lira) non sembrava un deterrente molto efficace. Circa un secolo dopo, infatti, nel 1559, gli amministratori del comune avevano fatto questa amara constatazione: *i giovani hanno trascurato l'esperienza, infatti a causa delle valanghe molte case sono andate distrutte e molti uomini sono periti...* ed avevano quindi rinnovato i vincoli già stabiliti in precedenza. Quel riferimento alle case distrutte e ai morti stimola la nostra curiosità, ma il documento non fornisce ulteriori notizie. L'aggettivo *molte* sta comunque ad indicare che i fenomeni legati alla neve hanno avuto, anche in quel lontano passato, un drammatico rilievo.

Secondo la prassi del tempo, le ordinanze venivano confermate regolarmente dalle assemblee dei capifamiglia anche negli anni successivi. In quella del 1643, oltre alla proibizione di tagliare alberi, era stato introdotto anche il divieto di far pascolare pecore e capre in alcune zone, come a monte delle frazioni Case di Sopra e Valle. Qualche eccezione al taglio di alberi si era avuta nel corso del Settecento, in occasione della costruzione delle chiesette delle frazioni. Anche in quelle circostanze, però, le ordinanze raccomandavano di intervenire *in siti non pericolosi di correr venduli* (valanghe).

Nell'assemblea del 1769, comunque, gli abitanti di Case di Sopra avevano protestato che non fossero tagliate alcune specie di piante sopra le case e avevano minacciato di chiedere ai trasgressori i danni eventualmente provocati dalla neve.

A volte, infatti, si ricorreva a stratagemmi



per aggirare le norme. Il più frequente era quello di *garzare* le piante, cioè di togliere la corteccia alla base e di farle seccare, così da poterle in seguito tagliare. Nel 1775, perciò, gli amministratori del comune erano intervenuti con una decisione drastica, stabilendo che le piante garzate non venissero messe all'asta per essere tagliate, ma venissero lasciate deperire in piedi.

Gli abitanti della frazione Fenile, invece, avevano operato un intervento più diretto. Nel 1640, siccome il comune si era fortemente indebitato per il mantenimento delle truppe straniere presenti in Valtellina, avevano creato un consorzio e avevano comperato dal comune il bosco che sovrasta le loro abitazioni, detto localmente *Pegherùn*. Da allora quella pineta era stata gestita direttamente da loro, con forti vincoli, tanto che ancora oggi conserva alcuni enormi alberi secolari, la cui nascita risale molto probabilmente a quel periodo.

Sembra esemplare, poi, il modo con cui è



stato gestito dagli amministratori il tenso della Foppa, cioè la vallecchia del *Panèr*, che si trova direttamente a monte dell'abitato della Piazza, il centro del comune e della parrocchia di Gerola. L'eventualità che dal ripido pendio scendessero valanghe sulle case costituiva un vero incubo. Nell'assemblea del 1753, perciò, era stata presa una decisione che aveva un po' il

significato di lasciare quel bosco nella sua totale integrità.

I capifamiglia, infatti, avevano *tensato le piante nella valle del Panero... quelle vive quanto quelle morte et che cascheranno in terra, così che nessuno possa levarle, ma che debbano restare in terra per trattenere li venduli et neve, atteso il grave pericolo a tutti nottorio.*

Con il passare degli anni, nel bosco si erano affermati alcuni abeti giganteschi, veri monumenti della natura, che però, con i loro estesi rami, impedivano la crescita di piante giovani che potessero infittire il sottobosco. Di conseguenza la neve fredda e farinosa poteva ugualmente scorrere



fra i grossi tronchi, distanti l'uno dall'altro e provocare valanghe. Si era perciò deciso di ricorrere ad una soluzione drastica (anche se dolorosa): tagliare le vecchie piante ad un'altezza di un paio di metri e poi lasciare i tronchi in posizione orizzontale, contro i ceppi, in modo che fungessero da paravalanghe. In questo modo in pochi anni si era avuta la ricrescita di un fitto bosco che ha scongiurato fino ai nostri giorni il pericolo di valanghe sulle abitazioni, anche negli anni di eccezionali nevicate, come il 1917 e il 1951.

CONCLUSIONI

Come si vede, nella gestione del territorio gli abitanti hanno costantemente cercato di mantenere un equilibrio, non facile, fra le grandi necessità della popolazione (come le aree da destinare al pascolo, la legna da ardere o da trasformare in carbone, il legname da opera per case e stalle...) e l'esigenza di non distruggere le risorse e soprattutto di proteggere le case dai pericoli. Certamente ci sarà stato anche il taglio abusivo di alberi, ma non si può negare che sia sempre stata viva negli amministratori la cura della sicurezza della popolazione.

Su questa grave sciagura del 1836, comunque, aleggia una sorta di mistero. Da

quel versante della montagna, infatti, non erano mai scese valanghe nei secoli precedenti e non sono più cadute in seguito, neppure quando la montagna, dopo quell'evento, è risultata completamente spoglia di alberi, oppure in occasione delle eccezionali nevicate successive. Come suggerisce monsignor Agostino Acquistapace, la spiegazione va probabilmente cercata nelle condizioni meteorologiche del tutto particolari verificatesi in quella circostanza, condizioni che possono variare molto e, a volte, creano situazioni uniche e irripetibili.

Quando poi, nel 2003, la comunità di Gerola ha voluto trasformare il vecchio ossario in SACELLO VOTIVO IN MEMORIA DEI CADUTI IN MONTAGNA E SUL LAVORO, è venuto spontaneo dedicare un posto speciale proprio al ricordo di quella disgrazia, pur lontana ormai di quasi due secoli. Uno dei quattro pannelli in bronzo, che lo scultore locale Remo Ruffoni ha preparato per il monumento, infatti, commemora proprio la valanga del 1836. L'artista ha elaborato una scena che mescola tratti di realismo con aspetti più decisamente allegorici. A sinistra domina il cono della montagna, con il versante devastato dalla valanga. Nel mezzo si distinguono frammenti di case e di stalle. Sulla destra, come un'isola incolume, appare la chiesetta di San Giovanni. I nuvoloni nel cielo e la montagna stessa, con un graduale processo metamorfico, assumono contorni umani, che simboleggiano le entità coinvolte nel dramma. Il primo volto rappresenta la montagna, partecipe del dolore degli uomini, ma tutto sommato incolpevole. Il secondo volto, di profilo, rappresenta il dramma delle vittime. Al centro domina la figura di un vecchio, immerso in meditazione, perché prende coscienza degli errori commessi dagli uomini. Accanto a lui, un ragazzo simboleggia invece la generazione che ha il difficile compito di continuare la vita anche dopo una così grave sciagura. I quattro volti sono fissati in un'espressione intensa, come se dalle loro bocche uscisse un interminabile urlo di dolore che si perpetua nel tempo. Nell'angolo in



basso a destra la raffigurazione ritrova i tratti del realismo, con una scena piccola come un frammento, ma ugualmente intensa. All'interno della chiesetta delle Case di Sopra, un sacerdote rivolge lo sguardo al crocifisso in segno di speranza,

mentre due persone depongono la salma di una vittima in una fossa scavata nel pavimento, come è storicamente avvenuto. Oggi la chiesetta di S. Giovanni si presenta restaurata e ben tenuta, benché le famiglie abitino qui solamente per brevi

periodi. Nel sacello votivo di Gerola ogni anno si celebra una messa e mani pietose mantengono costantemente dei fiori, segno evidente che il ricordo di tutte le vittime della montagna è sempre vivo nelle menti e nei cuori degli abitanti.

NEVICATE ECCEZIONALI E VALANGHE A GEROLA NEL 1951

Memoria storica di Cirillo Ruffoni

Nel seguente estratto si fa riferimento al ricordo autobiografico contenuto nel libro di Cirillo Ruffoni "Ai confini del cielo" (Sondrio 2003, pp. 192-200), proponendo una sintesi di quella testimonianza dell'eccezionale nevicata, a Gerola, e delle valanghe che hanno condizionato la vita dei paesani per un paio di settimane; ricordi rimasti impressi nella mente dell'autore in modo indelebile, benché avesse solamente sette anni.

La mattina del 3 gennaio 1951 avevamo trovato come regalo della notte una generosa nevicata, una delle tante in quelle ultime settimane dominate dal brutto tempo. Mio padre aveva fatto una rapida colazione, poi era uscito sulla strada dove già stava arrivando lo spazzaneve: un rudimentale attrezzo di legno a forma di V, trainato da un camion. Ho sempre davanti agli occhi come in un film la neve che cade fittissima, a granellini minuscoli, il camion dell'Enrico Zugnioni che si ferma, il padre che sale velocemente nella cabina di guida con il nonno Nicola e altri uomini, lo spazzaneve che riparte e, dopo pochi metri, scompare nella tormenta. Curioso, come sempre, dopo un'ora ero uscito per controllare la neve ed ero rimasto sbalordito: sulla strada c'era di nuovo uno strato alto come quando era passato lo spazzaneve... e la neve continuava a cadere fittissima, al ritmo di trenta o quaranta centimetri all'ora.

Intanto il tempo passava e gli uomini dello spazzaneve non tornavano. Per mia madre, già in preda all'angoscia, c'era anche il problema di accudire le mucche. Dopo essere rimasta a lungo incerta, aveva deciso di approfittare dell'ultimo periodo di luce per tentare di raggiungere la stalla di Valle. Era tornata poco dopo stanca e spaventata, perché la situazione era più grave di quanto avesse immaginato. Arrivata ad un certo punto, nell'impossibilità di proseguire, aveva incontrato il vecchio Silvestro Acquistapace, di ritorno dalla sua stalla. Questi le aveva intimato di tornare indietro immediatamente, perché anche lui, poco prima era stato sfiorato da una valanga.

Se a nostra madre e alle altre persone che si erano avventurate fuori di casa era andato tutto bene, una sorte uguale, purtroppo, non era toccata ad un giovane del paese, Silve-

stro Maxenti. Anche lui aveva voluto recarsi alla sua stalla, che si trovava non molto distante dalla nostra, per accudire gli animali. Nell'attraversare diagonalmente il pendio della montagna per raggiungere la stalla, era stato investito da una valanga che l'aveva trascinato in basso. Dalle case della frazione Valle qualcuno lo aveva seguito con lo sguardo e aveva dato l'allarme. Quando gli uomini accorsi erano riusciti a trovarlo, però, era ormai troppo tardi.

A sera inoltrata, finalmente, era tornato anche mio padre con il nonno e gli altri uomini dello spazzaneve. Quella mattina erano scesi fino a Morbegno, poi erano risaliti, ma, arrivati ad un certo punto, non avevano più potuto proseguire, perché lo spessore della neve era già troppo alto. Allora avevano cercato di tenere aperte le comunicazioni verso valle, finché avevano dovuto arrendersi. Così avevano deciso di tornare a piedi fino a Gerola. Ormai la strada era quasi cancellata, perché ogni canale e ogni pendio aveva scaricato la sua valanga più o meno grande, che si era fermata sulla carreggiata formando alti mucchi.

Il mattino dopo il sole aveva illuminato un incredibile paesaggio sepolto sotto due metri di neve. Le comunicazioni tra Gerola e Morbegno erano rimaste interrotte per circa due settimane, perché gli uomini avevano dovuto liberare la strada spalando tutta la neve a mano.

Oltre a questa nevicata eccezionale, l'inverno del '51 ne aveva dispensate numerose altre, che avevano fatto raggiungere alla neve livelli da record. Gli operai della Società Orobica, sommando tutte le nevicata, erano arrivati a misurare 12 metri di neve presso la centrale di Gerola e ben 15 metri al lago Inferno. I miei compagni di scuola che venivano dalla frazione Fenile raccontavano che le loro case erano letteralmente sommerse dalla neve; per uscire essi dovevano arrampicarsi fino al livello dei tetti, come se dovessero venir fuori da una tana scavata nel terreno.

