



# Neve e Valanghe

Meteorologia alpina, Glaciologia, Prevenzione e Sicurezza in montagna

anno 2022

96



**Indirizzi e numeri telefonici  
dei Servizi Valanghe AINEVA**

**REGIONE PIEMONTE**

ARPA Piemonte  
Dipartimento Rischi naturali e ambientali  
Via Pio VII 9 - 10135 Torino  
Tel 011 19681340 - fax 011 19681341  
<http://www.arpa.piemonte.it>  
e-mail: [dip.rischi.naturali.ambientali@arpa.piemonte.it](mailto:dip.rischi.naturali.ambientali@arpa.piemonte.it)

**REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA**

Assessorato Finanze, Innovazione, Opere Pubbliche e Territorio  
Dip. Programmazione, Risorse Idriche e Territorio  
Direzione Assetto Idrogeologico dei bacini Montani  
Loc. Amerique, 33 - 11020 QUART (AO)  
e-mail: [difesa-suolo@pec.regione.vda.it](mailto:difesa-suolo@pec.regione.vda.it)  
Tel. 0165-776604 - 348 3963545

**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  
<http://www.arpalombardia.it>  
e-mail: [nivometeo@arpalombardia.it](mailto: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](mailto:ufficio.previsioni@provincia.tn.it)

**PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO**

Ufficio Meteorologia e Prevenzione Valanghe  
Viale Druso, 116 - 39100 Bolzano  
Tel.: +39 0471 416140  
<https://valanghe.report>  
<https://meteo.provincia.bz.it>  
e-mail: [meteoavalanghe@provincia.bz.it](mailto:meteoavalanghe@provincia.bz.it)  
telefono info meteo:  
0471 270555  
0471 271177

**REGIONE DEL VENETO**

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

**REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA**

Direzione centrale risorse agroalimentari, forestali e ittiche - Servizio foreste e corpo forestale - Struttura stabile centrale per l'attività di prevenzione del rischio da valanga  
Via Sabbadini 31 - 33100 Udine  
Tel. 0432 555877 - Fax 0432 485782  
<http://www.regione.fvg.it>  
e-mail: [neve.valanghe@regione.fvg.it](mailto:neve.valanghe@regione.fvg.it)

**REGIONE MARCHE**

Servizio Protezione Civile  
Centro Funzionale Multirischi  
Via del Colle Ameno, 5 - 60126 Ancona  
Tel. 071 8067743 - Fax 071 8067709  
<http://protezionecivile.regione.marche.it>  
e-mail: [spc.centrofunzionale@regione.marche.it](mailto:spc.centrofunzionale@regione.marche.it)

**Sede AINEVA**

Vicolo dell'Adige, 27  
38122 Trento  
Tel. 0461 230305 - Fax 0461 232225  
<http://www.aineva.it>  
e-mail: [aineva@aineva.it](mailto: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.

# Neve e Valanghe

n 96 anno 2022

Rivista dell'AINEVA  
ISSN 1120 - 0642  
Aut. Trib. di Rovereto (TN)  
N° 195/94NC  
del 28/09/1994

**Direttore Responsabile**  
Valerio SEGOR  
Regione Autonoma Valle d'Aosta

**Comitato di redazione:**  
Erika SOLERO, Giovanna BURELLI,  
Susanna GRASSO, Walter BEOZZO,  
Fabio GHESER, Mauro VALT, Mauro AZZINI,  
Stefano SOFIA, Elena BARBERA, Igor CHIAMBRETTI

**Coordinamento Redazionale:**  
Alfredo PRAOLINI

**Comitato scientifico editoriale:**  
Secondo BARBERO, Gabriele AMADORI,  
Paolo SANDRONI, Gianni MARIGO, Michela MUNARI,  
Maria Luisa PASTORE, Valerio SEGOR, Mauro GADDO

**Segreteria di Redazione:**  
ASSOCIAZIONE INTERREGIONALE  
DI COORDINAMENTO E DOCUMENTAZIONE PER I  
PROBLEMI INERENTI ALLA NEVE E ALLE VALANGHE  
Vicolo dell'Adige, 27 - 38122 TRENTO  
Tel. +39 0461 230305 - Fax +39 0461 232225  
aineva@aineva.it - aineva@pec.aineva.it  
www.aineva.it

**Videoimpaginazione e grafica:**  
MOTTARELLA STUDIO GRAFICO  
www.mottarella.com  
Cosio Valtellino (SO)

**Hanno collaborato  
a questo numero:**  
Serena Mottarella, Stefania Del Barba,  
Nadia Preghenella.

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

**Referenze fotografiche:**  
Foto di copertina: Alfredo Praolini

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

# 96

## INDICE

### ▾ Neve

#### **Simulazione della fusione nivo-glaciale**

F. Carletti, A. Michel, F. Casale,  
D. Bocchiola, M. Lehning, M. Bavay

### ▾ Valanghe

#### **SNOW GLIDING**

#### **Modellazione fisica del fenomeno: un caso di studio nelle Alpi italiane**

G. M. Bombelli, G. Confortola, M. Maggioni,  
M. Freppaz, D. Bocchiola

### ▾ Incidenti da valanga, prevenzione e sicurezza in montagna

#### **Incidenti in Italia stagione 2021-2022**

S. Pivot

### ▾ Glaciologia

#### **Fluttuazioni delle aree di accumulo nivale sul ghiacciaio dell'Adamello**

A. Lendvai, P. Gallo

#### **Studio e monitoraggio delle grotte con ghiaccio nelle Alpi piemontesi**

L. Paro, B. Vigna

### ▾ Climatologia

#### **Neve e clima sulle Alpi italiane**

M. Valt, P. Cianfarra

#### **Alta Val Formazza: il suo clima Studio ed analisi microclimatica**

A. Mezzenzana

### ▾ Aspetti giuridici

#### **Il progetto Skialp@GSB**

#### **Quali novità nel diritto della montagna?**

M. Flick

# Mezzo secolo di passione per la sicurezza in montagna

## A.R.T.V.A. CHECKPOINT

THIS GEAR COULD SAVE YOUR  
FRIENDS AND YOUR LIFE!

A.R.T.V.A. PALA E SONDA POSSONO  
SALVARE LA TUA VITA  
E QUELLA DEI TUOI AMICI



DO YOU BEEP? CHECK IT HERE.  
5 METERS INTERVALS  
BETWEEN EACH OTHER

PROVA QUI IL TUO A.R.T.V.A.  
INTERVALLI DI 5 METRI  
TRA UNO E L'ALTRO



SCAN HERE  
TO CHECK  
THE DAILY  
AVALANCHE  
BULLETIN

CONSULTA IL  
BOLLETTINO  
GIORNALIERO  
DELLE VALANGHE



SUPPORTED BY



POWERED BY



Attrezzature di sicurezza  
e prevenzione in ambiente  
innevato. Info e personalizzazioni:  
professional@outback.it  
[www.outback.it/professional](http://www.outback.it/professional)  
[www.girsberger-elektronik.ch](http://www.girsberger-elektronik.ch)



### *“Anno 2022: il più fresco e piovoso dei prossimi 50 anni....”*

L'anno appena trascorso ha in molti casi fatto registrare temperature medie e minimi di precipitazione record in moltissime stazioni di misura delle nostre reti di monitoraggio che per certe situazioni hanno serie storiche anche più che centennali.

La provocazione del titolo vuole sollevare l'attenzione su uno scenario che molto probabilmente ci troveremo ad affrontare sempre più frequentemente e magari anche peggiorativo rispetto ai dati 2022 se le politiche in materia di contrasto ai cambiamenti climatici non vedranno dar seguito alle pur limitate promesse della politica a livello globale enunciate nelle ultime COP.

Neve e Valanghe, già nella pubblicazione dei report sull'andamento della stagione invernale 2021-2022, evidenzia quanto sia stata significativa l'anomalia dello scorso inverno rispetto all'ultimo trentennio: scarso innevamento, temperature al di sopra della media, difficoltà nel garantire anche artificialmente l'apertura di comprensori sciistici, in particolare quelli posti a quote medie-basse.

Questo n. 96 presenta nuovi contributi con risvolti anche di tipo climatologico, che fotografano questa inesorabile tendenza di molteplici parametri: 60 anni di analisi di dati nivologici mettono in risalto i trend negativi sulle precipitazioni e sulla copertura nevosa; i rilievi sul Ghiacciaio dell'Adamello sono rappresentativi del rapido progredire della fusione delle masse nivo-glaciali in parte ora stimate con specifici modelli di calcolo per l'apporto idrico; il clima in Val Formazza vede un costante aumento delle temperature; il distacco di valanghe di tipo “caldo” (snow gliding) è un fenomeno sempre più presente nello scenario legato al riscaldamento globale; i piccoli ghiacciai presenti nelle profonde cavità di alcune zone montane sono in continua riduzione...

Per ciò che riguarda le nostre regioni alpine possiamo notare, come evidenziato dalla Fondazione Montagna Sicura per la Valle d'Aosta, quanto il territorio montano sia particolarmente vulnerabile ai pericoli naturali legati all'intensificazione della frequenza degli eventi estremi ed agli effetti dell'aumento di temperatura sulla criosfera. Gli eventi e conseguentemente i rischi interessano potenzialmente vaste porzioni del territorio, dal fondovalle abitato fino alle alte quote. Al fine di rendere le comunità meno vulnerabili e più resilienti a tali rischi emergenti occorrono azioni di adattamento su molti livelli: conoscitivo, organizzativo, infrastrutturale e pianificatorio.

**Valerio Segor**  
Direttore Responsabile



# NEVE

2 Simulazione della fusione  
nivo-glaciale



# SIMULAZIONE della FUSIONE NIVO-GLACIALE

Francesca Carletti<sup>1</sup>,  
Adrien Michel<sup>1,2</sup>,  
Francesca Casale<sup>3</sup>,  
Daniele Bocchiola<sup>3</sup>,  
Michael Lehning<sup>1,2</sup>  
e Mathias Bavay<sup>1</sup>

<sup>1</sup> WSL Istituto per lo studio della neve e delle valanghe SLF, Davos, Svizzera

<sup>2</sup> Scuola di Architettura e di Ingegneria Civile e Ambientale, Scuola Politecnica Federale di Losanna (EPFL), Svizzera

<sup>3</sup> Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano, Italia.  
daniele.bocchiola@polimi.it

Confronto di modelli idrologici con diverso livello di complessità, applicati nelle regioni alpine, in scenario di cambiamento climatico.

## ***A comparison of hydrological models with different level of complexity in Alpine regions in the context of climate change***

*This study compares the ability of two degree-day models (Poli-Hydro and a degree-day implementation of Alpine3D) and one full energy-balance melt model (Alpine3D) to predict the discharge on two partly glacierized Alpine catchments of different size and intensity of exploitation, under present conditions and climate change as projected at the end of the century. For present climate, the magnitude of snow melt predicted by Poli-Hydro is sensibly lower than the one predicted by the other melt schemes, and the melting season is delayed by one month. This difference can be explained by the combined effect of the reduced complexity of the melting scheme and the reduced computational temporal resolution. The degree-day implementation of Alpine3D reproduces a melt season closer to the one obtained with its full solver; in fact, the onset of the degree-day mode still depends upon the full energy-balance solver, thus not bringing any particular benefit in terms of inputs and computational load, unlike with Poli-Hydro. Under climate change conditions, Alpine3D is more sensitive than Poli-Hydro, reproducing discharge curves and volumes shifted by one month earlier as a consequence of the earlier onset of snow melt. Despite their benefits, the coarser temporal computational resolution and the fixed monthly degree-days of simpler melt models like Poli-Hydro make them controversial to use for climate change applications with respect to energy-balance ones. Nevertheless, under strong river regulation, the influence of calibration might even overshadow the benefits of a full energy-balance scheme.*

Questo studio mette a confronto un modello con approccio gradi-giorno (Degree-Day) per la simulazione della fusione nivo-glaciale (Poli-Hydro), con un modello basato su un bilancio energetico completo (Alpine3D). Il confronto viene effettuato sulla capacità dei due modelli di simulare la portata su due bacini alpini, il bacino del Mera e quello del Dischma, parzialmente coperti da ghiacciai, di diverse dimensioni e con diversa intensità dello sfruttamento antropico della risorsa idrica, sia nelle condizioni attuali che in scenari di cambiamento climatico. Per il clima attuale, l'entità della fusione della neve prevista da Poli-Hydro è sensibilmente inferiore a quella prevista da Alpine3D e la stagione di fusione è ritardata di un mese. Questa differenza può essere spiegata dall'effetto combinato della ridotta complessità dello schema di fusione e dalla ridotta risoluzione temporale. In condizioni di cambiamento climatico, Alpine3D è più sensibile di Poli-Hydro, poiché riproduce le curve di portata ed i volumi di deflusso anticipati di circa un mese, in conseguenza dell'inizio anticipato della fusione nivale. Nonostante i loro indubbi vantaggi in termini di onere computazionale, la risoluzione computazionale temporale più grossolana e i gradi-giorno mensili fissi di modelli di fusione più semplici come Poli-Hydro li rendono controversi da utilizzare per applicazioni relative ai cambiamenti climatici rispetto a quelle di bilancio energetico. Tuttavia, in caso di forte regolamentazione fluviale, l'influenza della calibrazione potrebbe persino oscurare i vantaggi di un metodo basato su bilancio energetico completo.



## INTRODUZIONE

L'idrologia dei bacini idrografici di alta montagna è dominata dalla fusione nivo-glaciale, ed è quindi particolarmente sensibile ai cambiamenti climatici. La quantità di deflusso e il suo andamento stagionale cambieranno in futuro, con impatti sull'ecologia, sulla gestione delle risorse idriche e sulla qualità generale della vita nelle aree abitate. Pertanto, lo sviluppo di modelli che riproducano proiezioni affidabili della risposta della portata dei bacini alpini al cambiamento climatico è un passo cruciale per pianificare la gestione delle risorse.

I modelli idrologici spesso utilizzano approcci di tipo grado-giorno, *Degree-Day*, oppure eseguono un bilancio energetico per valutare la fusione nivo-glaciale. I modelli *Degree-Day* potrebbero essere preferibili in quanto riducono il carico computazionale e richiedono meno dati in ingresso, fra i più comunemente disponibili, in sostanza dati di temperatura e in alcuni casi di radiazione solare (Zappa et al., 2003). Tuttavia, quando si considerano i cambiamenti climatici, l'uso di tali modelli può non risultare ottimale in quanto il valore dei parametri calibrati può cambiare al variare delle condizioni climatiche. Questo aspetto è particolarmente rilevante per i bacini glaciali, poiché i modelli devono gestire

la fusione nivo-glaciale indotta dal riscaldamento globale e dunque anche la variazione della superficie dei ghiacciai. In questo studio vengono confrontati due modelli diversi: il modello su base *Degree-Day* Poli-Hydro (Bocchiola et al., 2018; Casale et al., 2020) e la catena modellistica Alpine3D+StreamFlow nella sua configurazione completa di bilancio energetico (Gallice et al., 2016; Lehning et al., 2006). L'obiettivo è quello di valutare se e come un tipo di schema di fusione e/o modello idrologico sia migliore dell'altro, al fine di ottenere una migliore comprensione dei limiti e del potenziale dei diversi modelli applicati a diversi tipi di bacini fluviali.

Alpine3D è un modello fisicamente basato, che descrive con precisione molti processi superficiali in contesto alpino. Il modello non richiede in linea di principio alcuna calibrazione e può essere utilizzato in qualsiasi nuovo bacino. Il modello idrologico distribuito StreamFlow (Gallice et al., 2016) basato su Alpine3D è stato specificamente progettato per i bacini idrografici alpini con la capacità di simulare la portata e le temperature del flusso.

Poli-Hydro è stato utilizzato in una vasta gamma di condizioni, da zone di alta quota, fortemente criosferiche, a zone di bassa quota, aride o semi-aride, con o

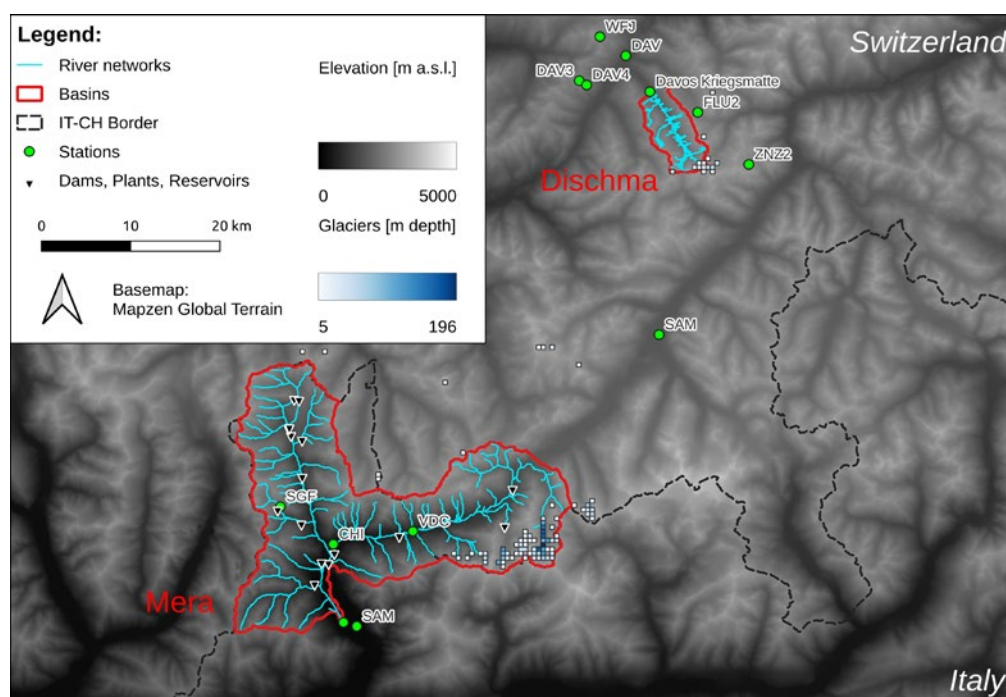
senza contributi di neve o ghiaccio ed in bacini idrografici di dimensioni molto variabili (da ~10 a ~10000 km<sup>2</sup>), con un'accuratezza soddisfacente nel riprodurre le portate, le dinamiche nivo-glaciali ed i contributi criosferici.

Questo studio presenta i risultati delle simulazioni di portata e delle principali componenti del deflusso, cioè le precipitazioni e la fusione del manto nevoso e dei ghiacciai, con particolare attenzione alla dinamica della fusione. Lo studio viene eseguito in due bacini idrografici alpini che differiscono per dimensioni, intensità di sfruttamento e qualità di copertura dei dati. Il primo è il bacino del Dischma, di dimensioni molto ridotte e dal regime quasi naturale, dove vari studi sono stati condotti in precedenza, grazie anche al monitoraggio per mezzo di vicine stazioni ad alta quota. Il secondo è il bacino imbrifero del Mera, più esteso e transfrontaliero, che nasce e scorre in parte in Svizzera per estendersi sino alla Valchiavenna in Italia. Il bacino del Mera è circa 10 volte più esteso di quello del Dischma e le sue risorse sono altamente sfruttate attraverso operazioni idroelettriche. Qui le osservazioni meteorologiche e le misure sono comparativamente più scarse (1).

## BACINI IDROGRAFICI E DATI

Il bacino idrografico del Mera sottende il fiume omonimo, che scorre attraverso la Svizzera e l'Italia (Fig. 1). La sorgente si trova vicino al Piz Mungiroi, nel cantone Svizzero dei Grigioni, scorre poi a est verso il Passo del Maloja, gira a ovest attraverso la Val Bregaglia e attraversa il confine con l'Italia a Castasegna. Il Mera termina il suo corso nel lago di Como. Il bacino si estende su una superficie di 560 km<sup>2</sup>, di cui il 3% è coperto da ghiacciaio. La lunghezza del fiume è di 50 km, 24 dei quali scorrono in territorio Svizzero. L'altitudine del bacino varia da 3217 a 202 m s.l.m. L'area è particolarmente importante per la produzione di energia idroelettrica, e le sue risorse idriche sono ampiamente sfruttate.

Fig. 1 - Bacini caso-studio: Mera (IT-CH) e Dischma (CH).



Il Dischma è un ripido bacino idrografico d'alta montagna situato nella parte orientale delle Alpi Svizzere (Fig. 1). Ha due sorgenti, le cui aree di origine sono lo Scalettapass e la Fuorcla da Grialtsch. Entrambe le sorgenti si uniscono a Dürrboden. Il Dischmabach sfocia poi 15 km a nord-ovest nel Landwasser a Davos Dorf. La superficie del bacino è di 43.3 km<sup>2</sup> compresa una piccola parte di ghiacciaio che occupa il 2.1% dell'estensione del bacino. L'altitudine varia da 1668 a 3146 m s.l.m., con una media di 2378 m s.l.m. Nella parte più bassa, la neve si accumula tra novembre e febbraio, mentre nella parte più alta la stagione di accumulo termina in aprile.

### Dati idrologici e meteorologici

Il misuratore di portata di Kriegsmatte è l'unica stazione di misura all'interno del bacino del Dischma. Il misuratore è situato a 1668 m s.l.m. sul lato destro del torrente. Il monitoraggio dei dati ha avuto inizio nel 1963 e sono forniti dall'Ufficio Federale dell'Ambiente (FOEN).

Nonostante le sue dimensioni, i dati di portata per il bacino del Mera sono disponibili solo a Samolaco, vicino al lago di Mezzola, in uno dei tratti finali del fiume. I dati di deflusso sono forniti dal Consorzio dell'Adda, a pagamento. Questa zona è sfruttata abbastanza intensamente da un complesso sistema di bacini e centrali idroelettriche (Fig. 1). Di conseguenza, la modellazione del deflusso può essere disturbata a causa della regolazione: in particolare, c'è uno spostamento dei volumi su scala oraria nei giorni lavorativi (dal lunedì al venerdì). Tuttavia, alla scala giornaliera e alle scale temporali più lunghe, i flussi non risultano eccessivamente disturbati nel complesso e la modellazione idrologica fornisce risultati accettabili.

I dati meteorologici sulla Svizzera sono in parte acquisiti dalla rete di monitoraggio automatico di MeteoSvizzera (MCH). Poiché nessuna stazione MCH è installata all'interno del bacino del Dischma, le vicine stazioni di Davos (DAV) e Weissfluhjoch (WFJ) forniscono valori



orari per la temperatura dell'aria (TA), le precipitazioni (PSUM), la velocità del vento (VW), l'umidità relativa (RH) e la radiazione solare a onde corte in entrata (ISWR). Le stesse variabili, ad eccezione di PSUM, sono utilizzate per il lato svizzero del bacino idrografico della Mera alla stazione di Samedan (SAM) in alta Engadina.

La seconda parte dei dati meteorologici utilizzati per la Svizzera proviene dalla rete di stazioni IMIS (Intercantonal Measurement and Information System), gestita dall'Istituto WSL per la Ricerca su Neve e Valanghe (SLF). La rete di stazioni IMIS non fornisce misure ISWR. Inoltre, i pluviometri di IMIS non sono riscaldati, quindi le precipitazioni invernali sono ottenute indirettamente sulla base delle variazioni della profondità della neve e dell'assestamento della stessa calcolato dal modello SNOWPACK (Lehning et al., 2002). Le informazioni utilizzate in questo studio provengono dalle stazioni IMIS situate a Davos (DAV), Flüelapass (FLU) e Zerne (ZNZ). In Valchiavenna esistono solo poche serie temporali osservative negli ultimi 30 anni, fornite da ARPA Lombardia, poiché la prima stazione meteorologica automatica è stata installata nella regione italiana della Lombardia solo alla fine degli anni '80. Le stazioni utilizzate in questo lavoro sono sei e forniscono dati di precipitazione, temperatura e radiazione ad onda corta in ingresso, con riferimento a diversi periodi temporali tra il 1995 e il 2018.

### Dati di cambiamento climatico

Le proiezioni di cambiamento climatico effettuate in questo lavoro si basano sugli scenari di cambiamento climatico CH2018. Questi scenari sono stati derivati dal nuovo ensemble di simulazioni climatiche EURO-CORDEX con modelli climatici regionali (RCM). Le simulazioni RCM di EURO-CORDEX sono state eseguite utilizzando un dominio comune del modello centrato sull'Europa occidentale. Gli RCM costituiscono una disaggregazione, o *downscaling* dinamico delle proiezioni globali più grossolane (dai modelli climatici globali, GCM) ad una risoluzione che è più adatta a rappresentare la topografia della Svizzera. Tuttavia, le simulazioni RCM da EURO-CORDEX forniscono informazioni ad una risoluzione spaziale di 0.11° o 0.44° circa, comunque troppo grossolana per valutazioni di impatto locale e che potrebbe portare a distorsioni, specialmente per orografie complesse. CH2018 ha applicato il *quantile mapping* (accoppiamento in base alla frequenza di accadimento su base annua) per il *downscaling* spaziale, sia alle osservazioni a scala di stazione sia alle osservazioni a griglia a 2 km per derivare proiezioni specifiche per il sito di interesse. Così, CH2018 può fornire proiezioni a risoluzione giornaliera, per la rete di stazioni meteorologiche automatiche MCH. Le variabili disponibili sono la temperatura media, minima e massima dell'aria vicino alla superficie, l'umidità relativa, la velocità del vento, la

## NEVE

precipitazione cumulata e la radiazione ad onda corta in ingresso.

I 68 risultati delle proiezioni modellistiche vengono forniti secondo tre scenari di emissione: RCP8.5, RCP4.5 e RCP2.6. In questo documento, abbiamo selezionato un sottoinsieme di 17 proiezioni. La disponibilità di scenari CH2018 disaggregati è limitata alla rete di stazioni MCH. Adottiamo qui la metodologia presentata da (Rajczak et al., 2016) e la applichiamo alle stazioni IMIS. Questa metodologia *Quantile Mapping* (QM) permette il trasferimento spaziale delle proiezioni climatiche future dal set di stazioni MCH CH2018 a una rete diversa. Estendiamo qui il set di dati anche alla rete ARPA per avere dati coerenti sui cambiamenti climatici per tutte le nostre stazioni.

La procedura si può riassumere come segue: come primo passo, la cosiddetta *Most Representative Station* (MRS) è

selezionata dalla rete MCH CH2018 per ogni stazione ARPA. La MRS è selezionata massimizzando un punteggio di correlazione combinata tra la temperatura media giornaliera osservata e le serie temporali cumulate di precipitazioni giornaliere. Il punteggio di correlazione combinato è calcolato su un arco di tempo che dipende dalle prime osservazioni disponibili all'interno della rete ARPA. Gli scenari climatici vengono corretti per corrispondere alle serie temporali osservate MCH CH2018 e, come secondo passo, vengono trasferiti spazialmente dalla MRS selezionata al sito scarsamente monitorato all'interno della rete ARPA. Questo metodo è stato appositamente studiato per migliorare le proiezioni climatiche per i siti affetti da scarsità di dati, affrontando anche il fatto che la stazione più vicina non è necessariamente la più rappresentativa di quella osservata. Il trasferimento spaziale QM viene quindi applicato all'insieme delle stazioni ARPA, ottenendo così proiezioni climatiche fino alla fine del secolo. Le simulazioni sono eseguite per i decenni 1991-2000 e 2081-2090. Ci riferiremo al primo decennio come "periodo di riferimento", mentre all'ultimo come "periodo di cambiamento climatico".

### Dati geomorfologici

I modelli digitali del terreno DEM utilizzati nei modelli sono stati aggregati per ottenere una risoluzione di 500 m su entrambi i bacini.

Per entrambi i bacini idrografici, si sono utilizzate mappe di spessore dei ghiacciai di (Zekollari et al., 2019). Per mezzo di un modello innovativo chiamato GloGEMflow, gli autori hanno sviluppato la prima modellazione regionale dei ghiacciai alpini, utilizzando gli output dei modelli climatici ad alta risoluzione EURO-CORDEX (Jacob et al., 2014; Kotlarski et al., 2014).

Tali mappe sono qui utilizzate come condizione iniziale per la simulazione passata (serie storica) e futura (i.e. nella condizione di cambiamento climatico). Per i periodi storici, tutte le calibrazioni

sono eseguite con la mappa dei ghiacciai del 2005 come condizione iniziale. L'evoluzione dei ghiacciai è poi simulata secondo i due modelli di fusione.

## METODI

### Descrizione dei modelli

In questo studio vengono confrontati due diversi approcci/modelli. La catena modellistica fisicamente basata Alpine3D+StreamFlow nella sua versione completa di bilancio energetico (A3D+SF) e il modello *Degree-Day* Poli-Hydro (PH).

Entrambi i modelli si basano su un *routing* di tipo semi-distribuito, con tempi di calcolo considerevolmente inferiori rispetto ai modelli completamente distribuiti.

Il modello Alpine3D è un modello deterministico e spazialmente distribuito progettato per la simulazione ad alta risoluzione dei processi nevosi in aree topograficamente complesse. In A3D, il modello SNOWPACK è applicato ad ogni cella del bacino. SNOWPACK è un modello fisico 1-D multistrato di neve e suolo originariamente sviluppato per l'allerta valanghe. Offre una descrizione dettagliata della microstruttura della neve e risolve i cambiamenti di fase nella neve su base fisica. SNOWPACK contiene anche un modulo a due strati che simula la micro-meteorologia nella foresta, l'evapotraspirazione e l'interazione tra alberi e neve, inclusa l'intercettazione della neve.

All'interno di A3D, il modello SNOWPACK gira per ogni cella del bacino idrografico ad una risoluzione temporale di 15 minuti, mentre le condizioni al contorno forzanti vengono aggiornate su base oraria. A3D ha anche un sotto-modulo radiativo che permette di tenere in considerazione l'ombreggiamento topografico, la riflessione del terreno e la nuvolosità atmosferica, per meglio determinare la distribuzione della radiazione a onda corta. Gli effetti topografici influenzano profondamente il bilancio di radiazione nelle regioni di montagna. Infatti, l'intensità dei flussi radiativi in en-



trata e in uscita dipende da molti fattori come l'angolo di inclinazione, l'ombreggiamento e le proprietà della superficie. L'output di deflusso prodotto da A3D viene raccolto in ogni sottobacino in StreamFlow ed il tempo di residenza nel suolo viene determinato con un approccio che utilizza due serbatoi lineari. L'acqua viene poi propagata al fiume. SF viene eseguito con un *time step* orario e con una risoluzione spaziale di 100 m. Poli-Hydro è un modello idrologico spazialmente semi-distribuito a celle, adatto alla simulazione di bacini idrografici d'alta quota e poco misurati. È in grado di riprodurre la deposizione e la fusione di neve e ghiaccio attraverso il metodo *Degree-Day*.

Il modello è implementato qui a scala temporale giornaliera e si basa sull'equazione di conservazione della massa. Il bilancio di massa coinvolge le precipitazioni liquide e solide, la fusione della neve, la fusione glaciale, l'evapotraspirazione effettiva e il deflusso sub-superficiale.

Il modello prende come dati di input un DEM, una mappa di copertura del suolo ed i valori giornalieri di temperatura dell'aria e precipitazione totale. I dati di input sono griglie di dati meteo estrapolate da A3D. Questo modello calcola la formazione del flusso per mezzo di due meccanismi, superficiale e sub-superficiale. La fusione nivo-glaciale viene stimata per mezzo di un fattore di fusione. Il modello prende in considerazione i contributi della radiazione a onda corta e della temperatura.

La fusione del ghiaccio e della neve avviene solo quando la temperatura media giornaliera è superiore alla temperatura di soglia. La fusione del ghiaccio avviene sulle celle del dominio ricoperte dai ghiacciai, una volta che la fusione della neve è completata.

Il deflusso superficiale si genera solo nella condizione di suolo saturo. Il massimo contenuto d'acqua nel suolo è calcolato con il metodo *Curve Number*, a partire dalla mappa di copertura del suolo per ogni cella del bacino. Per

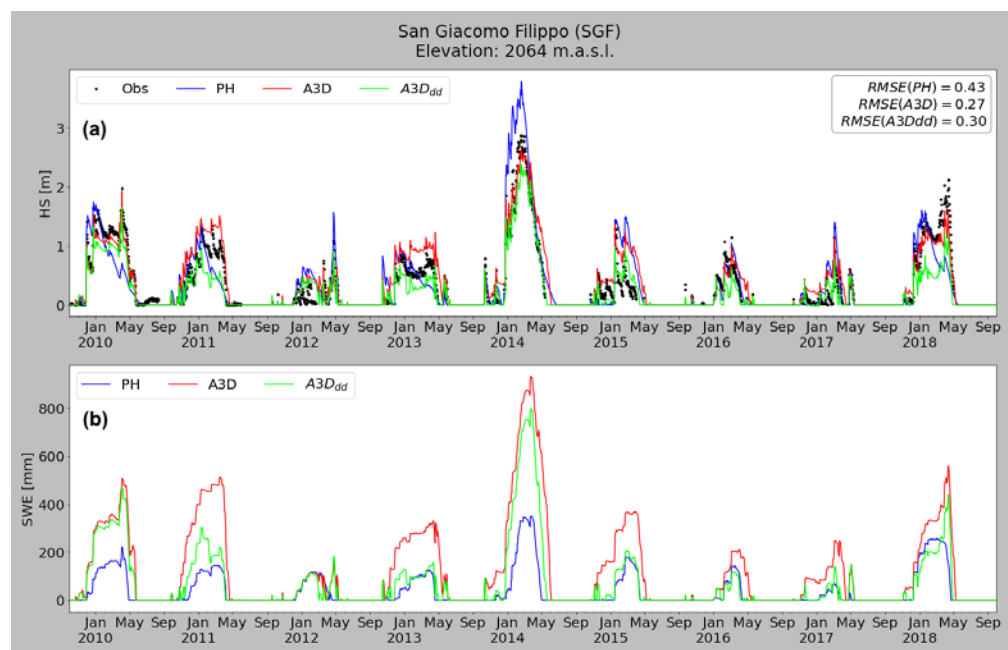


Fig. 2 - Analisi della copertura nevosa per la stazione in quota di San Giacomo Filippo all'interno del bacino del Mera. Il pannello (a) mostra l'altezza di neve (HS) modellata; il pannello (b) mostra l'equivalente in acqua (SWE) modellato.

il calcolo della portata alla sezione di chiusura del bacino sono considerati due sistemi paralleli, uno per il flusso superficiale e uno per il flusso sub-superficiale. Due idrogrammi unitari istantanei (IUH) sono valutati per ogni cella usando l'approccio di Nash per il flusso superficiale e sub-superficiale rispettivamente.