In occasione di quella nevicata eccezionale, erano cadute numerose valanghe in prossimità del paese, mentre nella parte alta delle montagne la neve non si era mossa, forse perché compressa dal vento. Quando invece era incominciato il disgelo, dai canaloni erano scese delle valanghe spaventose.

Ndr. Va sottolineato che quell'inverno del 1951 è stato veramente drammatico per tutto l'arco alpino, con un bilancio finale di ben 265 morti, oltre agli inevitabili danni materiali provocati dalle numerose valanghe.

DENSITÀ della NEVE FRESCA sulle ALPI ITALIANE

Mauro Valt
ARPAV-DRST Servizio Neve e
Valanghe, Arabba BL
mauro.valt@arpa.veneto.it

La densità della precipitazione e il rapporto R (neve:pioggia) sono caratteristici di ogni regione e variano in funzione della stagione, della quota e della temperatura dell'aria. Con una banca dati di oltre 12000 misure giornaliere di densità della neve fresca caduta nelle 24 ore, è stata determinata una densità media per le Alpi italiane di 115 kg m^{-3} pari ad un R (8,7:1). Inoltre è stata rilevata una differenziazione del rapporto neve/pioggia da R (9,9:1) per le zone continentali fino a R (7,7:1) per Alpi orientali. Differenziazioni significative di R sono state individuate anche per i diversi mesi della stagione invernale e per fascia altimetrica. Il valore standard di R (10:1) viene raggiunto con una temperatura minima dell'aria nelle 24 ore intorno ai $-4 \text{ }^\circ\text{C}$ / $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ nelle Alpi continentali, la cui definizione verrà data più avanti, e intorno ai $-10 \text{ }^\circ\text{C}$ nelle Alpi orientali.



INTRODUZIONE

La densità è una delle proprietà importanti del manto nevoso ed è definita come il rapporto fra il volume d'acqua di fusione che deriva da un campione di neve di volume noto (Cagnati, 2003).

La densità viene misurata durante le campagne di monitoraggio per la stima disponibilità della risorsa idrica (Cianfarra e Valt, 2014), nella realizzazione dei profili del manto nevoso a supporto dei servizi di previsione valanghe (Cagnati, 1984), nei campi di osservazione nivometeorologica ad ogni evento di precipitazione nevosa (Cagnati, 2003; Meteomont, 2012). I sistemi automatizzati di determinazione della densità della neve al suolo e della neve fresca, come lo *Snow Pack Analyzing System* (www.sommer.at) sono ancora poco diffusi.

I valori caratteristici della densità del manto nevoso sono stati indagati nel tempo da diversi autori. Sono stati definiti i valori caratteristici per area geografica come la valle di Davos (CH) (Monti et al., 2012), le Alpi italiane orientali (Valt et al., 2005, 2009, 2010) e di alcune aree delle zone polari (Cagnati, 1996; Cagnati et al., 2003; Valt et al., 2013; Valt e Salvatori, 2015), mettendo in evidenza le variazioni stagionali, altitudinali e climatiche.

Per quanto riguarda la stima della densità della neve di precipitazione, sono state realizzate molte ricerche in Nord America. McGurk et al. (1988) hanno studiato la neve di precipitazione e la relazione con la temperatura dell'aria nella Sierra Nevada centrale, Judson A. e Doesken N. (2000) in alcune stazioni nelle Rocky Mountains e del Wyoming, riscontrando un'ampia

variabilità fra le diverse aree e una buona correlazione (Pearson $r=0,52$) fra i valori di temperatura dell'aria e la densità della neve fresca. Roebber et al. (2003) hanno esaminato, per gli Stati Uniti d'America, la relazione che lega la precipitazione espressa in mm di pioggia e la neve fresca (cm) in un articolato lavoro pubblicato su *Weather and Forecasting* dell'*American Meteorological Society*. Anche Dubé (2003) ha indagato la relazione che lega i mm di pioggia e i cm di neve fresca per il Quebec in Canada, così come Huntington T.G. (2005) per il New England nel periodo 1949-2001, mentre Simeral D.B. (2006), oltre ai valori di neve fresca, ha ricercato la relazione fra la densità della neve e la quota.

Colombo e Vergari (2006) in ambito italiano, hanno studiato le precipitazioni nevose in Italia, definendo una relazione fra i mm di pioggia e i cm di neve per le Alpi trentine. Valt et al. (2014) hanno proposto le prime elaborazioni sui dati di densità della neve fresca misurate nei campi neve.

Dall'analisi di questi lavori emerge che la densità della neve di precipitazione ha sempre un elevato grado di incertezza poiché dipende da diversi fattori ed è caratteristica di ogni area geografica. Lo scopo del presente lavoro, realizzato con i dati misurati giornalmente nelle stazioni nivometeorologiche delle Alpi italiane, è di fornire dei valori caratteristici di densità della neve di precipitazione per quota, stagione, settore alpino e di determinare la relazione fra la densità della neve fresca e la precipitazione in mm di pioggia in funzione della temperatura dell'aria nelle ore precedenti alla misurazione.

CARATTERISTICHE DELLA DENSITÀ DELLA NEVE DI PRECIPITAZIONE

La densità della neve fresca dipende dalla temperatura e dall'umidità dell'aria e, durante la nevicata, dalla velocità del vento (Ware et al., 2006; Judson e Doesken, 2000).

In generale, la densità della neve fresca aumenta con l'aumentare della temperatura (LaChapelle, 1962; McGurk et al., 1988; Dubé, 2003; Judson e Doesken, 2000; Roebber et al., 2003) e con l'aumentare della velocità del vento (Dubé, 2003; Roebber et al., 2003), ma non è correlata la quantità di neve fresca caduta (Judson e Doesken, 2000).

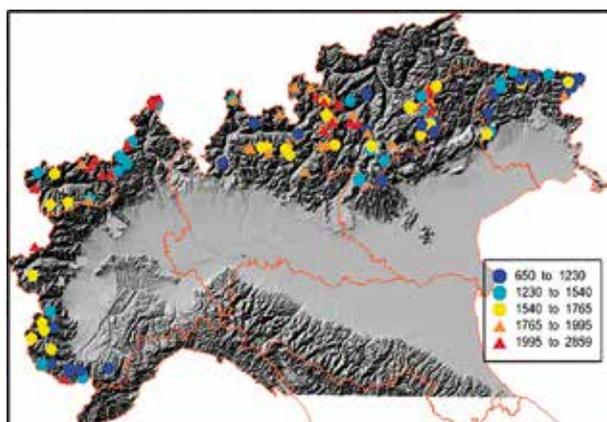
Dubé (2003) ha dimostrato che la densità della neve di precipitazione diminuisce dall'autunno all'inizio dell'inverno, per poi aumentare dal periodo centrale dell'inverno fino all'inizio della primavera. Questo andamento stagionale è anche coerente con una relazione positiva tra temperatura dell'aria nei mesi invernali e la densità. Allo stesso modo, le stazioni più settentrionali di una regione hanno evidenziato densità più basse rispetto alle stazioni meridionali; anche con l'aumentare della quota, la densità diminuisce (Roebber et al., 2003; Ware et al., 2006).

Nel campo della previsione meteorologica, la densità della neve fresca è frequentemente definita con la relazione R (10:1) che deriva dalla proporzione fra la densità dell'acqua (1000 kg m^{-3}) e la densità della neve (100 kg m^{-3}).

Il rapporto R (neve/acqua) (mm/mm), o fattore di conversione neve/pioggia (R), è inversamente proporzionale alla densità della neve. Più aumenta la densità della neve (massa per unità di volume), più il rapporto neve/acqua diminuisce. Allo stesso modo più diminuisce la densità della neve, più il rapporto neve/acqua aumenta: a parità di precipitazione in mm di acqua, più la neve è leggera (bassa densità) e maggiore è lo spessore di neve che ci si aspetta.

Ad esempio se la neve fresca ha una densità di 100 kg m^{-3} , il rapporto R (10:1) determina che 10 mm di neve pioggia sono pari a 1 mm di pioggia; se la neve ha una densità di 50 kg m^{-3} , il rapporto R è (20:1), e quindi per 1 mm di pioggia si hanno a 20 mm di neve con una densità di 50 kg m^{-3} . Come osservato da Judson e Doesken (2000), la regola R (10:1) sembra provenire anticamente da uno studio canadese dell'Ottocento: Potter (1965) cita: "Una

Fig. 1 - Stazioni utilizzate nel data base. La diversa grafia esprime la dislocazione altitudinale. L'elenco delle stazioni può essere richiesto all'autore.



lunga serie di esperimenti condotti dal generale Sir H. Lefroy, precedentemente Direttore dell'Osservatorio di Toronto, ha portato alla conclusione che questa relazione R (10:1) è vera nella media".

Misure più complete di densità della neve (ad esempio Currie 1947; LaChapelle 1962, riprodotto in Doesken e Judson 1997, pag. 15; Power et al. 1964; Super e Holroyd 1997; Judson e Doesken 2000) hanno stabilito che questa regola è inadeguata perché la densità della neve fresca è molto variabile. Infatti, può variare da $10 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, R (100:1), a circa $350 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, R (2,5:1).

Tuttavia, nella maggior parte dei casi in meteorologia, viene ancora applicato in maniera semplicistica il rapporto R (10:1) per determinare la quantità di neve fresca prevista.

DATI ED ELABORAZIONI EFFETTUATE

Per studiare la densità della neve di precipitazione, sono stati utilizzati i dati di 132 stazioni (Fig. 1) nivometeorologiche dei servizi valanghe afferenti all'AINEVA nel periodo 2006-2015 (10 stagioni invernali).

Le stazioni, di tipo tradizionale con osservazioni giornaliere, sono ubicate fra i 650 m di altitudine, stazione di Claut in Friuli Venezia Giulia, e i 2858 m di Cime Bianche in Valle d'Aosta. La quota media è di 1624 m.

Il data base è costituito da misure giornaliere di densità e di altezza della precipitazione nevosa avvenuta, nelle 24 ore, da ottobre a maggio. Gli spessori di neve fresca misurati più frequentemente sono stati (45% del data base) fra i 7 e i 15 cm, seguiti dai 16 e i 24 cm (22%), fra i 25 e i 35 cm (14%) e maggiori di 35 cm (11%) (Fig. 2).

Le misure della densità della neve fresca sono state effettuate fra le ore 7:00 e le ore 9:00 di ogni giorno pesando una porzione di neve nota prelevata con un tubo carotatore della dimensione di $0,5 \text{ dm}^{-3}$ e del diametro di 6 cm (Cagnati, 2003). L'altezza della neve fresca (HN) è stata

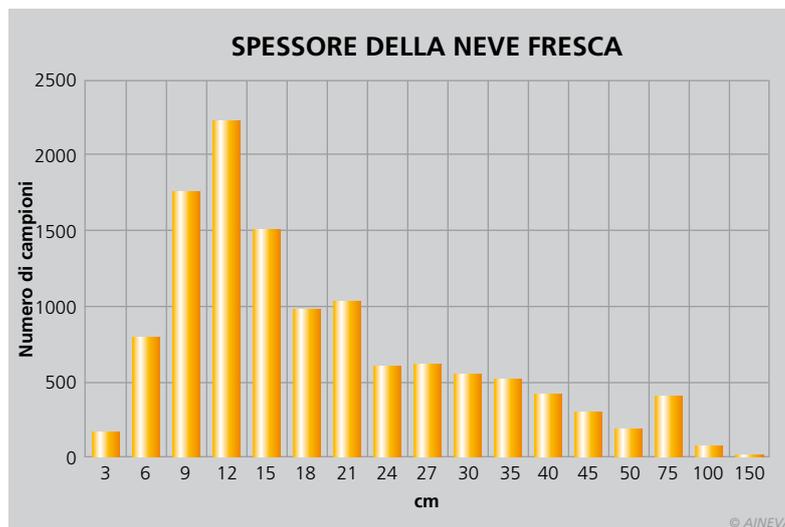


Fig. 2 - Misure di altezza neve fresca disponibili nel data base classificate per classi di spessore di precipitazione.