## RISULTATI

### Confronto tra i modelli

Come accennato nell'Introduzione, l'uso di modelli *Degree-Day* potrebbe essere preferito per il carico computazionale più leggero e la quantità minima di dati di input richiesta, ma d'altra parte, il loro utilizzo per gli studi sull'impatto dei cambiamenti climatici è discutibile. In questo studio l'obiettivo è valutare l'efficienza dei modelli nella riproduzione delle portate e dei volumi complessivi nel tratto fluviale di interesse. Tuttavia, le simulazioni delle portate dipendono fortemente dalla corretta rappresentazione della formazione del deflusso. Nello specifico, il deflusso nei bacini alpini può essere separato in due componenti principali: un flusso rapido, dovuto principalmente alle precipitazioni e al flusso superficiale, e uno "ritardato", generato dalla fusione di neve e ghiaccio e dal deflusso sub-superficiale. In questa sezione confrontiamo i modelli presentati in tre modi diversi: (1) mediante

un'analisi del manto nivale, (2) prima del ruscellamento (volume d'acqua rilasciato da ogni cella del bacino idrografico) considerando i diversi contributi al deflusso totale (precipitazioni, fusione della neve e dei ghiacciai) e (3) dopo il ruscellamento (in riferimento a portate e volumi).

In primo luogo i modelli sono realizzati con diverse soglie di temperatura per la distinzione pioggia-neve, 0°C per PH e 1.5°C per A3D. Di conseguenza, PH considera più precipitazioni liquide di A3D in inverno poiché non si accumulano sotto forma di neve (vedi Fig. 2).

La Fig. 2 mostra l'altezza della neve osservata e modellata e lo SWE all'interno del bacino del Mera nella cella in cui si trova la stazione di alta quota di San Giacomo Filippo.

Un'analisi simile non è stata possibile per Dischma, perché il set di dati utilizzato non conteneva misure di altezza neve o SWE all'interno del bacino stesso. Le prestazioni dei modelli nella riproduzione dell'altezza di neve sono valutate tramite l'RMSE. L'altezza della neve è riprodotta al meglio da A3D, che fornisce l'RMSE più basso (in alto a destra di Fig. 2 pannello (a)). PH mostra l'RMSE più alto. Errori comuni per A3D sembrano essere legati alla compattazione, mentre PH mostra errori di accumulo e fusione. La performance peggiore di PH può essere spiegata dalla relativa semplicità di valu-

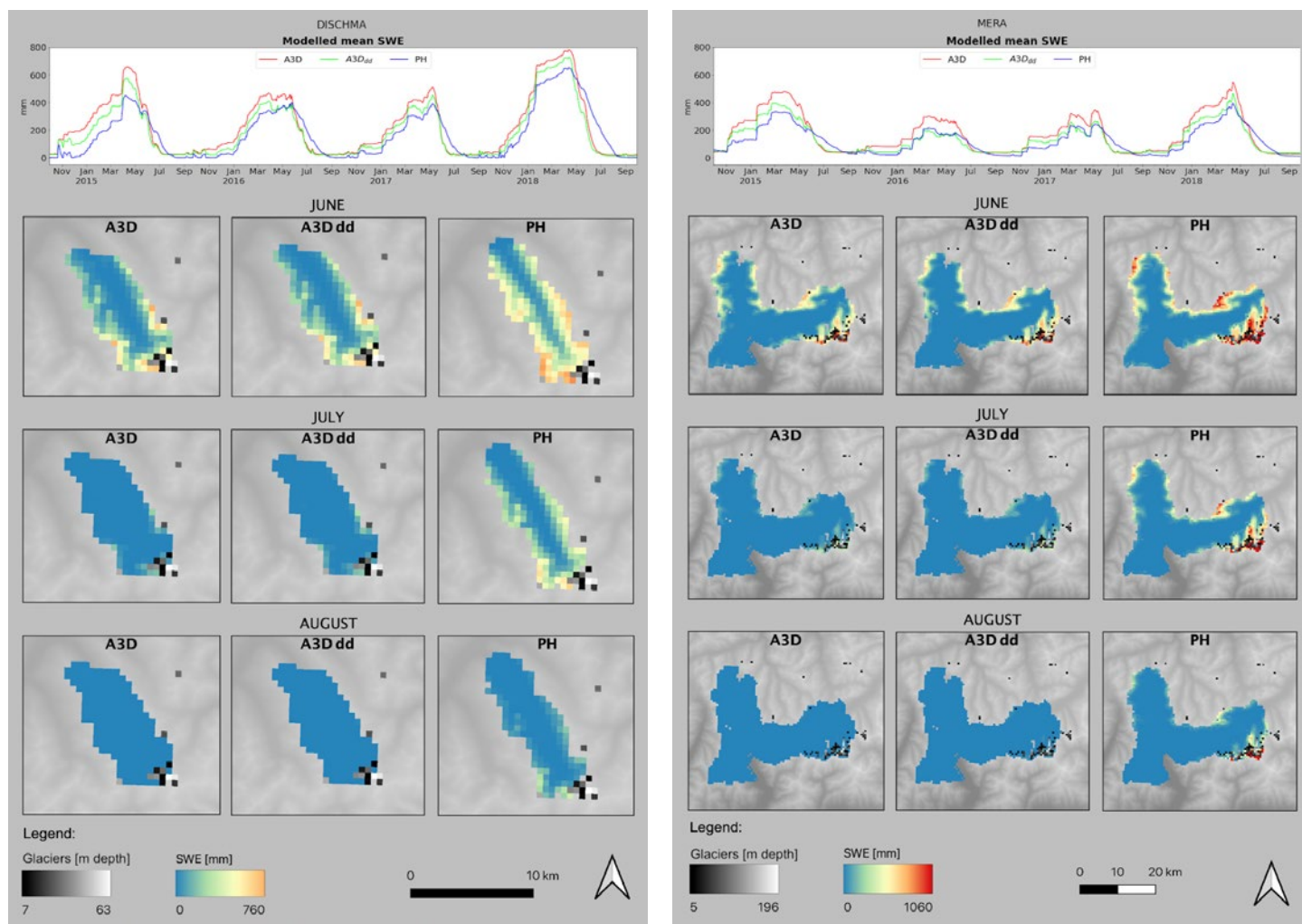


Fig. 3 e 4 - In alto: l'equivalente in acqua (SWE) medio modellato sul bacino per il periodo di validazione; in basso: mappe di SWE nei mesi estivi modellato sui bacini nei periodi di calibrazione e validazione. A sinistra: Dischma; a destra: Mera.

tazione dell'altezza di neve a partire dallo SWE, effettuata mediante l'approccio di Martinec. PH simula sistematicamente uno SWE inferiore a quello di A3D. Lo SWE modellato a scala di bacino è mostrato in Fig. 3 e 4.

A3D riproduce lo SWE sistematicamente più alto rispetto a PH. I picchi di SWE sono ugualmente riprodotti da entrambi i modelli in termini di stagionalità. Tuttavia, indipendentemente dal bacino e dall'anno, PH simula una stagione di fusione più lunga. Il motivo potrebbe essere un prolungato processo di fusione della neve dovuto allo schema *Degree-Day* di PH e alla risoluzione della forzante meteorologica. Lo schema di fusione tiene conto solo di un valore medio giornaliero di temperatura, che deve essere superiore alla soglia di fusione. È probabile che questa condizione venga soddisfatta solo dopo che la fusione sia realmente avvenuta, ritardando il processo di fusione della neve e portando

a una maggiore massa nevosa prevista per i mesi estivi.

Le diverse componenti del flusso sono mostrate in Fig. 5 e 6. Le differenze tra i modelli nel modo in cui riproducono il manto nevoso portano a discrepanze nella simulazione della fusione nivale. PH riproduce una stagione di fusione ritardata e ridotta rispetto a A3D. Una riproduzione alterata della stagionalità della fusione della neve influisce sulle prestazioni dei modelli nella riproduzione della portata.

In Fig. 5 e 6, sono mostrati la portata osservata e modellata dopo il *flow routing* ed i volumi medi mensili. Per il bacino del Mera, il comportamento dei due modelli è simile e caratterizzato da una sottostima della portata nel periodo di accumulo nivale e una sovrastima nel periodo di fusione. SF riproduce la portata con maggiore precisione durante la stagione di fusione, mentre PH mostra una costante propensione verso porta-

te più elevate. Inoltre, PH non distingue una stagione dominante della fusione nivale piuttosto che della fusione glaciale. L'effetto è una rappresentazione più scadente della portata, dove i picchi vengono attenuati e la portata è generalmente sovrastimata. Per il regime nivoglaciale del bacino del Dischma la differenza tra i modelli è più evidente. I diversi tempi di fusione della neve hanno un impatto importante sulla portata simulata. PH ritarda la portata dovuta alla fusione nivale di un mese rispetto alle osservazioni e non riesce a rappresentare l'accentuato picco di portata forzato dalla fusione della neve che caratterizza il fiume. La spiegazione è duplice: da una parte la diversa temperatura di soglia pioggia-neve con cui i modelli sono implementati, dall'altra PH utilizza una risoluzione giornaliera, basandosi su uno schema di fusione che considera solo la temperatura media giornaliera. Ciò ha ripercussioni sulla dinamica del-

la fusione. La conseguenza è una scarsa riproduzione del regime delle portate e dei volumi durante l'intera stagione di fusione, con sottostime all'inizio della primavera e, di conseguenza, sovrastime in estate e in autunno.

In generale, si ottengono prestazioni migliori per il bacino del Dischma rispetto a quello del Mera, in accordo con quanto si vede in Fig. 5 e 6. Il fiume Mera è regolato da più dighe (Fig. 1), quindi il risultato non sorprende. Con PH si ottengono punteggi migliori sia in termini di NSE annuale che di KGE sul Mera, sebbene in precedenza abbiamo mostrato che la dinamica della fusione simulata è interpretata in maniera poco accurata e la Fig. 6 mostra una chiara sovrastima del deflusso durante la stagione estiva. Per il Mera, PH mostra una migliore correlazione lineare con i valori osservati, un errore di variabilità leggermente inferiore e un errore medio leggermente superiore rispetto ad A3D. L'errore di variabilità inferiore può essere spiegato dalla portata generata dalla fusione della neve meno accentuata; mentre l'errore medio più alto è probabilmente dovuto al flusso di base leggermente superiore simulato da PH, che potrebbe essere indotto dalla calibrazione. D'altra parte, sul Dischma, la correlazione lineare modellata da PH è più scarsa rispetto ad A3D e l'errore medio è maggiore, con l'errore di variabilità che non cambia significativamente tra i modelli. Gli errori di correlazione e media sono spiegati dalla curva delle portate traslata dovuta alla minore precisione della simulazione della fusione nivale. Entrambi i modelli prevedono una maggiore variabilità del flusso rispetto a quella osservata nel corso del Mera, ma non per il Dischma, suggerendo ancora una volta l'influenza della regolazione nel flusso. Nel bacino del Dischma, sia NSE che KGE mostrano una performance inferiore di PH rispetto a SF, come possiamo aspettarci, poiché il PH tende a ritardare di un mese la stagione della fusione. Come accennato in precedenza, per i bacini con forti variazioni stagionali, l'utilizzo di metriche di

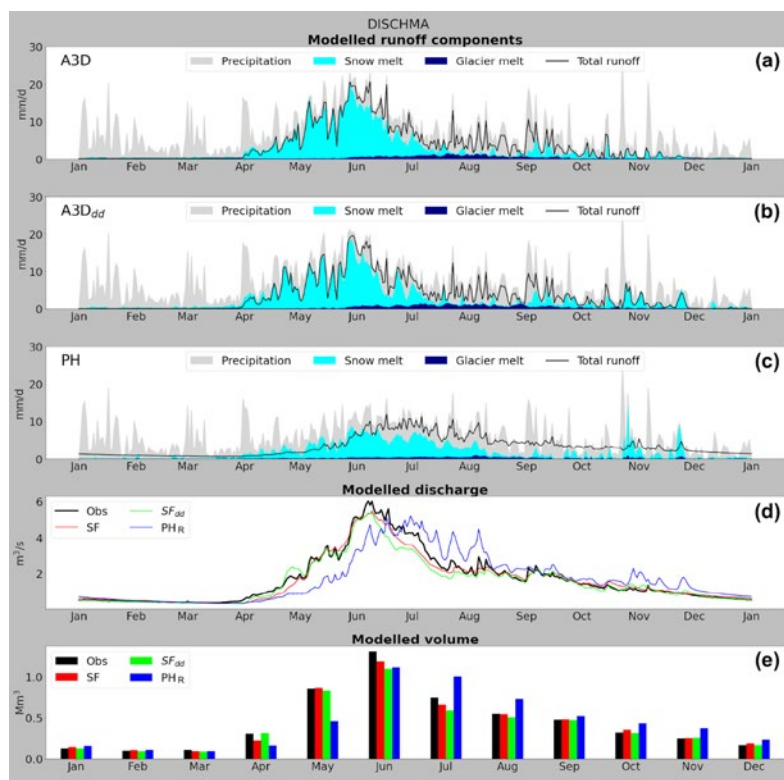


Fig. 5 - Pannelli (a), (b), (c): componenti del ruscellamento superficiale modellate per il bacino del Dischma secondo il risolutore completo di Alpine3D (A3D), lo schema di fusione grado-giorno di Alpine3D (A3DDDD) e Poli-Hydro (PH), rispettivamente. Pannelli (d) ed (e): Rispettivamente, la portata ed i volumi medi mensili modellati da StreamFlow usando l'output dal risolutore completo di Alpine3D (SF), dal suo schema grado-giorno (SFDD) e da Poli-Hydro (PHR), confrontato con i valori misurati. I risultati si riferiscono al periodo di validazione (2015-2018), mediati sul giorno e mese dell'anno.

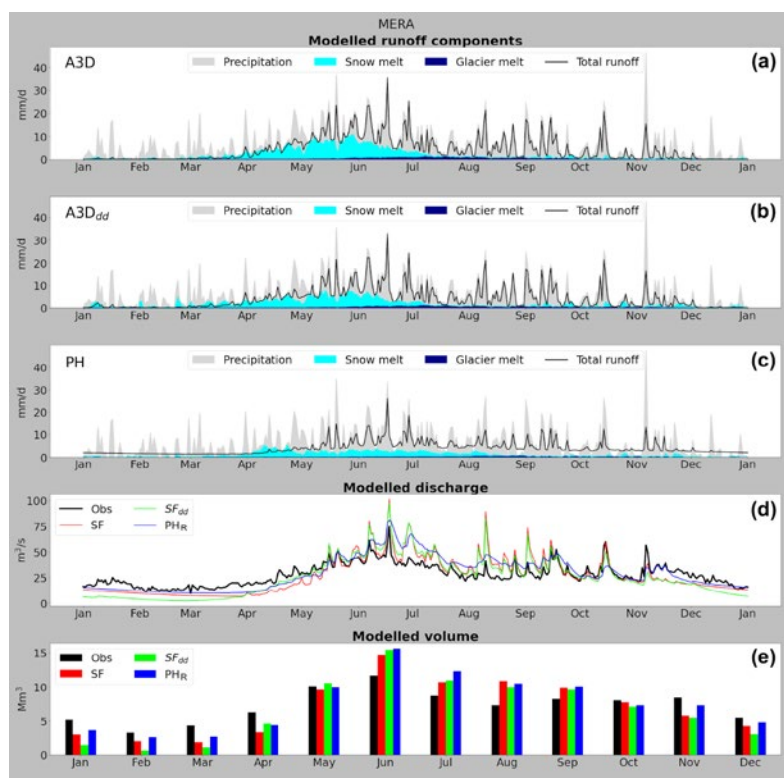


Fig. 6 - Pannelli (a), (b), (c): componenti del ruscellamento superficiale modellate per il bacino del Mera secondo il risolutore completo di Alpine3D (A3D), lo schema di fusione grado-giorno di Alpine3D (A3DDDD) e Poli-Hydro (PH), rispettivamente. Pannelli (d) ed (e): Rispettivamente, la portata ed i volumi medi mensili modellati da StreamFlow usando l'output dal risolutore completo di Alpine3D (SF), dal suo schema grado-giorno (SFDD) e da Poli-Hydro (PHR), confrontato con i valori misurati. I risultati si riferiscono al periodo di validazione (2015-2018), mediati sul giorno e mese dell'anno.

qualità su base annuale non è ottimale. Molti autori hanno affrontato questo problema utilizzando queste metriche su una base stagionale. Valutiamo quindi le prestazioni dei modelli dividendo l'intervallo di validazione per stagioni. Con questo approccio, la portata osservata non è più calcolata come media sull'insieme degli anni di

validazione, ma piuttosto sulle stagioni nel periodo di validazione. L'analisi della performance stagionale (Fig. 7) mostra ancora una volta punteggi inferiori per il bacino del Mera.