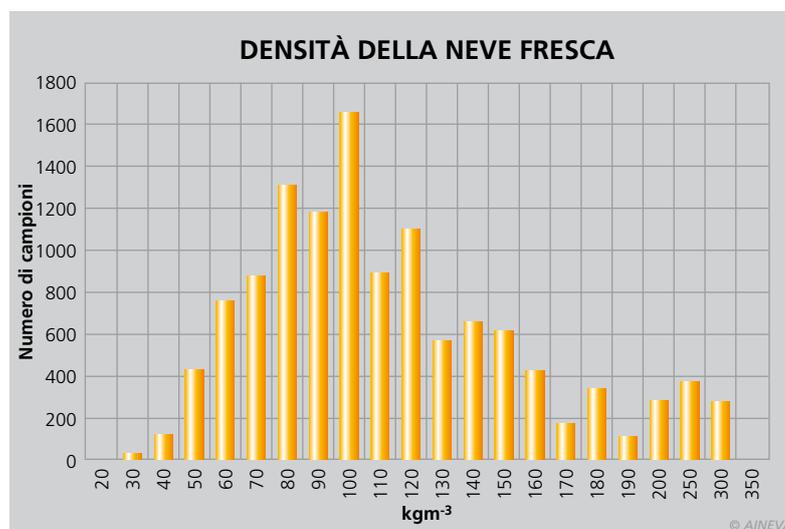


Fig. 3 - Misure di densità di neve fresca disponibili nel data base classificate per classi di densità di precipitazione.

determinata misurando lo spessore di neve caduta in 24 ore su un pannello di riferimento pulito ad ogni rilevamento mattutino (*ibidem*).

Gli effetti della temperatura sulla precipitazione nevosa sono stati indagati utilizzando i valori di temperatura minima (T_{min}) e massima (T_{max}) registrati nelle 24 ore precedenti alla misura della neve fresca.

Inoltre sono state effettuate analisi sulla variabilità della densità della neve di precipitazione, discriminando la tipologia delle condizioni atmosferiche sulla stazione utilizzando i codice di osservazione del campo definito "condizioni del tempo (WW)" del modello di rilevamento MOD1 (*ibidem*) e la "tipologia della superficie della neve (CS)" (*ibidem*).

Sono stati utilizzati tutti i dati di densità del manto nevoso completi del valore di altezza della neve fresca (HN) e della tem-

peratura dell'aria. Non sono stati utilizzati dati parziali.

È stato calcolato il rapporto R (neve:poggia) per tutti i valori di densità disponibili.

In relazione alla temperatura minima (T_{min}), massima (T_{max}) e media (T_{media}) e valore medio fra la temperatura minima e massima), sono state elaborate le rispettive curve di R in relazione alla temperatura dell'aria per la neve di precipitazione di neve asciutta e umida.

Per alcune elaborazioni, sono stati calcolati i valori di riferimento per gruppi montuosi.

RISULTATI

Sono stati elaborati 12112 misurazioni di densità della precipitazione nevosa. I valori variano da un minimo di $25 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ad un valore massimo di $330 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 3). Il valore medio ricavato è di 115 ± 49 (me-

diana = $100 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) che corrisponde ad un rapporto neve/pioggia R (8,7:1); i valori di densità compresi fra il 1° e il 3° quartile sono rispettivamente di $80 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e $140 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 4).

I dati sono stati aggregati per gruppo montuoso secondo la suddivisione utilizzata dai servizi valanghe regionali, in modo da evidenziare le variazioni locali. La densità media più elevata è stata determinata nella fascia delle Prealpi trentino-venete con $130 \pm 54 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Fig. 5) e in tutto il settore più orientale delle Alpi, caratterizzato anche da montagne più basse rispetto al settore occidentale. Nelle Prealpi e Alpi Carniche, i valori di densità media ricavati sono stati fra i $138 \pm 66 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e i $142 \pm 50 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e nelle Alpi Giulie di $133 \pm 55 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Fig. 4 - Caratteristiche statistiche del data base delle misure di densità della neve fresca disponibili.



Fig. 5 - Boxplot delle misure di densità suddivise per gruppo montuoso.

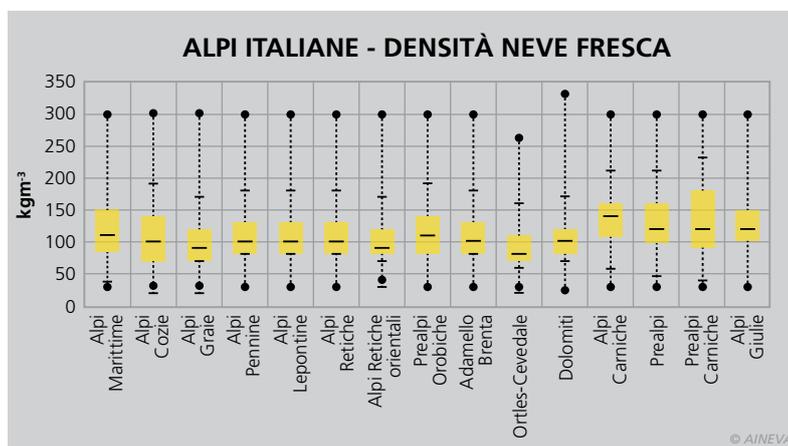
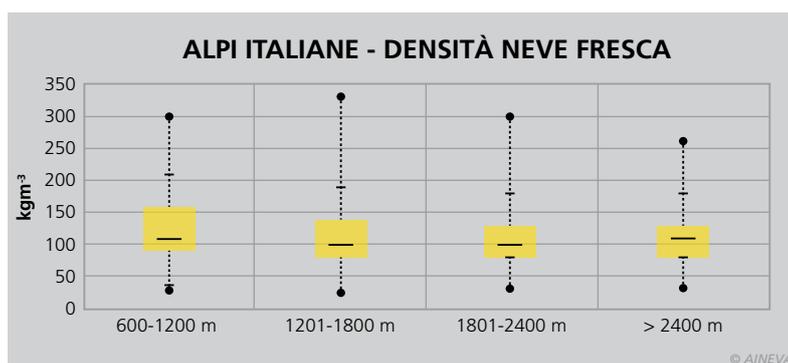


Fig. 6 - Boxplot delle misure di densità suddivise per fascia altimetrica.



Nelle Alpi Marittime come nelle Prealpi Orobiche, la densità della neve fresca è superiore al valore medio con $122 \pm 50 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Le nevi a minor densità sono state rilevate nei settori più in quota e lontani dalla fascia prealpina che è più vicina al mare. Nelle Alpi Graie (alto Piemonte e Valle d'Aosta occidentale) la densità media calcolata è stata di $100 \pm 43 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, nelle Alpi Retiche settentrionali (alta Lombardia) di $99 \pm 34 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, nel gruppo Ortles - Cevedale di $97 \pm 41 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e nelle Dolomiti (Veneto e Trentino orientale) è stata di $103 \pm 38 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Sulla base di questi risultati è stato possibile distinguere 4 grandi aree climatiche con le stesse caratteristiche:

- 1) Zona A, definita di sollevamento orografico per la sua vicinanza con il mare (Alpi Marittime) o per la posizione geografica rispetto ai flussi perturbati sud occidentali (Prealpi Orobiche); quota media delle stazioni = 1397 m , densità media $121 \pm 52 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$;
- 2) Zona B, definita di transizione fra la zona A di sollevamento orografico e le aree più settentrionali delle Alpi e for-

mata da Alpi Cozie, Pennine, Lepontine, Retiche, Adamello, quota media delle stazioni = 1751 m , densità media $111 \pm 45 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$;

- 3) Zona C, definita continentale, per la maggior lontananza dal mare e per essere dislocata principalmente lungo o nelle vicinanze della cresta settentrionale delle Alpi, formata da Alpi Graie, Retiche orientali, Gruppo Brenta-Cevedale e Dolomiti; (quota media delle stazioni = 1877 m), densità media $102 \pm 46 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$;
- 4) Zona D, definita delle Alpi orientali, che riunisce molte caratteristiche della zona A (Prealpi Trentine), della zona B (Alpi e Prealpi Carniche) e C (Alpi Giulie) ma con valori elevati di densità omogenei; quota media delle stazioni = 1271 m , densità media $134 \pm 57 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Le 4 aree sono caratterizzate da una diversità della quota media delle stazioni disponibili che rispecchiano anche la quota media dell'area geografica che rappresentano. Le Alpi orientali hanno una quota media inferiore alle Alpi della cresta di confine (es. Alpi Graie). Inoltre nelle 4 zone sono diversi i flussi perturbati che determinano i maggiori apporti nevosi: sud occidentale nella zona A, sud orientale nella zona D, per lo più settentrionali nella zona C, mentre per la zona B gli apporti sono pressoché omogenei (Latini, 1986).

Questa caratterizzazione meteorologica evidenzia che i flussi meridionali rispecchiano nevi "più pesanti" e quindi più calde, mentre i flussi settentrionali, generalmente più freddi, apportano nevi "più leggere".

A conferma di questa caratterizzazione geografica legata anche alla morfologia del territorio, i valori calcolati per fascia altimetrica evidenziano una diminuzione della densità con la quota, come già dimostrato da Roebber et al., (2003) e da Ware et al. (2005). Nella fascia altimetrica più bassa, $600 - 1200 \text{ m}$ di quota, la densità media è di $131 \pm 62 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, fra i 1200 e i 1800 m $114 \pm 51 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, fra i 1800 e i 2400 m di $111 \pm 44 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ e di $109 \pm 36 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ alle quote più elevate ($2400 - 3000$

m) (Fig. 6).

Per quanto riguarda la variazione stagionale dei valori di densità della precipitazione nevosa, i valori si abbassano da novembre a febbraio (da $128 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ a $105 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) per poi aumentare in primavera ($127 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ nel mese di aprile) come osservato anche da Dubé (2003) (Fig. 7). Il coefficiente di correlazione con la temperatura media mensile delle Alpi italiane (Valt e Cianfarra, 2003) è da dicembre ad aprile di $r^2=94$. Nel mese di novembre non si riscontra un'elevata correlazione.

NEVE FRESCA AL SUOLO ASCIUTTA E UMIDA

Utilizzando le osservazioni effettuate nei campi neve (MOD1 AINEVA, Cagnati 2003), è stato possibile distinguere fra le misure di densità della neve di precipitazione asciutta da quelle di neve umida. Per effettuare questa selezione sono state separate le osservazioni di "pioggia sulla neve fresca" (prima cifra 8 nella misura della neve fresca) e le misure con le condizioni meteorologiche di pioggia al momento dell'osservazione (campo WW, codici dal 60 al 69 che esprimono varie intensità della pioggia).

Nel primo caso, sono state individuate 461 giornate e nel secondo caso 149 per un totale di 612 misure, pari al 5% del totale delle osservazioni disponibili. Per questo campione di dati di "neve fresca con pioggia" il valore medio è risultato di $178 \pm 68 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. I casi sono 200 nella zona D delle Alpi orientali, 191 nella zona A, 139 nella zona B e solo 81 nella zona C più continentale e settentrionale.

Utilizzando sempre le osservazioni nei campi neve, sono state raggruppate le misure di neve fresca definite di neve umida ma non caratterizzate da episodi di pioggia ma dovute presumibilmente per l'aumento della temperatura dell'aria dopo la precipitazione nevosa (codice 2 dell'osservazione CS - caratteristiche superficiali della neve). Si tratta di oltre 1500 misure (298 nella zona A, 592 nella zona B, 285 nella zona C, e 398 nella zona D), pari al 13% del campione le misure, in

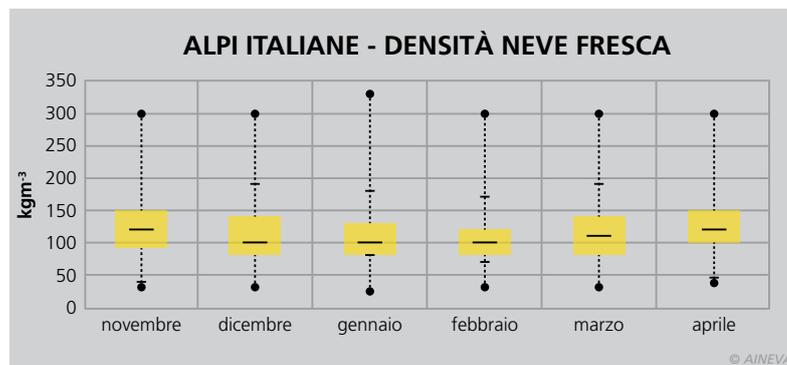


Fig. 7 - Boxplot delle misure di densità suddivise per mese.

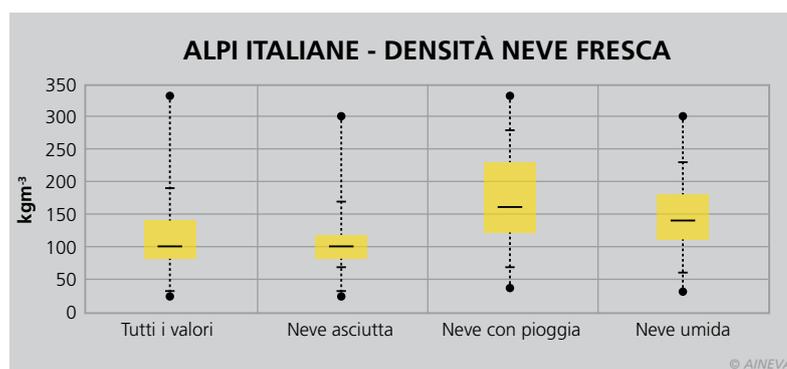


Fig. 8 - Boxplot delle misure di densità suddivise per tipologia di neve.

cui valore medio, è stato individuato di $153 \pm 58 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Il campione di misure rimanente costituisce sono le misure di densità in neve asciutta ed è formato da 9893 misure (82%). Il valore di densità medio risultante è stato di $104 \pm 40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, con poca differenziazione altimetrica ($103\text{-}106 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) (Fig. 8).

Nelle diverse aree, anche per la neve asciutta, viene rispecchiata una differenziazione.

- 1) Zona A di primo sollevamento orografico = $109 \pm 40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$
- 2) Zone B delle Alpi di transizione = $103 \pm 40 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$
- 3) Zone C delle Alpi più continentali = $95 \pm 32 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$
- 4) Zone D delle Alpi orientali = $117 \pm 44 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Questa diversità areale dei valori, conferma la differenziazione geografica e un andamento locale della precipitazione nevosa, frequentemente più umida nelle aree orientali e più secca e leggera lungo la cresta di confine che è più distante dal mare, ha una quota media più elevata, ha le vette delle Alpi più elevate ed è maggiormente interessata da flussi perturbati settentrionali.

RAPPORTO R (NEVE:PIOGGIA) E TEMPERATURA DELL'ARIA

Per l'analisi del rapporto R (neve:pioggia) sono stati utilizzati i valori di temperatura massima (T_{max}), media (T_{media}) come media fra la minima e la massima e la temperatura minima (T_{min}).

Per ogni misura di densità della neve fresca effettuata al mattino sono disponibili i valori di temperatura dell'aria minima (T_{min}) e massima (T_{max}) nelle 24 ore precedenti. Le misure di temperatura sono indipendenti rispetto alla durata della nevicata. Le misure non sono quindi relative al tempo esclusivo della nevicata ma rappresentano gli estremi nelle 24 ore e quindi possono rappresentare dei valori misurati durante delle interruzioni delle precipitazioni, prima del suo inizio o anche alla fine. Non sono disponibili, per questo data base, misure di temperatura dell'aria con un dettaglio maggiore.

Il rapporto R (neve:pioggia) con la temperatura massima dell'aria (T_{max}), misurata nelle 24 ore, ha un coefficiente di correlazione $r^2=0,92$ (Fig.9). Il range di temperatura varia fra i $-17 \text{ }^\circ\text{C}$ e i $+11 \text{ }^\circ\text{C}$. Il 47% delle misure sono con una temperatura compresa fra gli $0 \text{ }^\circ\text{C}$ e i $-5 \text{ }^\circ\text{C}$, il 41% fra

Fig. 9 - Grafico temperatura massima dell'aria e misure di densità.

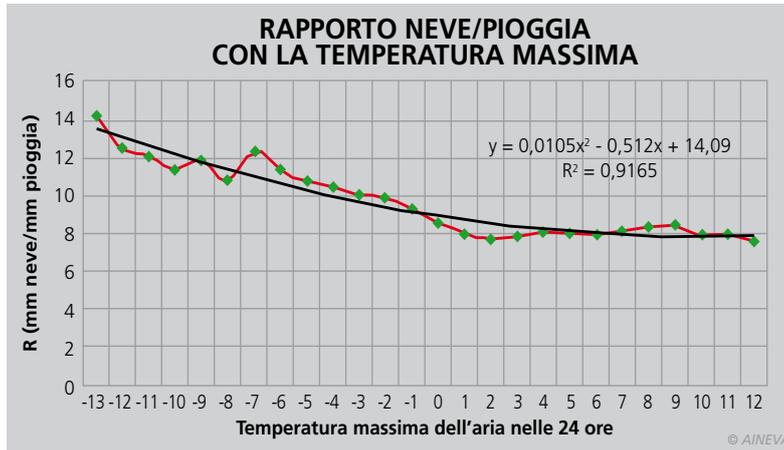


Fig. 10 - Grafico temperatura massima e media dell'aria e misure di densità.

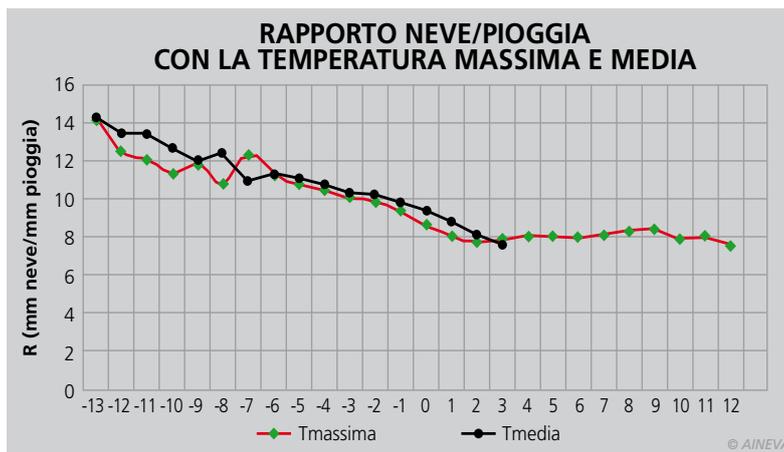


Fig. 11 - Grafico temperatura minima dell'aria e misure di densità.

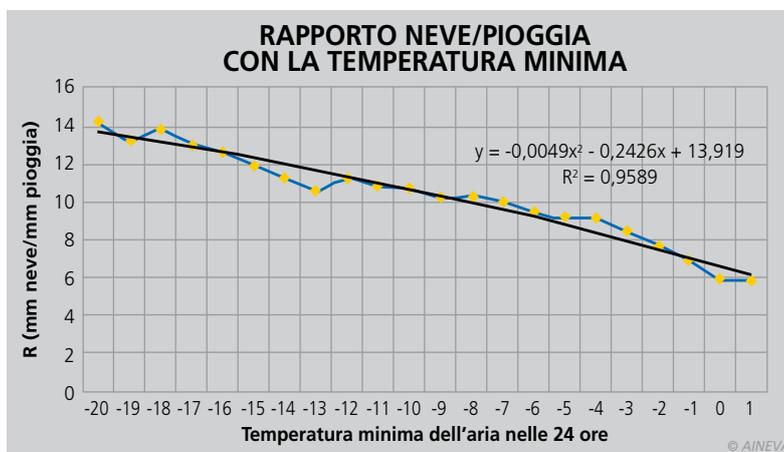
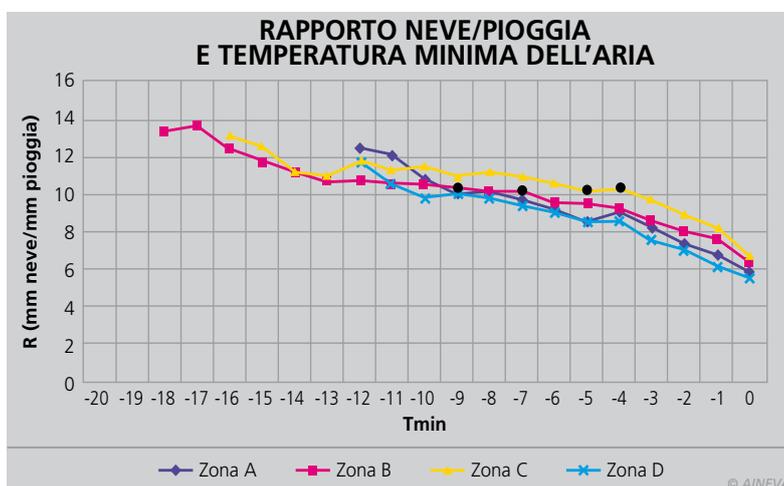


Fig. 12 - Grafico temperatura minima dell'aria e misure di densità differenziate per le 4 zone omogenee.



+5 °C e +1 °C, il 6% con temperature superiori a +5 °C e l'8% delle misure con una temperatura massima inferiore ai -6 °C. Il rapporto R (10:1) è intorno ai -3 °C di temperatura massima (T_{max}) giornaliera. Fra i +2 °C e i -7 °C, (R) aumenta in modo lineare per poi proseguire similmente fra i -7 °C e temperature più fredde. In questo *range* di basse temperature (-7 °C / -20 °C), il valore più basso di (R) è causato da frequenti nevicate ad alta densità delle aree delle Alpi orientali, Alpi Marittime e Prealpi Oroliche. Dalla temperatura di +2 °C, (R) si assesta su valori oscillanti di R (8,3-7,8:1) ad indicare che oltre una certa soglia, la temperatura massima non è più significativa per una variazione di R.

La curva di R ricavata con le temperature massime (T_{max}), ha lo stesso andamento di quella relativa alla temperatura media dell'aria (T_{media}) con un coefficiente di correlazione $r^2=0,93$. Le elaborazioni evidenziano simili soprattutto nel *range* di temperatura -6 °C / +4 °C ($r^2=0,97$).

Invece la curva di R realizzata con le temperature minime (T_{min}), si discosta dalle precedenti. La maggior parte delle misure di precipitazione (47%) sono state effettuate con una temperatura minima (T_{min}) dell'aria fra 0 °C / -4 °C, il 39% fra -5 °C / -9 °C, il 12% fra -10 °C / -14 °C, il 2% a temperature minime inferiori ai -14 °C e il rimanente 2% con una temperatura minima leggermente positiva (Fig.10). Le poche osservazioni a temperature minime inferiori ai -20 °C non sono state utilizzate.