A3D+SF supera PH in quasi tutte le stagioni e in entrambi i bacini. PH ottiene punteggi bassi in inverno. La ritardata stagione di fusione di PH per il bacino

## NEVE

del Dischma è ben visibile anche nei punteggi ottenuti nella stagione primaverile.

### Cambiamenti climatici

Le proiezioni di cambiamento climatico sono state eseguite per il periodo 2080-2090 e forzate dall'insieme di RCM descritti precedentemente. Di seguito,

presentiamo l'evoluzione prevista delle precipitazioni, della fusione nivale (come la più significativa forzante stagionale per il deflusso totale e la principale differenza tra i due schemi di fusione), portate e volumi totali, con l'obiettivo di discutere la sensibilità dei modelli al cambiamento climatico. La fusione dei

ghiacciai non sarà presentata perché si prevede che la sua influenza entro il 2050-2060 sarà piccola a causa del ritiro dei ghiacciai. Per le precipitazioni e la fusione nivale, le simulazioni di cambiamento climatico sono confrontate con la media del periodo di riferimento 1990-2000, mentre la portata e i volumi vengono confrontati con le serie temporali osservate. Il periodo di riferimento è qui utilizzato con lo scopo di mostrare i cambiamenti di stagionalità indotti dai cambiamenti climatici.

L'evoluzione prevista delle precipitazioni, della fusione nivale, delle portate e dei volumi è mostrata in Fig. 8 e 9 rispettivamente per il Mera e il Dischma.

Le variazioni della fusione nivale previste da A3D e PH sono coerenti a livello stagionale: rispetto alla media di riferimento 1990-2000, si prevede un netto aumento in primavera (più evidentemente nel bacino nivoglaciale di Dischma), una netta diminuzione in tarda estate (agosto-settembre) e tardo autunno (ottobre-novembre) ed un aumento durante i mesi invernali

Fig. 7 - Punteggi statistici stagionali (KGE a sinistra, NSE a destra) ottenuti sui bacini di Mera (in alto) e Dischma (in basso). I punteggi sono riportati per entrambi gli schemi di A3D e per PH.

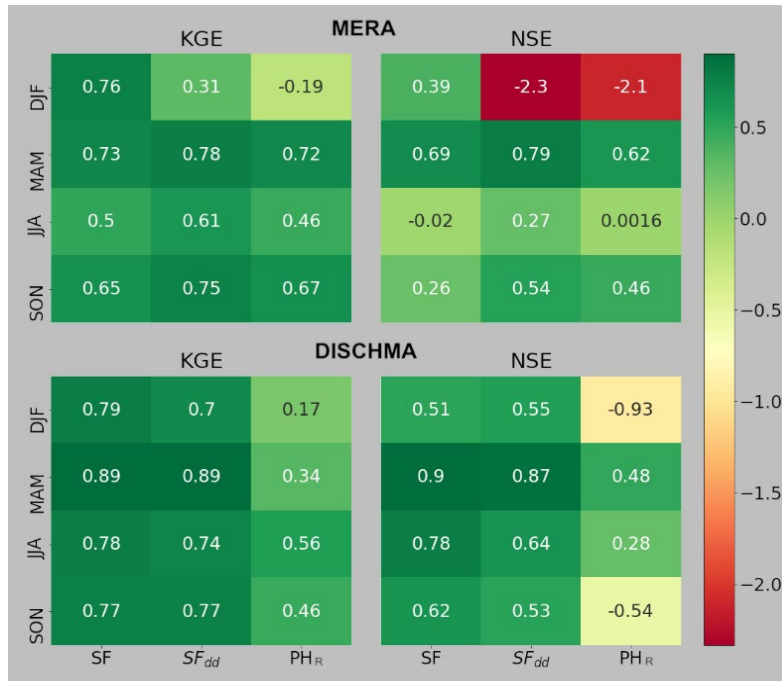
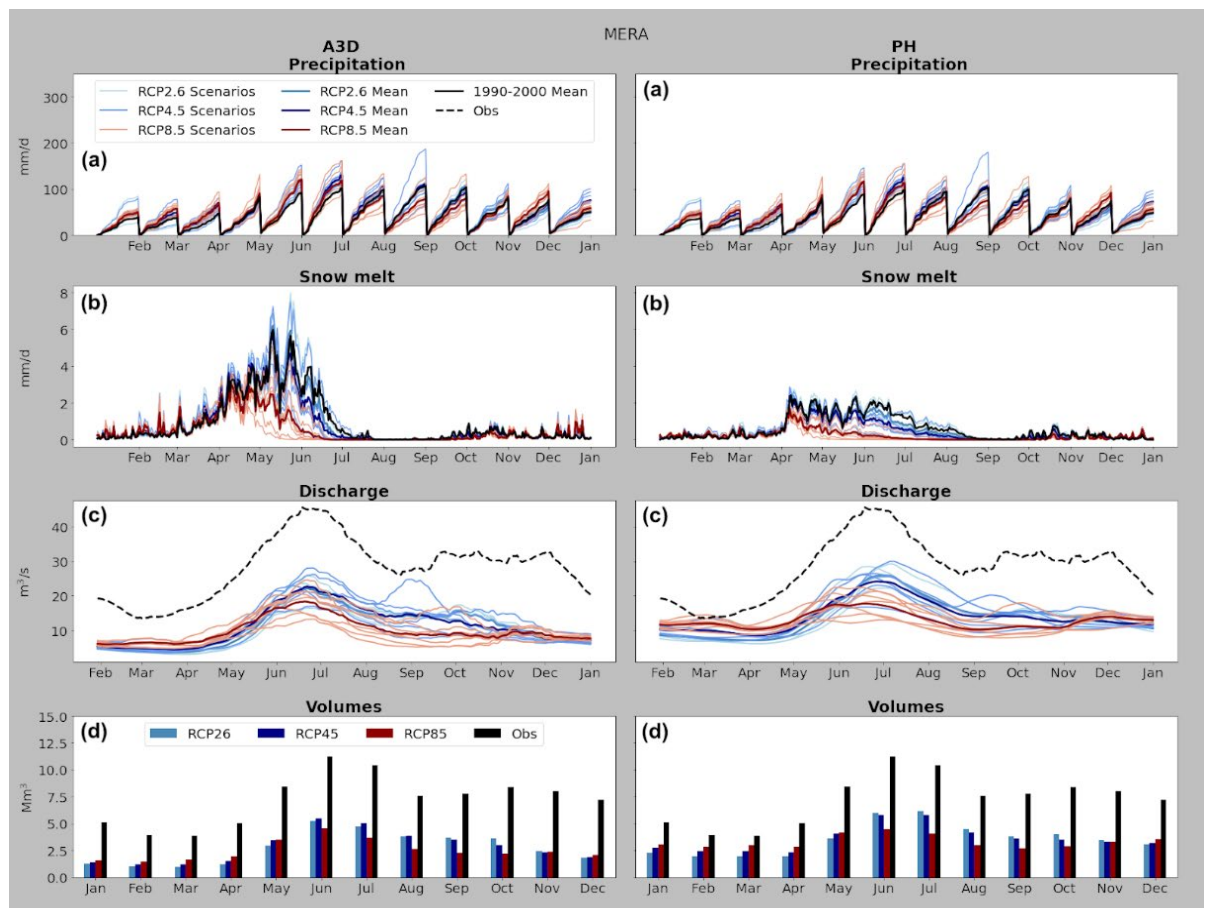


Fig. 8 - Scenari di cambiamento climatico sul il bacino del Dischma per la decade 2080-2090 in confronto alla media di riferimento sulla decade 1990-2000 per la precipitazione (pannello (a)), la fusione nivale (pannello (b)), la portata (pannello (c)) e i volumi (pannello (d)) modellati da A3D (pannelli a sinistra) e da PH (pannelli a destra). Le precipitazioni ed i volumi vengono riportati come valori mensili cumulati. La fusione nivale viene riportata in media sui giorni dell'anno. La portata viene riportata in media sui giorni dell'anno e smussata da una media mobile con una finestra di 30 giorni.



(dicembre-marzo). Tali risultati sono in linea con studi precedenti. Sebbene le tendenze siano simili tra i due modelli di fusione, l'entità dei cambiamenti è piuttosto diversa. Il modello con bilancio energetico A3D sembra essere più sensibile ai cambiamenti climatici rispetto al modello *Degree-Day*PH: non solo la fusione nivale prevista è significativamente superiore (fino a +50%), ma anche le variazioni rispetto al periodo di riferimento sono più marcate, per entrambi i bacini (vedi Fig. 8 e 9, pannelli (b)). Le differenze nell'entità della fusione e nel cambiamento sono per lo più attribuite ai mesi primaverili e estivi. Per spiegare ciò, è necessario discutere nuovamente le basi dello schema di fusione *Degree-Day*. I principali processi fisici coinvolti nel bilancio energetico sono la radiazione a onde lunghe in entrata e in uscita, la radiazione a onde corte assorbita, il flusso di calore turbolento e la fusione. L'approccio *Degree-Day* di PH per la stima della fusione nivoglaciale si basa sulla temperatura dell'aria, considerata un buon predittore per la maggior parte

dei flussi energetici che partecipano al bilancio, e sulla radiazione a onde corte assorbita. Lo scostamento previsto nella stagione di fusione influisce sulla stagionalità del regime di portata per entrambi i bacini idrografici.

Le Fig. 8 e 9 mostrano un aumento delle portate tardo autunnali e invernali per entrambi i bacini, che è probabilmente legato alla maggiore fusione della neve nei mesi di fine autunno.

Tuttavia, i cambiamenti nella stagionalità delle portate sono più pronunciati quando si guarda ad A3D sul bacino di Dischma. Anche se non si prevede che il periodo del picco di portata si sposti in modo significativo, la media di RCP8.5 riproduce una curva di portata che viene traslata di un mese rispetto alle osservazioni medie (vedi Fig. 9c). Lo stesso schema è riprodotto dai volumi mensili previsti (vedi Fig. 9d).

Un altro aspetto interessante che questa analisi mette in luce riguarda l'entità delle portate previste per il bacino del Mera. Come mostrato dai pannelli (c) e (d) in Fig. 8 che riportano portata e

volumi, entrambi i modelli riproducono una significativa riduzione della portata del fiume. Questo comportamento è previsto solo per il fiume Mera in quanto nessuna massa sembra essere persa per il Dischma (Fig. 9), dove la curva è traslata dalle nuove condizioni climatiche ma i volumi sono nel complesso preservati. Le riduzioni di portata arrivano fino al -85% per RCP2.6, -82% per RCP4.5, -86% per RCP8.5 secondo A3D e al -77%, -78% e -82% secondo PH. Infine, è interessante notare che la fusione della neve e la portata nell'RCP2.6 sono generalmente superiori rispetto all'RCP8.5. Con l'aumento delle temperature, è probabile che le precipitazioni assumano più spesso forma liquida, che solida. Di conseguenza, la neve si accumulerà solo ad altitudini elevate o molto elevate (dove le basse temperature possono persino ridurre o rallentare la fusione), al contrario delle altitudini medio-alte dove le nevicate e l'accumulo di neve saranno notevolmente inferiori, con conseguente riduzione nella quantità di neve fusa.

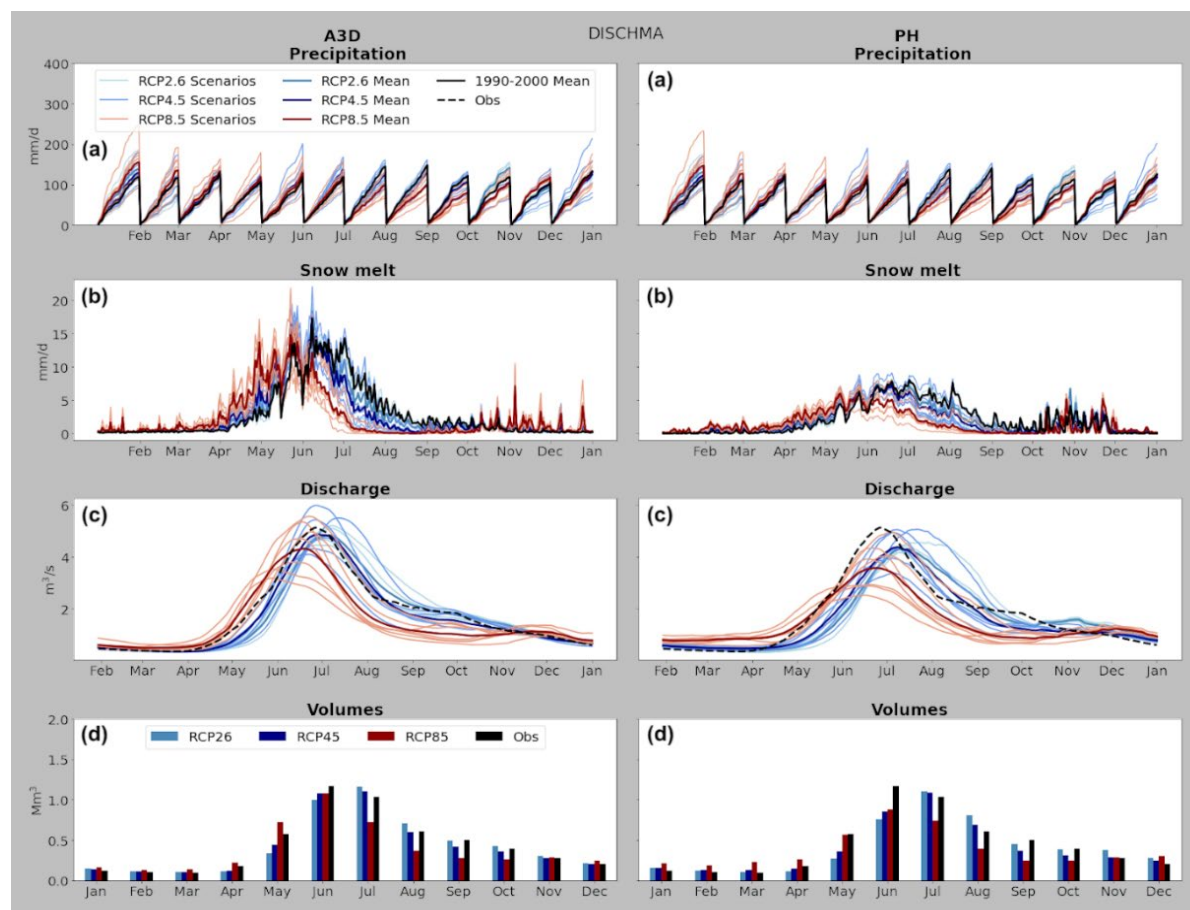


Fig. 9 - Scenari di cambiamento climatico sul il bacino del Mera per la decade 2080-2090 in confronto alla media di riferimento sulla decade 1990-2000 per la precipitazione (pannello (a)), la fusione nivale (pannello (b)), la portata (pannello (c)) e i volumi (pannello (d)) modellati da A3D (pannelli a sinistra) e da PH (pannelli a destra). Le precipitazioni ed i volumi vengono riportati come valori mensili cumulati. La fusione nivale viene riportata in media sui giorni dell'anno. La portata viene riportata in media sui giorni dell'anno e smussata da una media mobile con una finestra di 30 giorni.

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

I punteggi annuali della performance dei modelli suggeriscono che il modello PH più semplice operi meglio dei modelli A3D+SF nel bacino del Mera, ottenendo risultati meno soddisfacenti nel bacino del Dischma. Il modello PH nel Dischma mostra tuttavia un errore in termini di tempistica della stagione di fusione, a dispetto degli alti valori annuali di NSE (0.71) e KGE (0.78). L'analisi stagionale delle metriche mostra un quadro diverso, con una migliore rappresentatività della catena di modelli A3D+SF, in particolare nel bacino del Dischma.