Il rapporto standard di R (10:1) in relazione alla temperatura minima dell'aria (T_{min}) è intorno ai -7 °C. La correzione in questo caso è di $r^2=0,96$. Anche questa curva presenta una discontinuità nel suo andamento. Fra le temperature di -12 °C e i -13 °C c'è una netta variazione di (R) dovuto, alle nevi ad elevata densità di alcune aree, come per la curva realizzata con le T_{max} .

Il rapporto R (10:1) varia con una temperatura minima (T_{min}) diversa per area geografica: nelle aree più continentali (zona C) viene raggiunto e superato ad

una minima di $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ / $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, nelle aree di primo innalzamento orografico (zona A) e di transizione (Zona B) ad una temperatura minima di $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ / $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ e nelle Alpi orientali (zona D) a $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ / $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 11). Questo comporta, a parità di precipitazioni nevose espresse in mm di acqua equivalente, apporti di spessore di neve maggiore nelle aree più continentali e minori nelle Alpi orientali.

CONCLUSIONI

Con l'analisi dei dati disponibili, relativi a 10 anni di misure di densità della neve fresca presso le stazioni nivometeorologiche, è stato possibile definire alcune caratteristiche della precipitazione nevosa per le Alpi meridionali. La densità media calcolata, delle oltre 12000 misure disponibili, è stata di $115\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, pari ad un rapporto neve/pioggia di R (8,7:1) che può essere assunto come valore di riferimento generale per le Alpi italiane. L'analisi dei dati ha evidenziato differenze altitudinali, con nevi densità maggiori alle basse quote, $132\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (600-1200 m), e minori alle quote maggiori, $109\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (oltre i 2400 m). Viene confermato che la densità della neve fresca varia in funzione della stagione con una precipitazione nevosa più leggera nel mese di febbraio ($105\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) rispetto ai mesi di inizio e fine inverno ($128\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Inoltre, è stata individuata una differenziazione geografica per 4 grandi zone delle Alpi meridionali: le Alpi orientali, le zone più settentrionali-cresta di confine, le Alpi Marittime e le Prealpi Orobiche e le zone di transizione. La densità varia dai $95\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ delle zone settentrionali ai $117\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ delle Alpi orientali. Il rapporto neve/pioggia varia in relazione alla temperatura e in maniera più evidente dei valori di minima (T_{min}) nelle 24 ore rispetto ai valori di temperatura massima (T_{max}) e media (T_{media}) che hanno andamenti molto simili. Questa diversificazione è anche riscontrabile nelle 4 zone individuate dove R (10:1) viene raggiunto a temperature di $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ / $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ nelle zone settentrionali e $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ nelle Alpi orientali.

Bibliografia

- Cagnati A., (2003). Sistemi di misura e metodi di osservazione nivometeorologici. AINEVA, Trento, 186 pp.
- Cagnati A., M. Valt, R. Casacchia e R. Salvatori, (2003). Snow Cover in Antarctica: Physical and Morphological Features of Surface Layers. Terra Antarctica Reports n.8, 5- 10
- Cianfarra P. e M. Valt, (2014). Monitoraggio dell'equivalente in acqua della neve da dati MODIS. Il caso dell'Alto Piave. Neve e valanghe, n.83, 28-34
- Colombo T. e S. Vergari (2006). Le precipitazioni nevose in Italia. Rivista di Meteorologia Aeronautica, n. 2006-2, 11-21
- Currie B. W., (1947). Water content of snow in cold climates. Bull. Amer. Meteor. Soc., 28, 150-151
- Doesken N. J. e A. Judson, (1997). The Snow Booklet: A Guide to the Science, Climatology, and Measurement of Snow in the United States. Colorado State University, Department of Atmospheric Science, 86 pp.
- Dubé, I., (2003), From mm to cm... Study of snow/liquid water ratios in Quebec region MSC – Quebec, pp.127, http://www.meted.ucar.edu/norlat/snowdensity/from_mm_to_cm.pdf
- Huntington, T.G., (2005). The Density of Falling Snow in New England, 1949–2001, Proceedings of 62nd Eastern Snow Conference Waterloo, ON, Canada 2005, 287-297
- Judson A. e N. Doesken, (2000). Density of freshly fallen snow in the Central Rocky Mountains. Bull. Amer. Meteor. Soc., 81, 1577-1587
- LaChapelle E. R., (1962). The density distribution of new snow. USDA Forest Service, Wasatch National Forest, Alta Avalanche Study Center, Project F, Progress Report No. 2, Salt Lake City, Utah, 13 pp.
- Latini A., (1986). Distribuzione delle nevicate sulle Alpi e tipi di tempo. Neve e valanghe, n.3, 8-19
- McGurk B., Azuma D., Kattelmann R., (1988). Density of new snow in the Central Sierra Nevada. Presented in the Western Snow Conference, April 19.21, 1988, Kalispell. MT.
- Meteomont, (2009). Codice Meteorivometrico. Corpo Forestale dello Stato, Roma, 14 pp.
- Monti F., M. Valt, P. Cianfarra e D. Moro, (2012). Physical properties of snow cover in Alps: insight from the Davos area (Switzerland) and Veneto-Friuli Venezia Giulia regions (Italy). Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-12471, 2012
- Potter J. G., (1965). Water content of freshly fallen snow. CIR-4232, TEC-569, Meteorol. Branch, Dept. of Transport, Toronto, ON, Canada, 12 pp.
- Power, B.A., P.W. Summers e J. d'Avignon (1964). Snow crystal form and riming effects ad related snowfall density and generale storm conditions. J.Atmos.Sci, 21, 300-305
- Roebber P. J., S. L. Bruening, D. M. Schultz e J. V. Cortinas Jr., (2003). Improving snowfall forecasting by diagnosing snow density. Wea. Forecasting, 18, 264-287
- Simeral, D. B., (2006) .New Snow Density Across An Elevational Gradient in the Park Range of Northwestern Colorado. Master's thesis, Northern Arizona University, Flagstaff, AZ, pp 100.
- Super A. B. e E. W. Holroyd III, (1997). Snow accumulation algorithm for the WSR-88D radar: Second annual report. U.S. Dept. of Interior, Bureau Reclamation Tech. Rep. R-97-05, Denver, CO, 77 pp. [Available from National Technical Information Service, Operations Division, 5285 Port Royal Road, Springfield, VA 22161.]
- Valt M. e A. Cagnati, (2005). Stima della densità della neve. Neve e Valanghe n. 55.
- Valt M. e D. Moro, (2009). Average snowcover density in eastern Alps Mountain. Geophysical Research Abstract- Vol. 11, EGU 2009-5289-2009
- Valt M., P. Cianfarra, A. Cagnati, I. Chiambretti e D. Moro, (2010). Estimate of snow density knowing grain shape and hardness . Geophysical Research Abstract. Vol. 12, EGU 2010-12217-2010
- Valt M., Cianfarra P. (2013). Variazioni climatiche e manto nevoso sulle Alpi italiane. Neve e valanghe n. 80, 12-19
- Valt M, R. Salvatori, J. Gabrieli, (2013). Snowpack Characteristics of Brøggerhalvøya, 11th Ny-Ålesund Science Managers Committee Seminar, National Research Council of Italy, Rome, 9 -11, October 2013, Abstracts, ISSN 2239-5172, pp. 113
- Valt M., I. Chiambretti, P. Dellavedova, (2014). Fresh snow density on the Italian Alps. Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2014-9715, 2014 Convegno: EGU General Assembly 2014, 27 aprile – 2 maggio 2014 (ISSN 1607-7962)
- Ware E., D. Schultz e H. Brooks, (2006). Improving Snowfall Forecasting by Accounting for the Climatological Variability of Snow density. Weather and Forecasting, 21(1), 94-103

INDAGINI RADAR per lo STUDIO delle CARATTERISTICHE ENDOGLACIALI del GHIACCIAIO dei FORNI in ALTA VALTELLINA

Matteo Fioletti e

Luigi Bonetti

ARPA Lombardia,
Centro Nivometeorologico, Bormio SO
m.fioletti@arpalombardia.it

**Claudio Smiraglia e
Guglielmina Diolaiuti**

Università degli Studi di Milano,
Dipartimento di Scienze
della Terra "A. Desio", Milano

**Carlo Breganze,
Moreno Dal Toso e**

Lorenzo Facco

TERR.A.IN Snc, Cittadella PD

Nel settore superiore della lingua orientale del Ghiacciaio dei Forni (Alta Valtellina, Gruppo dell'Ortles-Cevedale) sono stati realizzati nell'ottobre 2015 rilievi geofisici con metodologia GEORADAR per indagare le caratteristiche endoglaciali in corrispondenza di una serie di crepacci concentrici e di una zona di lieve subsidenza.

Sono state condotte due tipologie di rilievi: rilievi con georadar multicanale (frequenza centrale 200-600 MHz) attraverso l'accoppiamento a sistema di georeferenziazione mediante strumentazione satellitare e rilievi topografici GNSS in modalità *Base Rover*. Per questa tipologia di misure il caposaldo di riferimento è stato materializzato in prossimità delle stazioni automatiche AWS, presenti a margine dell'area interessata dal rilievo.

La costante dielettrica dei materiali presenti ha permesso di verificare la presenza di una forte attenuazione del segnale a partire da una profondità di 20-25 m. In questa zona "critica" si verifica verosimilmente un repentino aumento del contenuto in acqua, che provoca un conseguente incremento della conduttività.

Sulla base di quanto emerso dalle indagini, il notevole incremento del contenuto in acqua a tale livello è, allo stato attuale, l'unica ipotesi sostenibile e potrebbe essere collegato alla subsidenza in atto e alla crepacciatura.



INTRODUZIONE

Il monitoraggio degli apparati glaciali ha assunto negli ultimi anni un notevole interesse a livello scientifico sia dal punto di vista teorico che applicativo. La criosfera infatti, e in particolar modo i ghiacciai delle catene montuose, costituiscono

gli indicatori più pronti e affidabili delle variazioni climatiche globali in atto. Dal punto di vista applicativo rappresentano poi una risorsa idrica, energetica e turistica di crescente importanza. A questo si aggiungano le rapide trasformazioni che stanno modificando gli ambienti di

alta montagna in relazione all'intensa riduzione delle masse glaciali in atto e che in alcuni casi hanno provocato e possono provocare eventi classificabili come pericolosità e rischio ambientale (Mortara, 2013). Fra questi si possono ricordare: gli accumuli recenti di sedimenti glaciali, talora con lenti di ghiaccio residue, che per fusione rapida o precipitazioni intense possono dare origine a colate di fango e detriti; le variazioni dei parametri geometrici e dinamici delle masse glaciali che possono provocare crolli di frammenti o di intere porzioni di ghiacciaio; accumuli di acque di fusione sulla superficie, all'interno o alla base dei ghiacciai con possibilità di rapido rilascio e quindi formazione di GLOF (*Glacial Lake Ouburst Flood*) (Huggel et al., 2002) e *jökulhaupt* (Björnsson, 2010).

Alcuni di questi fenomeni, soprattutto l'accumulo di acque di fusione all'interno o alla base dei ghiacciai, possono essere indagati principalmente con metodi geofisici, in particolare con l'utilizzo di metodologie di tipo GEORADAR, tecniche ormai diffuse e sviluppate anche in ambito glaciologico (Goodman, 1975; Plewes e Hubbard, 2001; Zirizzotti et al., 2009). Nel presente articolo si vogliono fornire alcune informazioni preliminari su rilievi effettuati sul Ghiacciaio dei Forni (Lombardia, Alta Valtellina) volti ad indagare le caratteristiche interne di un settore del ghiacciaio.