In generale, A3D riproduce la dinamica della fusione in modo più corretto rispetto a PH. PH tende a riprodurre una fusione piuttosto costante nel tempo. Un punto chiave per quanto riguarda le prestazioni più elevate di A3D nel Dischma rispetto a PH è la maggiore risoluzione temporale alla quale si risolve il bilancio energetico. Lo schema di fusione utilizzato da PH si basa sulla temperatura media giornaliera, il che significa che se la tale media è inferiore alla soglia di fusione, il modello non simulerà la fusione della neve, mentre la temperatura potrebbe raggiungere valori più elevati durante il giorno e potrebbe invece verificarsi fusione (dinamica oraria del

fenomeno di accumulo/fusione nivale). Di conseguenza, la fusione durante la stagione primaverile è ritardata in PH. Studi precedenti hanno dimostrato che l'adozione di passaggi temporali più brevi nella modellazione idrologica può essere vantaggiosa per le simulazioni di portata, non solo per eventi di breve durata, ma anche per l'analisi dei risultati su una scala temporale più ampia. Ciò tuttavia richiede di avere serie temporali forzanti a risoluzione oraria, cosa che non sempre accade, in particolare per gli scenari di cambiamento climatico. I modelli qui utilizzati ottengono prestazioni inferiori nel bacino del Mera rispetto al Dischma. La spiegazione è duplice. In primo luogo, il bacino del Mera è fortemente regolato da dighe, non considerate nei modelli. Gli errori dei modelli (sovrastima del deflusso in estate e sottostima in inverno) corrispondono verosimilmente al modello di utilizzo delle dighe: accumulo in estate per produrre energia elettrica in inverno durante il picco di domanda. Oltre alla regolazione, un altro punto chiave che incide sulla rappresentazione delle portate nel bacino del Mera potrebbe essere la scarsità di dati di input. La mancanza di dati potrebbe essere problematica per i modelli con grado di complessità più elevato come A3D, in quanto più sen-

sibili alla scarsa interpolazione dei dati meteorologici. La scarsità di dati meteorologici di input nel bacino del Mera, rispetto al Dischma, potrebbe spiegare perché lì A3D non supera il modello PH. L'importante differenza che osserviamo nella stagionalità della fusione della neve tra i due modelli non consente confronti sulle prestazioni dei modelli di flusso. Tale confronto dovrebbe essere eseguito forzando entrambi i modelli di flusso con lo stesso input, cosa che non è stata possibile qui. Il modulo di *flow routing* di PH è profondamente legato al modulo di fusione della neve nel modello.

I risultati illustrati in Fig. 8 e 9 mostrano che ci sono due limiti sostanziali nell'utilizzo di uno schema di fusione *Degree-Day* per applicazioni sui cambiamenti climatici, nonostante i suoi vantaggi in termini di dati di input. I parametri *Degree-Day* di PH sono calibrati e fissati per ogni mese. Di conseguenza, il modello mostra meno sensibilità ai cambiamenti della temperatura dell'aria e cattura i cambiamenti nella stagionalità della fusione in maniera minore. D'altra parte, le temperature generalmente più elevate previste per la fine del secolo possono portare a (1) meno nevicate e un più rapido invecchiamento del manto nevoso e (2) a fusione anticipata. Entrambi gli



effetti comportano un'albedo inferiore durante il periodo di fusione, poiché la neve vecchia ha un'albedo inferiore rispetto alla neve nuova. In A3D, l'albedo della neve viene calcolato ad ogni passo temporale con lo specifico modulo di SNOWPACK. L'albedo invece è impostato come parametro fisso all'interno del modello PH, quindi non è stato possibile catturare l'eventuale riduzione. Di conseguenza, il contributo della radiazione netta a onde corte è probabilmente sottostimato, portando a tassi di fusione inferiori in primavera e in estate. Inoltre, in condizioni climatiche modificate, i parametri che sono stati calibrati o fissati in base alle condizioni attuali potrebbero non riprodurre correttamente il flusso di base in condizioni future.

Per concludere, i nostri risultati sono duplici. Da un lato, confermano sul bacino quasi naturale del Dischma che l'uso dei modelli *Degree-Day* per il futuro è discutibile, poiché tali modelli si basano su parametri calibrati nelle condizioni climatiche attuali. D'altra parte, il caso del Mera ha suggerito che l'uso di modelli di fusione complessi potrebbe essere di fatto superfluo se applicato a grandi bacini fortemente regolati e scarsamente monitorati.

Il limite maggiore di questo caso studio di modelli a confronto è sicuramente la scarsità di dati sul bacino del Mera. Una più fitta rete di monitoraggio per i dati meteorologici in input avrebbe probabilmente contribuito a risultati più accurati. Dati di funzionamento delle dighe, se disponibili, avrebbero potuto essere utilizzati per convalidare le ipotesi di ritenzione e rilascio di acqua, per accoppiare il modello PH, con la produzione di energia come è stato fatto negli studi precedenti. Per SF, invece, tale attuazione non è ancora disponibile. Nonostante tali limiti, il confronto tra modelli è stato comunque possibile e ha portato alla luce molti aspetti interessanti per sviluppi futuri nella modellizzazione e il monitoraggio dei bacini alpini, altamente sfruttati per la produzione idroelettrica nel contesto del cambiamento climatico.

## Bibliografia

- Bocchiola, D., Soncini, A., Senese, A., & Diolaiuti, G. (2018). Modelling hydrological components of the Rio Maipo of Chile, and their prospective evolution under climate change. *Climate*. <https://doi.org/10.3390/cli6030057>
- Casale, F., Bombelli, G. M., Monti, R., & Bocchiola, D. (2020). Hydropower potential in the Kabul River under climate change scenarios in the XXI century. *Theoretical and Applied Climatology*, 139(3–4), 1415–1434. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-03052-y>
- Gallice, A., Bavay, M., Brauchli, T., Comola, F., Lehning, M., & Huwald, H. (2016). StreamFlow 1.0: An extension to the spatially distributed snow model Alpine3D for hydrological modelling and deterministic stream temperature prediction. *Geoscientific Model Development*, 9(12), 4491–4519. <https://doi.org/10.5194/GMD-9-4491-2016>
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., ... Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563–578. <https://doi.org/10.1007/S10113-013-0499-2/FIGURES/8>
- Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., Gørgen, K., Jacob, D., Lüthi, D., Van Meijgaard, E., Nikulin, G., Schär, C., Teichmann, C., Vautard, R., Warrach-Sagi, K., & Wulfmeyer, V. (2014). Regional climate modeling on European scales: A joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, 7(4), 1297–1333. <https://doi.org/10.5194/GMD-7-1297-2014>
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., & Satyawali, P. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3), 147–167. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00073-3](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00073-3)
- Lehning, M., Völksch Ingo, I., Gustafsson, D., Nguyen, T. A., Stähli, M., & Zappa, M. (2006). ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes*, 20(10), 2111–2128. <https://doi.org/10.1002/HYP.6204>
- Rajczak, J., Kotlarski, S., Salzmann, N., & Schär, C. (2016). Robust climate scenarios for sites with sparse observations: a two-step bias correction approach. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1226–1243. <https://doi.org/10.1002/JOC.4417>
- Zappa, M., Pos, F., Strasser, U., Warmerdam, P., & Gurtz, J. (2003). Seasonal Water Balance of an Alpine Catchment as Evaluated by Different Methods for Spatially Distributed Snowmelt Modelling. *Hydrology Research*, 34(3), 179–202. <https://doi.org/10.2166/NH.2003.0003>
- Zekollari, H., Huss, M., & Farinotti, D. (2019). Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Cryosphere*, 13(4), 1125–1146. <https://doi.org/10.5194/TC-13-1125-2019>

*Nota (1) Il presente articolo costituisce un riadattamento dello studio condotto da \*\*\* Carletti et al., 2022 \*\*\* in una versione ridotta e semplificata che tuttavia ne illustra premesse, metodi e risultati principali. L'articolo nella sua versione integrale è stato recentemente pubblicato sulla rivista HESS, a cui si rimanda il lettore per ulteriori approfondimenti è firmato Carletti F., Michel A., Casale F., Bocchiola D., Lehning M., and Bavay M.: A comparison of hydrological models with different level of complexity in Alpine regions in the context of climate change, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. [preprint], <https://doi.org/10.5194/hess-2021-562>, in review, 2021. Il link all'articolo è il seguente: <https://hess.copernicus.org/preprints/hess-2021-562/>*





# VALANGHE

2

## SNOW GLIDING

Modellazione fisica del fenomeno: un caso studio nelle Alpi italiane

# SNOW GLIDING

**Giovanni Martino Bombelli**<sup>1</sup>,  
**Gabriele Confortola**<sup>1</sup>,  
**Margherita Maggioni**<sup>2</sup>,  
**Michele Freppaz**<sup>2,3</sup>  
**e Daniele Bocchiola**<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Dipartimento DICA, Politecnico di Milano,  
Piazza L. Da Vinci 32, 20133 Milano, Italia;  
giovannimartino.bombelli@polimi.it;  
gabriele.confortola@polimi.it;  
daniele.bocchiola@polimi.it.

<sup>2</sup>Centro Interdipartimentale sui  
Rischi Naturali in Ambiente Montano  
e Collinare – NatRisk, Università  
degli Studi di Torino, Largo Paolo Braccini 2,  
10095 Grugliasco, TO, Italia;  
margherita.maggioni@unito.it;  
michele.freppaz@unito.it.

<sup>3</sup>Dipartimento DISAFA, Università  
degli Studi di Torino, Largo Paolo Braccini 2,  
10095 Grugliasco, TO, Italia.

## MODELLAZIONE FISICA DEL FENOMENO: UN CASO STUDIO NELLE ALPI ITALIANE

Lo *snow gliding*, in italiano “reptazione”, ovvero il lento movimento in discesa del manto nevoso, è un fenomeno complesso da prevedere e modellare e tuttavia di estrema importanza, poiché influenza la dinamica del manto nevoso nella fase precedente agli eventi valanghivi. Questo studio vuole presentare un modello monodimensionale fisicamente basato, *Poli-Glide*, in grado di prevedere *gliding* lungo una linea di flusso, ad una scala temporale giornaliera. L'obiettivo è la definizione di un modello utile a descrivere matematicamente il processo dello *snow gliding*, che richieda un numero contenuto di dati in input facilmente disponibili, capace di modellare l'evoluzione del manto nevoso.

*Poli-Glide* è stato applicato al sito valanghivo di “*Torrent des Marais-Mont de La Saxe*”, in Valle d'Aosta dove il fenomeno è stato monitorato negli inverni 2010-2011. I risultati mostrano una capacità accettabile di *Poli-Glide* nel riprodurre la deformazione temporale e lo spostamento finale (fino a frattura) del manto nevoso.

I risultati qui presentati sono un prezioso punto di partenza per ricerche future, volte a includere parametrizzazioni più complesse dei diversi processi che influenzano il fenomeno del *gliding*. *Poli-Glide*, una volta validato in maniera sistematica, potrebbe essere utilizzato per una valutazione del pericolo di distacco valanghivo in aree soggette a *gliding*.

### SNOW GLIDING

*Snow gliding, a slow movement downhill of snow cover, is complex to forecast and model and yet is extremely important, because it drives snowpack dynamics in the pre-avalanching phase. This study presents a data-driven, physically based, time-dependent 1D model, Poli-Glide, able to predict the slow movement of snowpacks along a flow line at the daily scale. The objective of the work was to create a useful snow gliding model, requiring few, relatively easily available input data. The proposed model was then applied to the “Torrent des Marais-Mont de La Saxe” site in Aosta Valley, monitored during the winters of 2010 and 2011, featuring different weather conditions. The results showed an acceptable capacity of the model to reproduce snowpack deformation patterns and the final snowpack's displacement. The results could be a valuable starting point for future research aimed at including more complex parameterizations of the different processes that affect gliding. Poli-Glide could be then used to provide hazard assessment in areas subject to gliding and subsequent avalanching.*



## INTRODUZIONE

Lo *snow gliding*, definito come il lento movimento viscoso a valle del manto nevoso, può essere all'origine della formazione di pieghe e crepe nel manto, da cui si possono generare degli eventi valanghivi (Höller, 2014). L'esistenza di questi processi è nota sin dagli anni '30, eppure tale processo non è ancora completamente compreso, anche data la mancanza di osservazioni consistenti e adeguate (Reardon et al., 2006). Tale imprevedibilità porta ad una limitata capacità previsionale delle valanghe da scivolamento (Baggi & Schweizer, 2009; Peitzsch et al., 2012; Reardon & Lundy, 2004; Simenhois & Birkeland, 2010). Il monitoraggio e la modellazione dello *snow gliding* sono quindi essenziali per la valutazione del pericolo da valanghe (Feick et al., 2011; Peitzsch et al., 2012).

Lo *snow gliding* è un fenomeno particolarmente sensibile alla presenza di acqua liquida nell'interfaccia fra neve e terreno (Clarke & McClung, 1999; Lackinger, 1987) da cui la conseguente formazione di uno strato di terreno soffice e fangoso che può influenzare il meccanismo di scorrimento del manto. Tra le fonti di tale acqua liquida si possono includere le precipitazioni liquide, la fusione della neve nell'area dell'interfaccia a causa dell'accumulo di calore nel suolo, la fusione del manto nevoso ed il possibile deflusso da sorgenti di acque sotterranee (Jones & Jones, 2004; Mitterer & Schweizer, 2012), sebbene quest'ultimo caso sia piuttosto raro.

Molti studi in letteratura si sono approcciati allo studio del fenomeno utilizzando due differenti metodologie. La prima si basa sull'indagare i parametri chiave che ne influenzano il meccanismo fisico, come il contenuto d'acqua nel manto nevoso e nell'interfaccia fra neve e terreno (Ceaglio et al., 2012; Ceaglio et al., 2017; Clarke & McClung, 1999; Mitterer & Schweizer, 2012; Stimberis & Rubin, 2005). La seconda metodologia invece si basa sull'analisi del legame tra l'attività valanghiva ed i parametri climatici dei siti soggetti a tali scivolamenti (Clarke & McClung, 1999; Dreier et al., 2016; Peitzsch et al., 2012; Simenhois & Birkeland, 2010).

Höller (2014), fra gli altri, ha fornito una rassegna dei vari studi condotti nel campo dello *snow gliding*, esaminando anche i diversi approcci utilizzati partendo dagli anni '30, che comprendono sia metodi descrittivi e misurazioni sul campo che modelli ed applicazioni di tecnologie automatiche. In particolare, Heafeli (1939), proponendo una prima descrizione teorica, ha modellato il processo su un piano ideale, misurando la velocità di scorrimento rispetto a sollecitazioni normali su una lastra di vetro con diverse inclinazioni, scoprendo così che la velocità di scorrimento dipende dalla temperatura e dall'umidità della lastra di vetro (una modellazione dell'interfaccia neve-terreno nel mondo reale). In der Gand & Zupanec (1966) hanno scoperto che la velocità di *gliding* aumenta con il peso della neve e della pendenza del terreno e che invece diminuisce con l'aumento dell'attrito sul fondo.

McClung e Clarke (1987) hanno, inoltre, proposto un modello per tenere conto del ruolo della presenza di acqua liquida all'interfaccia fra neve e terreno, che influisce sulla velocità dello scorrimento riducendo la viscosità della neve vicino all'interfaccia e inducendo la separazione parziale del manto nevoso dall'interfaccia.

Clarke and McClung (1999) hanno sottolineato che i processi che producono acqua liquida sul fondo del manto nevoso possono essere suddivisi, in eventi di temperatura fredda o eventi di temperatura calda a seconda che l'acqua alla base del manto nevoso si estende dal basso (dal suolo) o dall'alto (dagli strati nevosi superiori) (McClung & Clarke, 1987).

Oltre ai modelli fisicamente basati, si sono studiati anche modelli probabilistici che hanno analizzato i fattori più predisponenti per lo *snow gliding* e gli eventi valanghivi collegati. Leitinger et al. (2008) hanno identificato come fattori chiave la copertura forestale, la pendenza del suolo, le precipitazioni invernali, la rugosità del pendio e l'esposizione. Partendo da queste considerazioni, hanno sviluppato un modello di regressione multipla spaziale per produrre mappa di *snow gliding* in due aree dell'Austria. Altri modelli statistici (ad es.

Dreier et al., 2016; Peitzsch et al., 2012) si sono concentrati invece sull'identificazione dei fattori di innesco dei vari eventi valanghivi, analizzando la neve e la situazione meteorologica nei giorni di occorrenza o meno di valanghe.

La ricerca qui presentata si basa su un approccio modellistico, che ha come obiettivo l'identificazione della relazione tra la velocità di scorrimento e lo stress di taglio fra neve e terreno, considerando le possibili variabili che ne possono caratterizzare lo scorrimento, come la temperatura del suolo, l'attrito superficiale, la pendenza, l'esposizione e la presenza di acqua libera nell'interfaccia (Premoli, 2014).

L'obiettivo principale di questo lavoro è presentare un modello pratico di *snow gliding*, che chiamiamo *Poli-Glide*, che richieda un numero contenuto e facilmente disponibili in input. In particolare, si parte con la ricostruzione dell'evoluzione del manto nevoso a partire dalle precipitazioni misurate e dalla temperatura dell'aria, con particolare attenzione all'interfaccia fra neve e suolo. Si valutano poi la velocità e l'entità del movimento del manto nevoso nelle fasi di *gliding*. Si conduce poi un'analisi di correlazione per confermare la dipendenza dei tassi di *gliding* osservati rispetto alle variabili scelte come descrittive del fenomeno.