IL GHIACCIAIO DEI FORNI

Il Ghiacciaio dei Forni con una superficie di 11,34 km² (Smiraglia et al., 2015) è il più vasto apparato vallivo delle Alpi Italiane e si trova nel gruppo dell'Ortles-Cevedale, il settore delle Alpi italiane maggiormente glacializzato. L'apparato glaciale, che si estende in un intervallo altitudinale compreso fra i 2500 m e i 3670 m, è costituito (o meglio era costituito fino al 2015) da tre bacini collettori che formavano altrettante lingue confluenti in un'unica grandiosa colata. I bacini sono circondati da una sequenza di cime ("Le 13 Cime"), fra le quali per al-

Fig. 1 - Localizzazione dell'area dei rilievi RADAR (da BING Map)



Fig. 2 - Dettaglio dell'area dei rilievi con evidenti crepacci circolari (foto G. Cola).



Fig. 3 - Area dei rilievi nell'ottobre 2015.



tezza spiccano il San Matteo (3678 m), il Vioz (3645 m) e il Palon de la Mare (3703 m). Il Ghiacciaio dei Forni è certamente uno degli apparati più studiati delle Alpi italiane; da circa un decennio vi è collocata anche una stazione meteorologica automatica (AWS) i cui dati sono utilizzati per lo studio delle relazioni fra microclima della superficie del ghiacciaio e quello delle aree circostanti, per la calibrazione e validazione dei modelli di bilancio energetico e per la verifica delle grandezze derivate dalle immagini satellitari, in particolare l'albedo (Citterio et al., 2007; Senese et al., 2012a; 2012b; 2014).

L'evoluzione recente del ghiacciaio ben s'inquadra in quella di tutto il glacialismo italiano e alpino. Dalla seconda metà del XIX secolo infatti è in atto una fase di accentuata contrazione che ha portato i ghiacciai alpini a perdere circa il 35% della loro superficie fra il 1850 e gli anni '70 del XX secolo e del 50% fino al 2000. I ghiacciai del gruppo Ortles Cevedale, settore lombardo, in particolare hanno visto una riduzione della loro superficie tra il 1954 e il 2007 di circa il 40% (D'Agata et al., 2014). La superficie del Ghiacciaio dei Forni è passata dai 17,80 km² alla fine della Piccola età glaciale (LIA, circa 1860) agli 11,34 km² nel 2007, con una perdita complessiva di superficie di -36,2%. Nello stesso periodo la fronte è arretrata di circa 2 km lineari (Diolaiuti e Smiraglia, 2010).

Questa evoluzione è stata accompagnata da una serie di profonde trasformazioni ambientali, come frammentazione della fronte, collassi di zone laterali del ghiacciaio, apertura di crepacci di notevoli dimensioni, formazione di caverne e di falesie e loro successivi crolli, emersione di bozze rocciose, crolli e colate detritiche dalle morene laterali, incremento della copertura detritica superficiale con inversione del rilievo ad opera dell'ablazione differenziale, collasso di porzioni di lingua e creazione di laghi effimeri subglaciali o di contatto glaciale, separazione delle lingue che ha provocato l'isolamento del bacino orientale (Tognini, 2008; Diolaiuti e Smiraglia, 2010). Durante l'estate 2015, oltre alla continuazione dei fenomeni sopra indicati, si è osservata la formazione di una serie di crepacci circolari grossolanamente concentrici nel settore superiore della lingua orientale che davano luogo a una leggera subsidenza al di sotto della fascia rocciosa emersa negli ultimi anni, che ha separato la seraccata proveniente dal bacino orientale (Monte Vioz) dalla lingua corrispondente (Figg. 1, 2, 3, 4).

OBIETTIVI E METODOLOGIE

Per ottenere informazioni su quest'ultimo fenomeno (crepacci circolari e subsidenza) e sulle sue caratteristiche endoglaciali, nell'autunno 2015 il Centro Nivometeorologico di ARPA Lombardia, in

collaborazione con la ditta Terrain Snc ha svolto una campagna di indagini geofisiche, avendo come principali obiettivi:

- la verifica della presenza di una cavità sottoglaciale e in caso affermativo la valutazione della sua geometria;
- la valutazione della presenza di acqua all'interno della cavità endoglaciale, se confermata;
- la possibilità di rilevare e mappare il substrato roccioso.

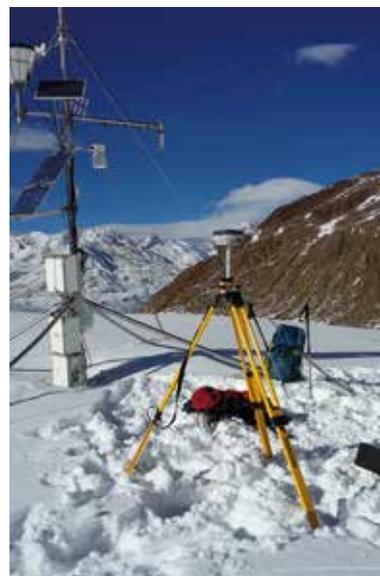
Nello specifico sono stati condotti due tipologie di indagini di terreno:

Rilievi topografici GNSS

Rilievi effettuati con strumentazione SOKKIA GRX1 e TOPCON GR5, in modalità *Base Rover*, centrata in prossimità delle stazioni automatiche (Fig. 5). In particolare i rilievi topografici sono stati condotti al fine di ubicare e modellare correttamente le indagini geofisiche effettuate con metodologia georadar (vedi paragrafo seguente).

Rilievi georadar

Sono stati utilizzati un georadar multicanale con frequenza centrale 200-600 MHz (georadar IDS STREAM X a 8 antenne a 200 MHz, di larghezza pari a 1 m) e uno monocanale con frequenza centrale 100 MHz (GSSI TerraSIRch SIR System-3000) con accoppiamento in continuo al sistema di georeferenziazione mediante strumentazione satellitare (Figg. 6 e 7).



Da sinistra:

Fig. 4 - Seraccata del Monte Vioz, interrotta dall'estate 2015.

Fig. 5 - Base Rover nel corso dei rilievi di ottobre 2015.

In totale sono state acquisite 11 sezioni radar per circa 1200 m complessivi lineari (Fig. 8).

Ogni singola scansione radar è stata sottoposta ai necessari filtri (*background removal, vertical bandpass filter, etc.*) al fine di una loro migliore interpretabilità. Successivamente si sono abbinati i dati geometrici della topografia in modo da ubicare correttamente le riflessioni. Per la trasposizione da tempo a profondità è stata utilizzata la velocità di 0,168 m/ns.

RISULTATI

Le condizioni dielettriche del ghiaccio hanno permesso di ottenere risultati leggibili fino a circa 20-25 m dal piano campagna, al di sotto si entra in un dominio fortemente conduttivo (individuabile in

tutte le scansioni radar), probabilmente per la presenza di ghiaccio misto ad acqua e a materiali fini e/o per importanti quantità d'acqua.

Dall'analisi dei dati radar si può pertanto ipotizzare la presenza di due domini sovrapposti a comportamento dielettrico differente, il primo superficiale di natura mediamente resistiva dei materiali presenti (ghiaccio e detriti sparsi), il secondo fortemente conduttivo (presenza di acque e/o materiale fine), che ha limitato la profondità d'investigazione consentendo la propagazione coerente dell'energia EM entro i primi 20-25 m.

All'interno dello strato resistivo sono individuabili strutture riconducibili a deformazioni fragili (crepacci) e duttili (foliazioni) che interessano lo spessore superiore

del ghiacciaio (in quanto danno origine ad evidenti riflettori), evidenziate dalla presenza dei crepacci circolari e pseudo-concentrici sulla superficie e dalla subsidenza in atto.

Tali morfologie divengono progressivamente meno evidenti al passaggio, intorno ai 20-25 m di profondità, da strato resistivo a strato conduttivo (Figg. 9 e 10).

Questa zona "critica" è presumibile sia caratterizzata da un repentino aumento del contenuto in acqua, che provoca un conseguente incremento della conduttività. Le onde elettromagnetiche subiscono pertanto una forte attenuazione e dissipazione, che riduce drasticamente la profondità d'investigazione, non permettendo una reale comprensione della geometria e della struttura della parte più profonda del ghiacciaio.

Sulla base di quanto emerso dalle indagini georadar, il notevole incremento del contenuto in acqua alla suddetta profondità critica è, allo stato attuale, l'unica ipotesi sostenibile e potrebbe essere collegato all'instaurarsi dei fenomeni superficiali descritti.

Con la tipologia di radar adottato non è stato possibile accertare la presenza di un vero e proprio lago effimero subglaciale e la stima delle sue dimensioni oppure di una tasca d'acqua endoglaciale o di ghiaccio imbevuto di acqua. A proposito di quest'ultima possibilità è noto che il ghiaccio temperato con inclusioni di acqua allo stato liquido determina zone di forte *scattering* dei segnali (Bamber, 1988; Hamran et al., 1996); va inoltre sottolineato che un altro fattore limitante dei rilievi RADAR è la presenza, come nel caso specifico, di vaste aree crepacciate (Dowdeswell et al., 1984; Huss et al., 2008).

Saranno quindi necessari altri rilievi multidisciplinari (glaciologici, geofisici, glaciopedologici) sia per chiarire queste ipotesi, sia per indagare le relazioni fra la presenza dell'acqua e i fenomeni superficiali, sia soprattutto per formulare scenari sulla loro evoluzione morfologica e idrologica (lenta subsidenza o formazione rapida di un "calderone del ghiacciaio" o "dolina glaciale").



Fig. 6 e 7 - Strumentazione IDS STREAM X a 8 antenne a 200 MHz ed esecuzione rilievi.



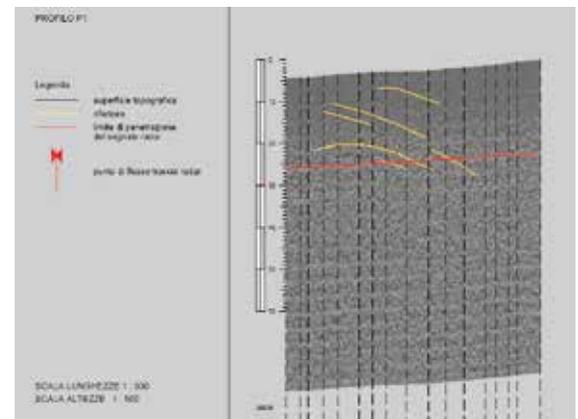
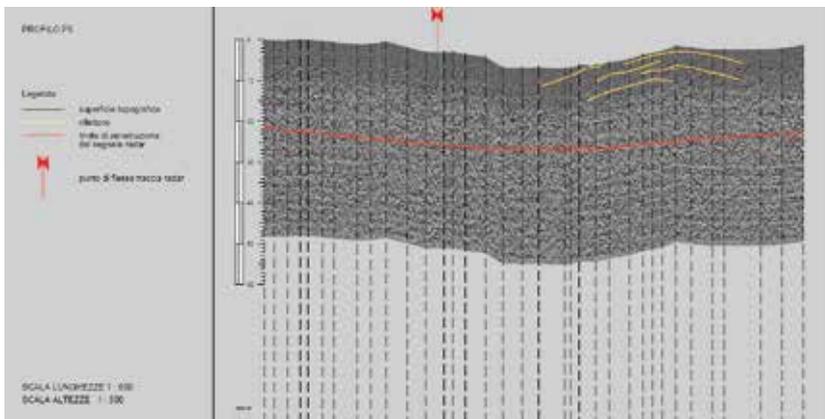


Fig. 8 - Ubicazione dei profili radar e localizzazione dei riflettori.

Sotto da sinistra:

Fig. 9 - Profilo P5 - Sezione Georadar - in evidenza i riflettori legati alle deformazioni del ghiacciaio (in giallo) e il limite di penetrazione del segnale radar.