## AREA DI STUDIO

L'area di studio è costituita dal sito valanghivo denominato *Torrent des Marais - Mont de la Saxe*, che corre su un versante esposto ad ovest dai 2115 ai 1250 m slm nel comune di Courmayeur in Valle d'Aosta (si veda la Figura 1). La temperatura media annua dell'aria nell'area di studio è di +2.8 °C (1993-2010, dati dell'AWS Courmayeur-Mont de la Saxe a 2076 m slm dell'Ufficio Centro Funzionale, Regione Aosta, Maggioni et al., 2019). La precipitazione media annua è di circa 840 mm/y (1995-2010) e il valore medio annuo della cumulata delle precipitazioni solide è pari a 275 cm a 1250 m slm (1937-1995) e di circa 450 cm a 2000 m slm (Mercalli & Cat Berro, 2003). La zona di distacco del sito è tipicamente caratterizzata da un intenso fenomeno di

*snow gliding* e dalla conseguente formazione di grandi fessure da scivolamento, che spesso portano al distacco di valanghe, principalmente in primavera e talvolta nel tardo autunno (Premoli, 2014). La lunghezza delle fessure che si generano varia generalmente tra 30 e 100 m, a seconda dell'intensità dei processi di *snow gliding*. La zona è caratterizzata da una pendenza media di 30°, in genere coperta da pascoli. Il suolo è frequentemente disturbato dalla rimozione degli strati superiori e dalla conseguente esposizione del sottosuolo e sono ben visibili segni di erosione, principalmente a causa dei processi legati alla neve (Ceaglio et al., 2012). Il substrato roccioso è costituito principalmente da scisti argillosi neri, arenarie calcaree e, in alcuni tratti, graniti porfirici.

## DATI

I dati meteo e neve sono stati recuperati dalla stazione meteo denominata Pré-Saint-Didier Plan Praz (2044 m s.l.m., a 8.5 km dall'area di distacco delle valanghe ma con altitudine simile e medesima esposizione), gestita dall'Ufficio Centro Funzionale (UCF)-Regione d'Aosta. Non è stato, invece, possibile utilizzare i dati della stazione di Courmayeur Mont de La Sax, più vicina al sito di studio, poiché i dati sull'altezza della neve non erano affidabili avendo riscontrato il verificarsi di fenomeni di erosione o accumulo su larga scala. La stazione di Pré-Saint-Didier Plan Praz è attiva dal 2002 e considerata ben rappresentativa della zona, soprattutto per l'altezza della neve a 2000 m slm. I parametri disponibili per questa stazione automatica sono la temperatura dell'aria [°C], l'altezza della neve [cm], la pioggia [mm] e la radiazione solare [Wm<sup>-2</sup>]. Per valutare le proprietà fisiche del manto nevoso, diversi profili di neve, ottenuti secondo la procedura di Fierz et al. (2009), sono stati scavati in prossimità dell'area di rilascio in un luogo sicuro, dove raramente si è riscontrato il verificarsi di valanghe.

Nell'area di distacco delle valanghe, nell'estate 2009 è stata installata una specifica strumentazione per la misura in continuo dello scivolamento della neve e di alcune

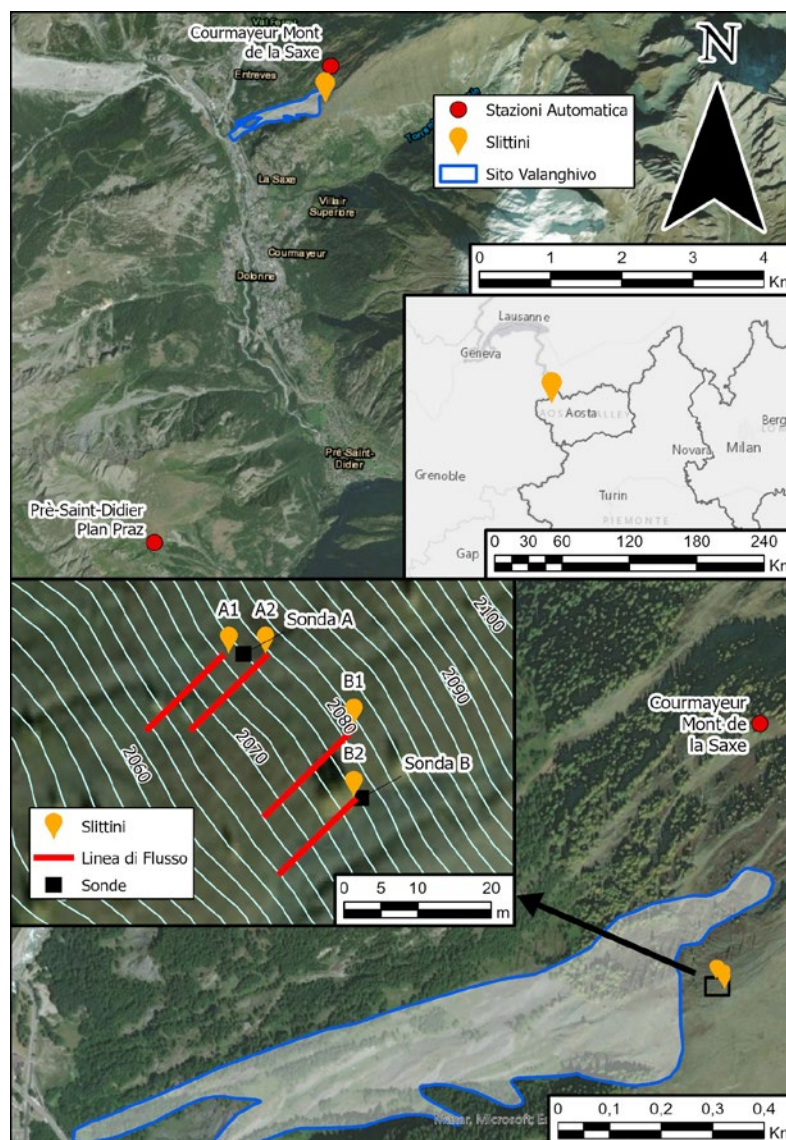


Fig. 1 - Localizzazione dell'area di studio e posizione degli slittini rispetto alle stazioni meteorologiche automatiche e al sito valanghivo. Focus sull'area degli slittini, con la direzione con le linee di flusso e le diverse posizioni delle sonde sono evidenziate (misurazione della temperatura del suolo e della neve e del contenuto idrico del suolo).

proprietà fisiche della neve e del suolo. Una descrizione dettagliata dell'impianto sperimentale è fornita nel lavoro di Ceaglio et al. (2012), in particolare i *data logger* sono stati impostati per scansionare misure di diversi parametri ogni minuto e per memorizzare valori medi ogni 30 minuti. Le principali informazioni raccolte sono lo scorrimento cumulato della neve (in cm), ottenuto utilizzando degli slittini posizionati all'interfaccia fra neve e suolo, la temperatura della neve, il contenuto d'acqua nello strato basale del manto nevoso, la temperatura del suolo e il contenuto d'acqua a 0 cm (considerato come interfaccia neve/suolo), -5 cm, -15 cm di profondità nel terreno.

## MODELLAZIONE

### Base teorica

Si è quindi passati allo sviluppo del model-

lo fisicamente basato di *snow gliding* denominato *Poli-Glide*. Il modello proposto è monodimensionale (1D), spazialmente distribuito (linea di flusso principale, discretizzata in un certo numero di celle) e funzionante a scala temporale giornaliera. Questo modello è composto da diversi moduli posti in serie.

La modellazione dello *snow gliding* richiede infatti la rappresentazione di una serie di processi, a partire dalla nevicata e dall'accumulo, alla successiva compattazione del manto nevoso, bilancio energetico e idrico e al successivo scivolamento. Ciascuno di questi fenomeni, o processi a cascata l'uno nell'altro, è modellato secondo gli approcci disponibili nella presente letteratura e il loro uso combinato porta al modello finale di *Poli-Glide*. L'approccio è quindi descritto per ogni modulo nel box di seguito.

## Accumulo nivale

Ogni precipitazione  $P_i$  può essere parzialmente o totalmente solida  $P_s$  (e di conseguenza vi può essere o meno la complementare precipitazione liquida,  $P_l$ ), la divisione è modellata usando la temperatura dell'aria,  $T_a$ , come di seguito:

$$\begin{aligned} P_l &= P \alpha_l \\ P_s &= P(1 - \alpha_l) \end{aligned} \quad (1)$$

dove  $\alpha_l$  è la frazione di acqua liquida dipendente dalla temperatura nel seguente modo:

$$\begin{aligned} \alpha_l &= 0 \quad \text{if } T_a < T_{inf} \\ \alpha_l &= \frac{T_a - T_{inf}}{T_{sup} - T_{inf}} \quad \text{if } T_{inf} \leq T_a < T_{sup} \\ \alpha_l &= 1 \quad \text{if } T_a \geq T_{sup} \end{aligned} \quad (2)$$

dove  $T_{inf}$  e  $T_{sup}$  possono essere definite da letteratura o calibrate su osservazioni. Qui si sono usati  $T_{inf} = -0.5$  °C e  $T_{sup} = 0.5$  °C. Quando vi è precipitazione e  $T_a \leq T_{sup}$ , vi è dunque anche una componente solida e conseguentemente vi è un accumulo di neve al suolo. La densità della neve fresca,  $\rho_0$  [kgm<sup>-3</sup>] (Bocchiola & Rosso, 2007; Bras, 1990), è modellata nel seguente modo:

$$\rho_0 = 50 + 0.1 (1.8 T_a + 32)^2 \quad (3)$$

Con  $T_a$  la temperatura dell'aria espressa in °C (ad esempio per  $T_a = 0$  °C,  $\rho_0 = 152.5$  kgm<sup>-3</sup>).

## Compattazione del manto nivale

Durante l'inverno vi è una evoluzione del manto nevoso in particolare si verifica la compattazione della neve, con la diminuzione dell'altezza della neve, (Martinec & Rango, 1991). L'assestamento nel tempo per un singolo strato di neve può essere modellato, secondo una legge di potenza, come

$$H_s = H_0 (n + 1)^{-m} \quad (4)$$

dove  $H_0$  è l'altezza iniziale dello strato di neve fresca,  $n$  il numero di giorni dopo un evento di nevicata (avvenuto al giorno 0) e  $m$  un esponente da calibrare sulle misure di altezza di neve (ad esempio Martinec & Rango, 1991 trovano un valore pari a  $m \approx 0,3$ ). Trascurando la ridistribuzione della neve da parte del vento, si può stimare la densità della neve compattata assumendo la conservazione della massa come

$$H_s \rho_s = H_0 \rho_0 \rightarrow \rho_s = \frac{H_0 \rho_0}{H_s} = \frac{\rho_0}{(n + 1)^{-m}} \quad (5)$$

Alla fine di ogni giornata  $j$ , per ogni uno strato  $i$  per ciascuno degli eventi precedenti  $N_s$  fino al giorno  $j$ , la densità media del manto nevoso  $\rho_{SPj}$  del manto nevoso  $H_{s,j}$  è assunta pari a

$$\rho_{SPj} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{s,j}} H_{s,i,j} \rho_{s,i,j}}{\sum_{i=1}^{N_{s,j}} H_{s,i,j}} = H_{s,j} \quad (6)$$

## Ablazione del manto nivale

L'ablazione della neve è simulata qui secondo un approccio degree-day, in grado di catturare sufficientemente bene il processo su scala giornaliera (Bocchiola et al., 2010; Ohmura, 2001). In tal modo, la fusione della neve è definita nel seguente modo:

$$M_s = M_f (T_a - T_t) \quad (7)$$

con  $M_f$  [mm°C<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup>] fattore di fusione da adattare ai dati e  $T_t$  la temperatura di soglia impostata su  $T_t = 0$  °C, valore ricavato dopo una analisi dei dati del manto nevoso.

## Temperatura del manto

Si assume che la temperatura all'interno del manto nevoso vari linearmente (cioè lungo una coordinata  $z$  discendente a partire dalla superficie della neve), in funzione della temperatura della superficie della neve all'interfaccia con l'aria ( $T_{s,a}$ ) e della temperatura di neve sul fondo all'interfaccia con il suolo ( $T_{s,s}$ ), come segue:

$$\begin{aligned} T_{s,a} &= T_a \quad \text{se } T_a \leq 0^\circ\text{C} \\ T_{s,a} &= 0 \quad \text{se } T_a > 0^\circ\text{C} \end{aligned} \quad (8)$$

con la variazione di temperatura lungo l'altezza della neve come:

$$\begin{aligned} T_s(z) &= T_{s,a} + \frac{T_{s,s} - T_{s,a}}{H_s} z \quad \text{se } T_a \leq 0^\circ\text{C} \\ T_s(z) &= T_{s,a} = 0 \quad \text{se } T_a > 0^\circ\text{C} \end{aligned} \quad (9)$$

Qui, la temperatura dell'interfaccia neve-suolo  $T_{s,s}$  è stata misurata mediante sonde di temperatura, come descritto. Nel nostro modello  $T_{s,s}$  è stata utilizzata per valutare il potenziale *snow gliding* (cioè, quando  $T_{s,s} = 0$  °C vi è la reptazione del manto). Qualora  $T_{s,s}$  non fosse disponibile, si potrebbe utilizzare  $T_a$  per valutare il profilo di temperatura nel manto nevoso (e di conseguenza  $T_{s,s}$ ), ad esempio, mediante il calcolo del bilancio energetico all'interno del manto nevoso, determinato dalle condizioni meteorologiche (ad esempio, radiazione solare, vento, umidità dell'aria, ecc.).

## Bilancio idrico del manto nivale

La stagnazione di acqua libera all'interfaccia neve-suolo è modellata in base al bilancio idrico del suolo, ovvero dall'analisi del contenuto idrico del suolo (espresso qui in mm, cioè come volume d'acqua su una superficie unitaria), come condizionato dalla fusione nivale (si veda ad esempio Bocchiola et al., 2011), come segue.

$$S_j = S_{j-1} + (P_{ij} + M_{s,j} - Q_{g,i}) \Delta t \quad (10)$$

Con  $S_j$  [mm] si indica il contenuto idrico del suolo al giorno  $j$ , a sua volta dipendente dal contenuto del giorno prima,  $S_{j-1}$  [mm], dalla precipitazione liquida nello stesso giorno,  $P_{ij}$  [mmd<sup>-1</sup>], dalla fusione nivale nello stesso giorno,  $M_{s,j}$  [mmd<sup>-1</sup>] e dall'infiltrazione nel suolo dello stesso giorno,  $Q_{g,i}$  [mmd<sup>-1</sup>]. Il termine  $\Delta t$  indica il passo temporale, qui un giorno (Chen et al., 2005). Per semplicità, si è assunto che l'acqua di fusione percoli all'interno del manto nevoso e raggiunga il suolo entro lo stesso giorno. L'infiltrazione nel suolo è definita come (Chen et al., 2005)

$$Q_{g,i} = K_{sat} \left( \frac{S_j}{S_{max}} \right) \quad (11)$$

dove  $K_{sat}$  [mmd<sup>-1</sup>] è la conduttività del suolo saturo e  $S_{max}$  [mm] il massimo potenziale accumulo di acqua nel suolo. Si definisce quindi  $h_w$ , l'altezza del flusso d'acqua raggiunta sulla superficie nel caso di terreno saturo, come

$$\begin{aligned} h_{w,j} &= S_j - S_{max} \quad \text{se } S_j > S_{max} \\ h_{w,j} &= 0 \quad \text{se } S_j \leq S_{max} \end{aligned} \quad (12)$$

## Velocità di snow gliding

La modellazione delle velocità di *snow gliding* è stata formulata secondo McClung & Clarke (1987), che collega tale velocità di  $U_g$  [ms<sup>-1</sup>] allo sforzo di taglio all'interfaccia fra neve e suolo,  $\tau$  [Pa]

$$\tau = \frac{\mu U_g}{2(1 - \nu) D^*} \quad (13)$$

In cui  $\mu$  [Pa s] è la viscosità a taglio e  $\nu$  [...] il coefficiente di Poisson della neve e  $D^*$  [m] è definita come la *stagnation depth*. La Figura 1 riporta una indicazione della direzione del flusso in cui viene applicato l'approccio di McClung & Clarke (1987). La variabile chiave qui è  $D^*$ , che è dipendente sia dalla geometria del suolo sia dall'altezza del flusso dell'acqua all'interfaccia fra neve e suolo. Quindi se si modella l'andamento superficiale del suolo utilizzando una funzione sinusoidale definita da una lunghezza d'onda  $\lambda_0$ , e un'ampiezza (Höller et al., 2009; McClung, 1981; McClung & Clarke, 1987; Salm, 1977), in presenza di uno strato d'acqua  $h_w$  la *stagnation depth*  $D^*$  può essere definita come

$$D^* = \frac{1}{(2\pi)^3} \left( \frac{\lambda_0}{(A - h_w)} \right)^2 \lambda_0 \quad (14)$$

In particolare, ogni volta che  $h_w = A$ ,  $D^*$  non sarebbe più definito, ciò può essere visto come se l'attrito del suolo si annulli a causa della totale sommersione del terreno. L'equazione (14) rappresenta un'estensione di quella fornita da Salm (1977) e sulle ulteriori elaborazioni di McClung & Clarke (1987). In essa, un parziale annegamento del suolo, con topografia definita con una funzione sinusoidale, contribuisce ad una diminuzione dell'attrito del suolo, e quindi ad un aumento della *stagnation depth*,  $D^*$ .

Lo sforzo di taglio basale di un manto nevoso,  $H_s$ , con densità,  $\rho_s$ , può essere anche ricavato dall'equilibrio fra la gravità e le forze di attrito che agiscono sulla neve lungo il pendio come:

$$\tau = \tau_g - \tau_f = g H_s \rho_s \sin \alpha - (g H_s \rho_s \cos \alpha \tan \phi + c_s) \quad (15)$$

dove  $\phi$  [°] è l'angolo di attrito neve-suolo e  $c_s$  [Pa] la coesione del manto nevoso. Di conseguenza, la velocità di *snow gliding* può essere definita come:

$$U_g = \frac{2(1 - \nu)}{\mu} \frac{1}{(2\pi)^3} \left( \frac{\lambda_0}{(A - h_w)} \right)^2 \lambda_0 [g H_s \rho_s \sin \alpha - (g H_s \rho_s \cos \alpha \tan \phi + c_s)] \quad (16)$$

Ottenendo quindi un legame matematico fra il fenomeno di *snow gliding* e fra l'altezza e densità del manto nevoso, le proprietà meccaniche dello stesso (coesione e angolo di attrito) e le caratteristiche del suolo.

## Impostazione del modello

Il modello di *snow gliding*, precedentemente descritto, è stato applicato nell'area di studio di interesse visibile in Figura 1, applicandolo in differenti fasi consecutive, come segue.

L'area del sito valanghivo è stata inizialmente analizzata attraverso l'uso di strumenti GIS da cui si sono individuate quattro diverse linee di flusso, due per l'area A (slittini A1 e A2) e due per l'area B (slittini B1 e B2), su cui avviene il fenomeno di scivolamento secondo la configurazione sperimentale foto4. Queste linee di flusso sono state discretizzate in celle aventi lati pari a  $2 \times 2 \text{ m}^2$  e per ciascuna delle sono state stimate l'altitudine e la pendenza. Le celle a monte di ciascuna linea hanno una quota di ca. 2118 m s.l.m., mentre le celle a valle raggiungono una quota ca. 2035 m s.l.m., e aventi una pendenza media di ca.  $29^\circ$ . I dati di precipitazione sono stati quindi raccolti ed elaborati per ottenere la stima delle precipitazioni nevose. Le stazioni di Prè-Saint-Didier Plan Praz e Courmayeur Mont de la Saxe hanno installato pluviometri non riscaldati, incapaci di raccogliere informazioni della precipitazione durante gli eventi nevosi, così portando durante l'inverno ad una sottostima delle precipitazioni. Per valutare correttamente la quantità di neve fresca, si è proceduto utilizzando l'altezza del manto nevoso misurata  $H_s$  nella stazione di Prè-Saint-Didier Plan Praz (inverno 2010-2011), da cui si sono dedotti *ex post* gli eventi nevosi dai picchi di altezza nevosa osservati, ovvero  $\Delta H_s > 0$  e data la temperatura dell'aria nota  $T_a$ , si è potuto valutare la densità della neve tramite l'equazione (3). In questo modo si è stimata la nuova massa di neve (ovvero, l'equivalente di acqua nella neve fresca  $SWE_0$ ) nel seguente modo:

$$SWE_0 = H_0 \rho_0 = \Delta H_s \rho_0 \quad (17)$$

partendo dall'altezza della neve fresca ottenuta con la variazione della profondità del manto nevoso.

Successivamente si è stimato l'esponente di Martinec, , definito nell'equazione (4) considerando solo i periodi con assenza di fusione nivale (ovvero quando l'equazione (5) è valida), dove avviene solo l'assestamento della neve. Allo stesso modo anche il fattore di fusione definito nell'equazione (7) si può stimare in modo iterativo dai dati della neve, modellando la profondità del manto nevoso durante gli eventi di fusione (cioè, giorni con  $T_a \geq T_l = 0$ ) fino all'esaurimento completo del manto nevoso.

I coefficienti di variazione altitudinale della temperatura durante la stagione della neve sono stati valutati mensilmente e indipendentemente per gli anni 2010 e 2011, utilizzando i dati di 19 stazioni termiche (tra cui Prè-Saint-Didier Plan Praz e Courmayeur Mont de la Saxe) appartenenti all'UCF di Val d'Aosta, posizionate dai 935 m s.l.m. ai 2430 m s.l.m. Si noti che i siti considerati si estendono su un intervallo di altitudine relativamente ristretto (da 2035 m s.l.m. a 2118 m s.l.m.), quindi le variazioni di temperatura potrebbero essere ritenute trascurabili in prima approssimazione. Dato però l'effetto termico sulla fusione nivale e l'accumulo di acqua all'interno del manto e al confine fra suolo e neve, si è cercato di rappresentare accuratamente le variazioni termiche con l'altitudine. I gradienti altimetrici ottenuti variano da  $-2.1 [^\circ \text{C km}^{-1}]$  nel gennaio 2010 a  $-6.7 [^\circ \text{C km}^{-1}]$  nell'aprile 2011.

La conducibilità idraulica del suolo al di sotto del manto nevoso dipende dalla composizione del suolo la cui tessitura, valutata da analisi in sito, è caratterizzata principalmente da sabbia (81.6% in peso) con limo (16.2%) e tracce argilla (2.2%), indicando così un terreno piuttosto permeabile, con una stima di  $K_{sat} = 234 \text{ mm d}^{-1}$  (Premoli, 2014). Considerando una profondità media del terreno di ca. 400 mm come da mappe dei suoli locali ed un coefficiente di saturazione di ca. 31% dalla tessitura del suolo (Premoli, 2014), si raggiunge uno massimo contenuto di acqua stimato  $S_{max} = 124 \text{ mm}$ .

I valori della viscosità a taglio e di Poisson qui utilizzati sono  $\mu \sim 5 \times 10^{10} \text{ Pas}$  e  $\nu \sim 0,2$ , come riportato da Ancey e Bain (2015), per i valori tipici di questa variabile per la neve. I parametri della velocità ( $\lambda_0$ ,  $A$ ,  $\phi$  e  $c_s$ , equazioni (15) e (16)) sono invece difficili da ottenere e quindi sono stati considerati come parametri di calibrazione rispetto alle osservazioni.

## RISULTATI E DISCUSSIONE

### Dinamica del manto nivale

Lo stato del manto nevoso influenza fortemente il gliding della neve e, pertanto, una descrizione ragionevolmente accurata dello stesso è necessaria per una corretta modellazione del fenomeno. Anche se esistono infatti in letteratura modelli più accurati allo scopo (ad es. Lehning et al., 2006), il modello *Poli-Glide*, è in grado di rappresentare le dinamiche del manto nevoso dopo la calibrazione dei diversi parametri, come descritto successivamente.

In primo luogo, si è stimato il fattore di fusione,  $M_F$ , utilizzando l'equazione (7), rispetto ai dati della stazione di Prè-Saint-Didier Plan Praz durante le stagioni 2009 e 2010 ( $R^2 = 0.92$ ) e validato nella stagione 2011 ( $R^2 = 0.68$ ), ottenendo un valore di  $M_F = 2,1 \text{ mm}^\circ \text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ . Si è quindi analizzato l'accumulo e l'assestamento della neve secondo le equazioni (1) - (6) nella stazione, da cui si è calibrato l'esponente di Martinec,  $m$ , nell'equazione (4) per l'inverno 2010, poi validato nell'inverno 2011. Il valore ottenuto è pari a  $m = 0.13$  con statistiche accettabili ( $R^2 = 0.96$ , si veda *Bias%* e *RMSE* nella Tabella di Fig. 2 ), mentre in validazione è stata osservata una certa perdita di accuratezza ( $R^2 = 0.52$ ). I risultati rimangono però accettabili e tale valore può essere preso come costante durante le stagioni invernali, senza grosse perdite di accuratezza.

|              | $R^2$ | $\text{Bias}_{\%}$ | $\text{RMSE (cm)}$ |
|--------------|-------|--------------------|--------------------|
| INVERNO 2010 | 0.96  | -2.3%              | 13.2 cm            |
| INVERNO 2011 | 0.52  | -1.0%              | 7.8 cm             |

© AINEVA

Fig. 2 - Statistiche di calibrazione e validazione ( $R^2$ ,  $\text{Bias}\%$ ,  $\text{RMSE}$ ) del manto nevoso durante le stagioni invernale 2010 e 2011 per la stazione di Prè-Saint-Didier Plan Praz.

## VALANGHE

Nella Figura 3 si riporta l'evoluzione del manto nevoso (altezza della neve  $H_s$ ) durante le stagioni considerate, inverno 2010 e 2011.

I valori modellati di  $H_s$  descrivono in modo abbastanza accurato quelli osservati nella fase di accumulo, dove le nuove nevicate e gli assestamenti sono i fenomeni prevalenti. Il nostro approccio è quindi in grado di valutare con discreta precisione l'occorrenza delle nevicate (cioè gli eventi nevosi), l'accumulo di neve e la successiva compattazione del manto, incluso l'effetto combinato di diversi strati successivi di neve.

### Parametrizzazione del fenomeno di gliding

Per poter descrivere il fenomeno dello *snow gliding* è stato necessario individuare i quattro parametri (fattore di coesione  $c_s$ , angolo di attrito  $\phi$  e la lunghezza  $\lambda_0$  e ampiezza  $A$  d'onda che descrivono la topografia del terreno)

che meglio descrivevano gli spostamenti misurati.

La calibrazione di questi parametri è stata resa necessaria poiché la loro valutazione era incerta, non essendoci disponibili misure sperimentali e mancando informazioni concordanti in letteratura. Per sopperire a ciò, sono state effettuate diverse simulazioni, variando inizialmente  $c_s$  e  $\phi$ , indipendentemente per ognuno degli slittini, e successivamente  $\lambda_0$  ed  $A$ , che descrivono la (micro)topografia del terreno, aggiustando separatamente tali parametri.

Per quanto riguarda la topografia del terreno, Höller et al. (2009) hanno proposto che per un generico pendio in zona montuosa, la lunghezza d'onda sarebbe generalmente inferiore a 2 m circa, mentre l'ampiezza potrebbe essere compresa tra 10 e 500 mm. Non sono però state proposte correlazioni (ad esempio la dipendenza dalla tipologia/consistenza del suolo) che potrebbero essere utili

per stimare tali parametri. Ancey e Bain (2015) hanno ottenuto una lunghezza d'onda di 10 m, al di fuori dell'intervallo trovato da Höller et al. (2009), e un'ampiezza di 100 mm. In definitiva questi parametri sono piuttosto sito-specifici e una valutazione locale è necessaria, tramite specifiche procedure in sito, attualmente non sono disponibili per il caso di Mont de La Saxe.

Per quanto riguarda  $c_s$  e  $\phi$ , In der Gand & Zupancic (1966) hanno trovato un valore di attrito di 0.3 (angolo di attrito  $\phi = 16,7^\circ$ ), mentre Podolskiy et al. (2012) hanno mostrato che la migliore combinazione secondo un criterio di Mohr Coulomb sarebbe con  $c_s = 1.6 = \text{kPa}$ , con  $\phi = 22.5^\circ - 60^\circ$ , un range quest'ultimo piuttosto ampio.

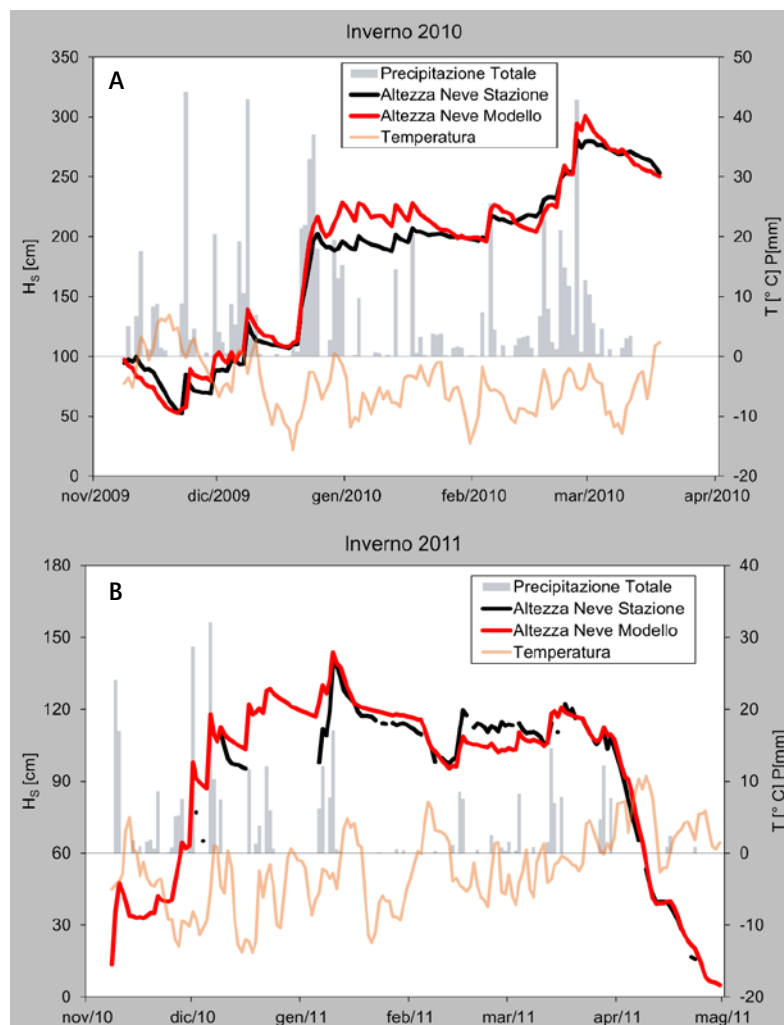
Tuttavia, dopo diverse simulazioni, si è qui osservato come un angolo di attrito costante non avrebbe fornito risultati accurati nei vari siti. Invece, considerando un angolo di attrito variabile in risposta allo spostamento cumulato, è stato possibile fornire una rappresentazione propria del processo di *snow gliding*.

In particolare si è riscontrato un buon adattamento ipotizzando una diminuzione dell'angolo di attrito in risposta all'aumento dello spostamento cumulato. Tale circostanza può essere dovuta a variazioni del valore di attrito superficiale del terreno a causa dello spostamento del manto stesso, oppure, poiché la permeabilità del suolo può essere anche molto inferiore a quella della neve, alla presenza di uno strato d'acqua risultante dalla fusione che persista all'interfaccia suolo-neve, riducendo l'attrito del suolo.

Quest'ultima possibilità è stata riscontrata ad esempio da Ceaglio et al. (2012). Infatti gli autori di tale studio hanno individuato nella liquefazione del suolo un potenziale fattore in grado di contribuire ai processi di scorrimento della neve, nonché all'erosione del suolo, attraverso la formazione di uno strato di fango e acqua all'interfaccia suolo-neve, in grado di ridurre l'attrito.

Si è quindi deciso di includere nel model-

Fig. 3 - Evoluzione del manto nevoso ( $H_s$ ) nel tempo, con precipitazioni totali (ricostruite) e temperature per la stazione di Prè-Saint-Didier Plan Praz. (a) 2010. (b) 2011.



lo una descrizione dell'angolo di attrito variabile che, all'interno di un determinato intervallo di valori di movimento, decresca linearmente da un valore massimo iniziale fino ad un valore minimo, per poi rimanere costante fino al termine della simulazione. Questo approccio, rispetto a una variazione costante o improvvisa dell'attrito angolare, ha portato risultati migliori in fase di calibrazione, ed è stato quindi scelto per descrivere il fenomeno dello *snow gliding*.

## Eventi di gliding

### Inverno 2010

Il modello *Poli-Glide* è stato inizialmente applicato alla stagione invernale 2010 dove le misure erano disponibili dall'8 novembre 2009 al 14 febbraio 2010 per l'area B (quando è stata raggiunta la lunghezza massima del cavo di ancoraggio) e dall'8 novembre 2009 al 18 marzo 2010 nel l'area A (quando è avvenuto il distacco di una valanga da scivolamento). Nella Figura 4 sono riportati i risultati per i quattro slittini per la stagione 2010, in particolare sono mostrati lo scorrimento modellato e misurato, la temperatura misurata dell'aria e del suolo, le precipitazioni e l'altezza della neve modellata, come descritto precedentemente. Le misure riportate mostrano che il manto nevoso si è comportato in maniera differente per gli slittini A1 e A2, sebbene essi fossero a distanza ravvicinata. Lo scorrimento del manto nevoso può infatti essere fortemente influenzato dalla topografia locale, e anche piccole variazioni possono causare movimenti differenti.

Il tracciamento delle linee di flusso è stato infatti effettuato partendo da un modello digitale del terreno e con l'ausilio di curve di livello, e ciò riduce la possibilità di ricostruire con precisione i percorsi seguiti dalle due slitte. Per poter approfondire tale discordanza si è deciso di aggiungere uno slittino virtuale, posto tra A1 e A2, definito A12, e confrontato con il movimento medio degli slittini A1 e A2.