Fig. 10 - Profilo P1 - Sezione Georadar - in evidenza i riflettori legati alle deformazioni del ghiacciaio (in giallo) e il limite di penetrazione del segnale radar.



Bibliografia

- Bamber J.L. (1988) - Enhanced radar scattering from water inclusions in ice. *Journal of Glaciology*, 35 (118).
- Björnsson H. (2010). Understanding jökulhlups: from tale to theory. *Journal of Glaciology*, 56 (200), 1002-1010.
- Citterio M., Diolaiuti G., Smiraglia C., Verza Gp. e Meraldi E. (2007) - Initial results from the Automatic Weather Station (AWS) on the ablation tongue of Forni Glacier (Upper Valtellina, Italy) . *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 141-151.
- D'Agata C., Bocchiola D., Maragno D., Smiraglia C. e Diolaiuti G.A. (2014) - Glacier shrinkage driven by climate change in the Ortles-Cevedale group (Stelvio National Park, Lombardy, Italian Alps) during half a century (1954-2007). *Theoretical Applied Climatology*, 116 (1-2), 169-190 <http://link.springer.com/article/10.1007/s00704-013-0938-5>
- Diolaiuti G. e Smiraglia C. (2010) - Changing glaciers in a changing climate: how vanishing geomorphosites have been driving deep changes on mountain landscape and environment. *Géomorphologie: relief, processus, environnement (GRPE)*, 2, 131-152.
- Dowdesweel J.A., Drewry D.J., Liestol O. e Orheim O. (1984) - Radio echo-sounding of Spitsbergen glaciers: problems in the interpretation of layer and bottom returns. *Journal of Glaciology*, 30 (104), 16-21.
- Goodman R.H. (1975) - Radio Echo Sounding on temperate glacier. *Journal of Glaciology*, 14 (70), 135-142.
- Hamran S., Aarholt E., Hagen J.O. e Mo P. (1996) - Estimation of relative water content in a sub-polar glacier using surface-penetration radar. *Journal of Glaciology*, 42 (142), 533-537.
- Huggel C., Käbb A., Haerberli W., Teyssere P. e Paul F. (2002) - Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. *Can. Geotech. Journal*. 39, 316-330.
- Huss M., Farinotti D., Bauder A. e Funk M. (2008) - Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrol. Process.* 22, 3888-3902.
- Mortara G. (2013) - Un percorso di maturazione culturale sui rischi naturali della criosfera: da Glaciorisk a GlaRiskAlp. *Nimbus*, 69-70, 8-10.
- Plewes L. A. e Hubbard, B. (2001) - A review of the use of radio-echo sounding in glaciology- *Progress in Physical Geography*, 25 (2), 203-236.
- Senese A., Diolaiuti G., Mihalcea C. e Smiraglia C. (2012) - Energy and mass balance of Forni Glacier (Stelvio National Park, Italian Alps) from a 4-year meteorological data record. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 44 (1), 122-134.
- Senese A., Diolaiuti G., Verza GP. e Smiraglia C. (2012a) - Surface energy budget and melt amount for the years 2009 and 2010 at the Forni Glacier (Italian Alps, Lombardy). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 35, 69-77, DOI 10.4461/GFDQ.2012.35.7
- Senese A., Diolaiuti G., Mihalcea C. e Smiraglia C. (2012b) - Energy and mass balance of Forni Glacier (Stelvio National Park, Italian Alps) from a 4-year meteorological data record. *Arctic, Antarctic, Alpine Research*, 44 (1), 122-134.
- Senese A., Maugeri M., Vuillermoz E., Smiraglia C. e Diolaiuti, G. (2014) - Using daily air temperature thresholds to evaluate snow melting occurrence and amount on Alpine glaciers by T-index models: the case study of the Forni Glacier (Italy). *The Cryosphere*, 8, 1921-1933.
- Smiraglia C., Azzoni R.S., D'Agata C., Maragno D., Fugazza D. e Diolaiuti G. (2015) - The evolution of the Italian glaciers from the previous data base to the New Italian Inventory. Preliminary considerations and results. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 38, 79.87.
- Tognini P. (2008) - L'evoluzione delle grotte glaciali del ghiacciaio dei Forni. *Il Grottesco*, 55.
- Zirizzotti A., Urbini S., Cafarella L. e Baskaradase (2009) - Radar Systems for Glaciology. In: Kouermou G. (editor), *Radar Technology*, INTECH, Rijeka.



CORSO DI PROTEZIONE CIVILE PER TECNICI VALANGHE DELLE PROVINCE LOMBARDE

Si è svolto a Bormio (So), presso la sede ARPA del Centro Nivometeorologico del Settore Tutela dai Rischi Naturali, un corso su "Gestione delle problematiche valanghive di protezione civile" per tecnici e operatori delle Province di Bergamo, Brescia e Sondrio.

Il corso di formazione e approfondimento sulle valanghe è stato voluto dalla Scuola Superiore di Protezione Civile della Regione Lombardia, coordinato da Eupolis, e si è tenuto in due moduli, il primo dal 22 al 24 marzo ed il secondo dal 5 al 7 aprile 2016. La direzione tecnica è stata affidata ad AINEVA, l'Associazione Interregionale Neve e Valanghe di cui il Centro Nivometeorologico di Bormio fa parte sin dal 1982, e Direttore del Corso è stato nominato il Dott. Igor Chiambretti, Responsabile Tecnico di AINEVA stessa.

E' stato dedicato ai componenti dei Nuclei Tecnici Operativi Valanghe (NTO) delle province citate, importanti organi sul territorio deputati alla gestione delle criticità e del rischio locale valanghe in aree antropizzate e su vie di comunicazione, e vi hanno partecipato una trentina di allievi, compresi due componenti del Collegio regionale Guide Alpine della Lombardia e due tecnici del Soccorso Alpino della Guardia di Finanza, Enti che collaborano attivamente con il Centro Nivometeorologico di ARPA Lombardia nei rilevamenti per la valutazione della stabilità del manto nevoso. Signifi-

cativa è stata la presenza di quattro tecnici del Dipartimento di Protezione Civile nazionale di Roma, che ha sottolineato l'importanza di questo argomento, molto delicato per la sicurezza invernale dei territori di montagna. Gli argomenti trattati, con l'intervento di istruttori qualificati del Centro Nivometeorologico di ARPA oltre naturalmente all'apporto decisivo del Direttore del corso Dott. Chiambretti, hanno spaziato su vari argomenti attinenti la protezione civile, con approfondimenti su meteorologia alpina, nivologia, metodi di valutazione della stabilità del manto nevoso, indagini per il riconoscimento del terreno valanghivo, variazione spaziale e temporale della stabilità del manto nevoso, cartografia tematica delle valanghe, previsione regionale e locale del pericolo valanghe, gestione della sicurezza valanghe a livello locale regionale e nazionale, aspetti giuridici generali e le norme di settore nazionali e regionali connesse alla gestione del rischio locale valanghe e delle criticità nivometeorologiche, modelli di previsione dell'evoluzione del manto nevoso, tipologie di opere paravalanghe e sistemi di monitoraggio, sicurezza dei lavoratori, tecniche di distacco artificiale e la gestione del distacco, modelli di dinamica delle valanghe, i nuovi approcci alla gestione del pericolo e del rischio locale valanghe. Sono state inoltre effettuate esercitazioni sul campo inerenti le tematiche trattate. Si è concluso con una simulazione a tavolino di una emergenza valanghe, tenuta dal Geologo Dott. Rota,

tecnico valanghe delle Province di Bergamo e Brescia. Sono stati sei giorni particolarmente intensi e proficui per i circa trenta partecipanti, che hanno acquisito molte nozioni teoriche e pratiche per la gestione delle criticità dovute a valanghe sul territorio alpino antropizzato della regione Lombardia.

Alfredo Parolini

SNOW WATER EQUIVALENT: tecniche e strumenti di misura in ambiente alpino, Il interconfronto nazionale, Bormio (SO), 2-3 marzo 2016

La stima del contenuto idrico della neve (Snow Water Equivalent, SWE) a scala regionale, consente di conoscere la quantità totale di acqua allo stato solido immagazzinata nella neve e la sua distribuzione spaziale. Tale parametro riveste notevole importanza nel bilancio idrologico, in quanto rappresenta una riserva idrica che ha capacità di rilascio graduale ed è al tempo stesso un fattore da monitorare nella catena di controllo e di allertamento idrogeologico. Il calcolo del SWE si basa sulla valutazione dell'estensione della copertura nevosa e sulla stima dell'altezza e della densità del manto nevoso effettuata con un modello matematico e riferita all'intero territorio regionale. La distribuzione spaziale dell'altezza della neve si ottiene partendo dalle misure dei nivometri della rete di stazioni nivo-

meteorologiche automatiche gestite in Valle d'Aosta dal Centro Funzionale regionale, a cui si aggiungono specifiche misure manuali di altezza e densità della neve effettuate in siti significativi. Al fine di condividere la conoscenza di metodi e strumenti di misura del SWE e di realizzare un confronto sui metodi di stima dello stato e dell'evoluzione della neve, il centro Nivometeorologico di ARPA Lombardia e l'ARPA Valle d'Aosta hanno organizzato un incontro tecnico destinato ai diversi operatori che, a vario titolo, si interessano di acqua nelle Alpi. Alle attività hanno preso parte oltre 40 tecnici di ARPA Valle d'Aosta, Lombardia, Veneto e Friuli Venezia Giulia, l'Università di Milano, una nutrita delegazione del Corpo Forestale Valdostano e una rilevante compagine di operatori dell'ENEL, oltre che una rappresentanza del Servizio Meteomont del Centro Addestramento Alpino di Aosta e tecnici della ditta valtellinese Valtecne. L'incontro, che ha preso avvio presso il Centro Nivometeorologico di Bormio (SO) il 2 marzo, ha previsto un primo aggiornamento in merito alle attività che le diverse strutture realizzano in materia di equivalente idrico della neve: in particolare l'attenzione è rivolta ai metodi (modelli numerici, loro affidabilità e necessità in termini di dati di input) utilizzati per stimare il contenuto d'acqua della neve e per monitorarne l'andamento stagionale. Il giorno successivo, è stato dedicato interamente alla realizzazione di misure in campo con l'obiettivo



di confrontare differenti tecniche e strumenti di misura impiegati dai rilevatori e di definire l'accuratezza e la precisione delle misure manuali. Al fine di limitare il più possibile la variabilità spaziale del manto nevoso, le misure sono state effettuate in un'area di estensione limitata e piuttosto omogenea, nel comprensorio sciistico di Santa Caterina Valfurva. L'analisi statistica dei dati, effettuata in tempo reale, ha permesso una prima restituzione dei risultati agli operatori impegnati nelle misure ed ha evidenziato una sostanziale equivalenza dei metodi di misura testati ed un'ottima corrispondenza tra le misure effettuate da operatori diversi. È stata sottolineata l'importanza dell'addestramento e dell'aggiornamento dei tecnici per mezzo della periodica organizzazione di eventi di interconfronto di questo tipo. Il terzo giorno (4 marzo) è stato riservato ad una visita su alcuni siti di monitoraggio del Centro Nivometeorologico di Bormio (Livigno) e ha permesso al personale partecipante, di condividere alcune riflessioni sulla valutazione della stabilità del manto nevoso in ambiente alpino. Il successo dell'iniziativa, giunta alla sua seconda edizione, conferma il ruolo centrale delle Agenzie ambientali nelle attività di monitoraggio dell'ambiente alpino e sottolinea la necessità della condivisione delle tecniche e dei metodi di misura e delle esperienze condotte nelle diverse realtà territoriali.

Per qualsiasi informazione si può fare riferimento al personale di ARPA Valle d'Aosta (referente Umberto Morra di Cella, u.morradicella@arpa.vda.it) e di ARPA Lombardia (referente Matteo Fioletti, m.fioletti@arpalombardia.it).

*Matteo Fioletti e
Umberto Morra di Cella*

Incontro EU COST ES1404 – Harmonsnow, Turchia 2016

Nell'ambito dell'azione EU COST ES1404 – Harmonsnow – (A european network for a harmonised monitoring of snow for the benefit of climate change scenarios, hydrology

and numerical weather prediction), il Centro Valanghe di Arabba ha partecipato ad una campagna sperimentale che si è svolta in Turchia dall'1 al 3 di Marzo 2016. Lo scopo della campagna era l'esame delle tecniche e metodologie utilizzate per la misura dell'equivalente in acqua della neve da parte dei diversi paesi Europei per poi definire delle procedure comuni che possano facilitare il confronto e lo scambio di dati ed informazioni. L'incontro è avvenuto nella Provincia di Erzurum, ubicata nell'Anatolia orientale a ridosso del confine con l'Armenia, nei pressi della stazione sciistica Palandoken situata a 2500 m di quota e che nel 2011 è stata anche sede della XXV Universiade invernale. Durante le tre giornate di lavoro sono state effettuate numerose misure sul campo e messi a confronto i vari tubi carotatori e dinamometri utilizzati per il carotaggio verticale per la misurazione della densità della neve. Curioso è stato constatare che ogni nazione impiega tubi carotatori con caratteristiche diverse per diametro, lunghezza e di tipologia di materiale. Ad esempio, molte perplessità sono state rivolte verso un tubo carotatore in plastica di colore nero utilizzato in Svezia. La rappresentante svedese ha precisato che questo colore nel Nord Europa non comporta problemi di riscaldamento del tubo in quanto in inverno c'è poca luce e la radiazione solare è molto ridotta. Un altro dubbio è sorto su un tubo di dimensioni "smisurate" utilizzato in Turchia in quanto essendo completamente in acciaio è risultato molto pesante e poco maneggevole.

I più comodi e di facile impiego sono risultati quelli in plexiglass, con testa dentata in acciaio, utilizzati dal Centro Valanghe di Arabba (di fabbricazione italiana) e dalla Spagna (di fabbricazione canadese) in quanto hanno un buon rapporto peso/ingombro ed essendo trasparenti permettono di verificare in modo costante l'avanzamento della neve all'interno del tubo, limitando al massimo eventuali errori durante le operazioni di campionamento. Una sessione è stata dedicata an-



che al carotaggio con tubi carotatori di dimensioni ridotte (0,1-0,5 litri) ma in questo contesto erano a disposizione solo pochi strumenti portati da Charles Fierz dell'SLF di Davos e dall'ARPAV-Centro Valanghe di Arabba. Come strumento innovativo è stato presentato il nuovo penetrometro elettronico AVATECH2 che ha richiamato molta curiosità e apprezzamenti da parte di tutti partecipanti per la praticità di utilizzo e per la possibilità di avere in tempo reale il profilo delle resistenze del manto nevoso. Tutti i sistemi di misura per il calcolo dell'equivalente in acqua HW sono stati eseguiti in forma accurata, spiegando dettagliatamente ogni singolo passaggio, per permettere a tutti i rappresentanti europei di apprendere nel modo più corretto possibile le varie tecniche. Lo scopo sarà quello di sviluppare prossimamente un metodo armonizzato per le pratiche di monitoraggio. A conclusione dei lavori tutti i paesi partecipanti si sono impegnati a compilare un questionario/sondaggio riguardante le misure, la raccolta e l'archiviazione dei dati che vengono effettuati sul manto nevoso. La compilazione del questionario da parte dell'Italia ha visto anche il coinvolgimento degli uffici valanghe dell'AINEVA. A questa prima campagna, in rappresentanza per l'Italia, sono intervenuti: Giovanni Macelloni (IFAC Firenze), Carlo De Michele e Francesco Avanzi (Politecnico di Milano), Renato Zasso (ARPAV-Centro Valanghe di Arabba). Un ringraziamento va ai colleghi turchi per l'ospitalità ricevuta e per l'ottima organizza-

zione dell'incontro che ha favorito l'armonizzazione, la discussione e la condivisione delle varie esperienze riguardanti le proprietà della neve. Per seguire i lavori del EU COST ES1404 – Harmonsnow è possibile collegarsi al sito www.harmonsnow.com

Renato Zasso

Svolto a Champoluc il primo corso 2B-1 AINEVA

La stagione appena trascorsa ha visto la nascita di un nuovo corso di livello 2: il Modulo 2b - 1 Corso di specializzazione e aggiornamento per operatore del distacco artificiale di valanghe per l'utilizzo di DaisyBell®2B-1. Il corso è nato grazie alla collaborazione tra AINEVA, Fondazione Montagna sicura, il Polo sciistico di Monterosa ski, la Pellissier Helicopter srl e MND Italia srl. Il Corso ha fornito ai titolari AINEVA 2B le conoscenze utili per la gestione delle operazioni di distacco artificiale delle valanghe mediante utilizzo della DaisyBell®. Il corso si è tenuto nel polo sciistico di Monterosa ski, a Champoluc (Ao) e si è diviso in due parti. Al mattino una prima parte introduttiva teorica in campo cui ha fatto seguito una dimostrazione pratica sul manto nevoso della DaisyBell®. La seconda parte si è focalizzata maggiormente sugli aspetti tecnici del dispositivo. Il corso ha registrato un grande interesse per cui si è reso necessario programmare 3 giornate di corso con un totale di 42 iscritti.

Giovanna Burelli

GEOTECHNICAL AND THERMAL MONITORING OF SOUTH RIDGE OF ROCCIAMELONE MOUNT

L. Paro, G. Re Fiorentin and C. Ronchi

The Rocciamelone mountain (3,538 m) rises above the Susa and Cenischia valleys (Turin province) and for many centuries this peak was deemed to be the highest in Italy. In 2006-2007, a portion of its south ridge, approximately at 3,200 m of height, was affected by a rock landslide evolving in collapse and flow processes.

Although this event did not lead to any particular problems in terms of risk management for the inhabited area down below, emphasis was placed on the potential consequences that may rise if larger portions of the mountain collapsed, as suggested by the latest instability studies.

Back in autumn 2007, Arpa Piemonte installed along the south crest of Rocciamelone (between 2,850 and 3,300 m of height) a geotechnical monitoring network

that includes distance-measuring bases, GPS benchmarks and a wire strain gauge. Starting from 2013, some thermometers have also been installed in the rock and in open fractures in order to check reactions between deformation and temperature in rock masses.

In fact, in the last few years landslides in alpine areas have been more and more often put in relation with climate changes and permafrost degradation, even though the lack of data, mainly temperature values inside rock masses, does not allow experts to unambiguously and definitely establish any cause-effect relationship between atmosphere warning, permafrost degradation and gravitational phenomena.

SLALOM PROBING - A SURVIVAL CHANCE OPTIMIZED PROBE LINE SEARCH STRATEGY

M. Genswein, D. Letang, F. Jarry, I. Reiweger and D. Atkins

Abstract. Probe line searches are an important tool for organized avalanche rescue. Since electronic

search means or avalanche dogs are not always available, probe line searches still need to be applied. In France, the percentage of buried subjects which were found by probe lines in the period winter 2001/2002 to 2010/2011 was 13.2% and decreased for the period 2006/2007 to 2010/2011 only to 11%. As survival chances of avalanche burials drop rapidly with increasing burial time, the biggest drawback of probe line searches are their slow area search speed. Since the efficiency of a rescue system is based on its potential to save lives, it is important to find the highest survival chance of an avalanche burial as a balance between area search speed and probability of detection.

The ICAR Avalanche Commission task group "probe line strategies" therefore further optimized the current probe line search methods. Analysis of the physical effort and efficiency of the rescuer lead to the "Slalom Probing" method. Within this approach each rescuer covers a 1m broad strip of the avalanche debris

which he or she probes walking in a "slalom" pattern across the strip. The method is designed with sufficient error tolerance to allow for uninterrupted flow of the probing activity.

The rescuer always probes right in front of his or her body, perpendicular to the slope angle. The total ergonomic and organizational benefits of our new method lead to 33-50% increase of the probed surface compared to existing probing methods.

VALGEROLA: THE AVALANCHE OF 1836 Historical avalanches and responses from local communities

C. Ruffoni

Abstract. This article presents the historical documents and evidence on the avalanche of 1836 and the work Valgerola communities have carried out for centuries to preserve forests and protect their dwellings. On the night between 29 February and 1st March 1836, an avalanche swept the hamlet of Case di Sopra, in the Gerola Alta municipality, in the Sondrio province, making 66 casualties, in addition to the loss of all livestock.

The victims recovered among ruins, 48 in total, were buried under the floor of the hamlet church, miraculously undamaged; the others, carried away to the valley bottom, were buried in the Gerola cemetery. The avalanche was so large that the last victim was only recovered after thawing, on 24 August. A direct testimony of this tragedy is contained in the "memory" written on the parish register of victims kept by father Antonio Brunati. This terrible event, with the list of victims, is also remembered by two paintings in the hamlet church and in the votive chapel built near the Gerola parish church in a more recent age.

What were the causes of this disaster? The historical documents of the valley do not bear witness to any indiscriminate felling of trees, quite the contrary; they clearly show how in the past communities used to



strongly perceive avalanche danger. In fact, back in the fifteenth century, local dwellers created "tensi" woods: in these woods (mainly those upstream to dwellings) it was severely forbidden to cut down any kind of tree. This tragic event was therefore the result of particular meteorological conditions. And this is also proved by the fact that no avalanches had ever occurred along that slope in the previous centuries and later, not even on the occasion of heavy snowfalls like those in 1917 and 1951.

FRESH SNOW DENSITY IN THE ITALIAN ALPS

M. Valt

Abstract. Density of precipitation and R ratio (snow/rain ratio) are typical of any region and range depending on the season, altitude and air temperature. With a database of over 12,000 daily measurements of density of fresh snow fallen in 24 hours, an average density of 115 kg m⁻³ equal to a R (8,7:1) was determined for the Italian alps. A difference of snow/rain ratio from R (9,9:1) for continental areas to R (7,7:1) for eastern Alps was also observed. Major differences for the R ratio were also found based on the different months of winter and altimetry range. The standard value of R (10:1) is achieved with a minimum air temperature in 24 hours of around -4 °C/-5 °C in continental Alps and of around -10 °C in eastern Alps.

RADAR SURVEYS FOR THE STUDY OF THE ENDOGLACIAL CHARACTERISTICS OF THE FORNI GLACIER IN ALTA VALTELLINA

M. Fioletti, L. Bonetti, C. Smiraglia, G. Diolaiuti, A. Forieri and C. Breganze

Abstract. Geophysical surveys with GEORADAR methodology were carried out in October 2105 in the upper area of the eastern tongue of the Forni Glacier (Alta Valtellina, Ortles-Cevedale group) to investigate the endoglacial characteristics of a series of



concentric crevasses and an area of light subsidence.

Two types of measurements were carried out: surveys with multi-channel Georadar (center frequency 200-600 MHz) through connection with Georef system by means of satellite instrumentation and with GNSS topographic surveys in Base Rover configuration. For this kind of measures the permanent benchmark was created near the AWS automatic stations installed on the border of the surveyed area. The dielectric constant of the present materials enabled experts to verify the presence of a strong reduction of the signal starting from a depth of 20-25 m. A rapid increase in water content most likely occurs in this "critical" zone, resulting in rise of conductivity.

Based on what has emerged from surveys, the strong water content increase at this level is currently the only arguable assumption and may be connected with ongoing subsidence and crevassing.