In Tabella 2 sono riportati i valori dei pa-

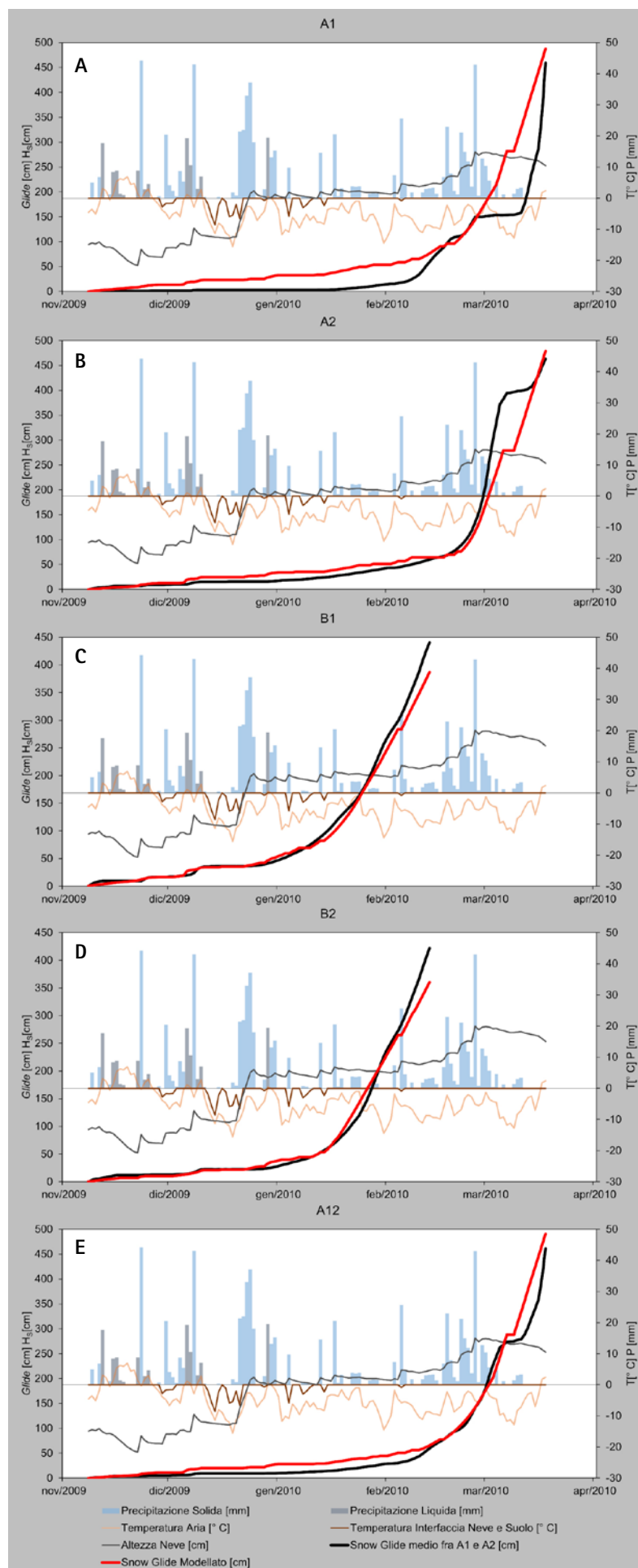


Fig. 4 - Spostamento cumulativo misurato e modellato, con riportate precipitazioni solide e liquide, temperatura dell'aria, la temperatura della neve all'interfaccia tra neve e suolo e altezza del manto nevoso. (a) A1. (b) A2. (c) B1. (d) B2. (e) A12, slittino virtuale.

Fig. 5 - Parametri del modello del modello più adatto. La topografia dei valori del terreno o ciascuno dei 4 pattini di scivolamento (A1, A2, B1, B2) e quello virtuale (A12). La coesione e l'angolo di attrito, come parametrizzati sono gli stessi per tutti i pattini di scorrimento.

|                                          | A1    | A2 | B1 | B2 | A12 |
|------------------------------------------|-------|----|----|----|-----|
| Lunghezza d'Onda $\lambda_0$ [m]         | 10    | 10 | 10 | 11 | 10  |
| Ampiezza A [mm]                          | 36    | 26 | 31 | 19 | 28  |
| Max Angolo di attrito $\phi_{max}$ [°]   | 32°   |    |    |    |     |
| Min Angolo di attrito $\phi_{min}$ [°]   | 6°    |    |    |    |     |
| Spostamento soglia $G_{glide}$ [cm]      | 42    |    |    |    |     |
| Coefficiente angolare $\phi_{sl}$ [°/cm] | -0.25 |    |    |    |     |
| Coesione $c_s$ [Pa]                      | 35    |    |    |    |     |

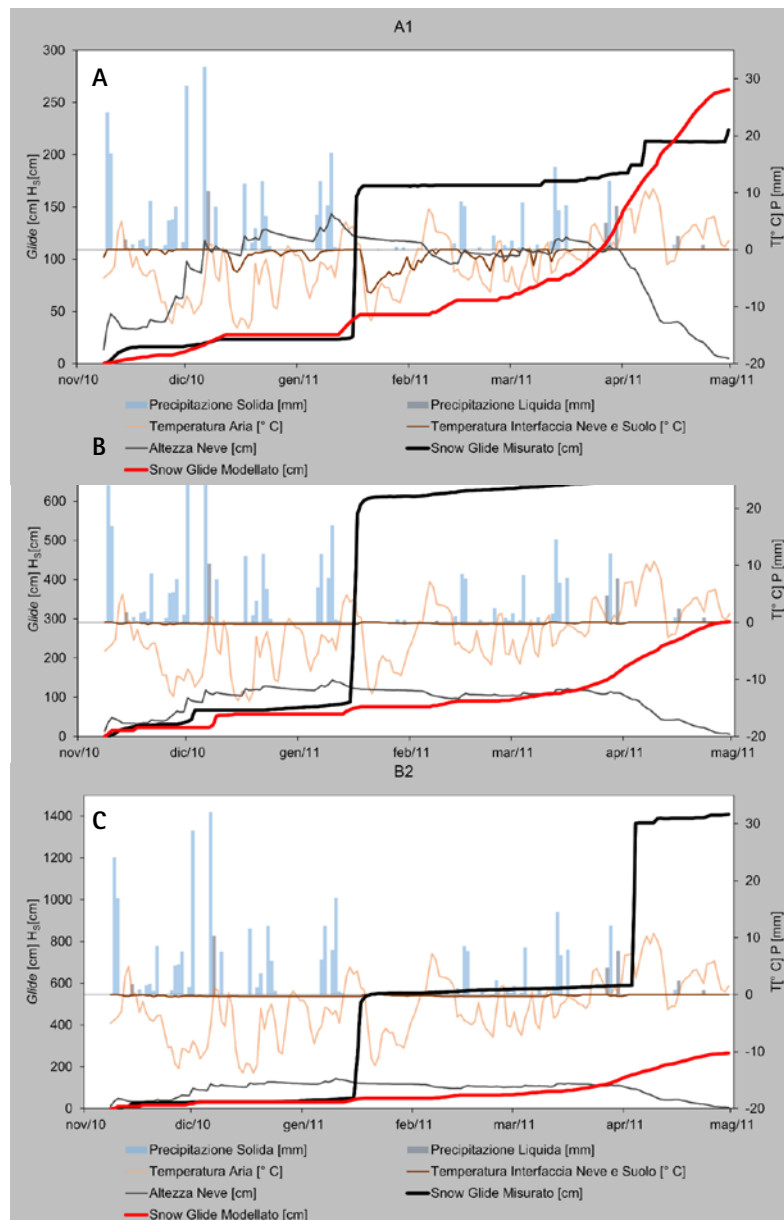
© AINEVA

Fig. 6 - Statistiche sulla bontà dell'adattamento per scivolata sulla neve, velocità e scivolata cumulativa per ciascuna delle 4 scarpe da scivolamento (A1, A2, B1, B2) e quella virtuale (A12).

|                                              | A1    | A2    | B1    | B2    | A12  |
|----------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|------|
| Max Diff Ass dello spostamento cumulato [cm] | 174.5 | 117.4 | 53.5  | 61.2  | 86.8 |
| RMSE dello spostamento cumulato [cm]         | 51.2  | 30.2  | 131.1 | 122.1 | 21.2 |
| NSE dello spostamento cumulato               | 0.58  | 0.94  | 0.97  | 0.96  | 0.95 |
| RMSE della velocità di spostamento [cm/d]    | 9.6   | 5.92  | 2.13  | 2.34  | 5.46 |
| NSE della velocità di spostamento            | 0.33  | 0.48  | 0.79  | 0.78  | 0.52 |

© AINEVA

Fig. 7 - Spostamento cumulato modellato e misurato, con riportate le precipitazioni solide e liquide, la temperatura dell'aria e l'altezza del manto nevoso per la stagione 2011. (a) A1. (b) B1. (c) B2.



rametri scelti che forniscono il migliore adattamento. In particolare per ogni slittino è stato individuato un di  $\lambda_0$ , ed A. Tali valori, pur avendo variazioni in valore assoluto, risultano coerenti fra di loro. Inoltre, i valori così ottenuti sono paragonabili a quelli trovati da Ancey e Bain (2015) e maggiori di quelli trovati da Höller (2014) e Leitinger et al. (2008), ma dello stesso ordine di grandezza. I restanti parametri, dato che le indagini in campo (Ceaglio et al., 2012) hanno mostrato una composizione del suolo sostanzialmente uniforme nell'area di interesse, sono stati considerati costanti per tutti gli slittini, come riportato in Tabella di Fig. 5.

La bontà del modello *Poli-Glide* è stata valutata utilizzando l'indice di Nash-Sutcliffe NSE e la radice dell'errore quadratico medio, RMSE (*Root Mean Square Error*), confrontando i valori di scorrimento cumulato (in cm) e velocità di scorrimento (in cm/d). Nella Tabella di Fig. 6, si riporta inoltre anche la differenza massima assoluta tra i valori modellati e misurati di *snow gliding*. Anche visivamente il modello *Poli-Glide* sembra fornire risultati accettabili, indicando che lo scivolamento può essere modellato in modo accettabile, almeno in prima approssimazione, con il modello.

La bontà del modello dopo la calibrazione è leggermente migliore per gli slittini nel sito B rispetto a quelli in A. Per gli slittini A1 e A2 (Figura 4a e 4b), durante l'inverno 2010, c'è una buona corrispondenza tra il valore cumulato finale misurato e modellato, ma si nota una minore corrispondenza nella parte centrale del periodo di studio.

Se si considera lo slittino virtuale A12 (Figura 4e), si ottiene una prestazione migliore e una maggiore corrispondenza tra lo spostamento modellato e osservato rispetto ad A1 e A2. Questa circostanza può essere indicativa di una dipendenza del fenomeno dalla caratterizzazione micro topografica locale o forse dall'effetto di un certo rumore nelle misurazioni, in qualche modo filtrato nella media delle due misure. I pattern

modellati per le slitte B1 e B2 mostrano invece una sostanziale corrispondenza con i valori misurati.

### Inverno 2011

I parametri di calibrazione ( $\lambda_0$ ,  $A$ ,  $\phi$  e  $c_s$ ) che meglio simulano l'andamento degli spostamenti misurati durante la stagione 2010 sono stati inizialmente applicati anche per le simulazioni durante la stagione invernale 2011, i cui dati, tranne per lo slittino A1 per cui non è stato registrato nessun movimento, sono disponibili dal tardo autunno (8 novembre 2010) alla tarda primavera (30 aprile 2011) (riportati in Ceaglio et al., 2012, Figura 9b). Sebbene il modello sia stato in grado di descrivere bene l'andamento del manto nevoso durante l'inverno 2011 (Figura 4b), la descrizione del fenomeno di *gliding* ottenuta utilizzando gli stessi valori dei parametri calibrati per la stagione 2010, ha portato a risultati meno soddisfacenti (Figura 7). Comunque, il modello è riuscito a descrivere il movimento degli slittini fino alla metà del mese di gennaio, dopo il quale il modello ha deviato e non è riuscito a descrivere lo spostamento cumulato finale. In particolare, la data in cui il modello incomincia a deviare maggiormente corrisponde al 17 gennaio 2011, quando è stato registrato un movimento giornaliero medio di circa 1.4 m fra i vari slittini (A2, B1, B2), che corrisponde ad oltre il 50% del movimento totale misurato e non può essere considerato un tipico fenomeno di *snow gliding*.

I risultati insoddisfacenti ottenuti applicando il modello alla stagione invernale 2011 (dopo la calibrazione dei parametri sulla stagione 2010) sono verosimilmente imputabili alle differenze sostanziali riscontrate tra le due stagioni invernali, dal punto di vista del *gliding*, ma anche della situazione climatica meteo. Infatti, i movimenti registrati dagli slittini durante le due stagioni invernali 2010 e 2011 sono estremamente diversi tra loro, sia per quanto riguarda l'andamento temporale sia per quanto riguarda il cumulato finale.

Questi due anni idrologici sono stati infatti caratterizzati da differenti condizioni meteorologiche, come descritto e.g. da Ceaglio et al. (2012). Nel corso della stagione invernale 2011 non sono emerse correlazioni significative tra l'andamento del manto nevoso e le diverse variabili meteorologiche, nevose e pedologiche. Tuttavia, i pochi ma intensi smottamenti di neve sono stati qualitativamente associati a un significativo assestamento del manto nevoso ed all'innalzamento della temperatura dell'aria (Ceaglio et al., 2012).

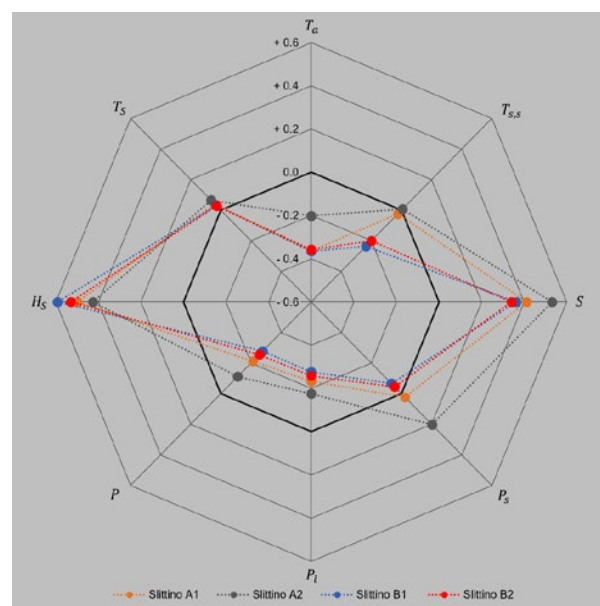
Inoltre, il modello *Poli-Glide* qui presentato è stato impostato in modo da simulare (in modo soddisfacente) il fenomeno dello *snow gliding*, fintanto che esso si verifica come un movimento continuo (quasi statico). Difficoltà si incontrano invece quando si registrano ampi movimenti, associati alla possibile apertura di fessure.

Lo scivolamento della neve e la formazione di fratture sono infatti fenomeni diversi, caratterizzati da differenti distribuzioni delle sollecitazioni e tassi di *gliding* assai diversi. Di conseguenza il modello non è in grado di simulare eventi impulsivi come quelli rilevati nell'inverno 2011.

### Analisi di correlazione

Considerando i valori giornalieri di velocità di *gliding*, cioè lo spostamento di ogni giorno come variabile dipendente, si è effettuata un'analisi di correlazione considerando alcuni parametri potenzialmente predittivi, ad es. manto nevoso, profondità e temperatura, temperatura dell'aria, precipitazioni, solidi e liquidi, e la temperatura dell'interfaccia e il contenuto di acqua nel suolo, che erano rilevanti, come riportato in letteratura (ad es. Ceaglio et al., 2017).

Fig. 8 - Analisi di correlazione della velocità di scorrimento,  $U$ , rispetto a variabili scelte: temperatura dell'aria,  $T_a$ , temperatura all'interfaccia fra suolo e neve,  $T_{s,s}$ , contenuto idrico del suolo,  $S$ , precipitazioni solide,  $P_s$ , precipitazioni liquide,  $P_l$ , precipitazioni totali,  $P$ , altezza neve,  $H_s$  e temperatura della neve,  $T_s$ .



## VALANGHE

La Figura 8 riporta (in formato polare) i risultati di questa analisi di correlazione per ciascuno dei quattro slittini. Si vede chiaramente che può essere osservata una forte correlazione positiva fra velocità di scorrimento  $U$  ed il contenuto d'acqua nel suolo  $S$  e l'altezza della neve  $H_S$ . Questi due sono i parametri principali utilizzati dal modello *Poli-Glide* per valutare la velocità di scorrimento. In particolare la velocità di *gliding* dipende direttamente da  $H_S$  (e dalla *stagnation depth*  $D^*$ , essendo quest'ultima una funzione del contenuto d'acqua nel suolo. Questi risultati concordano anche con quelli ottenuti, ad esempio, da Ceaglio et al. (2017), dove gli autori hanno analizzato in dettaglio le correlazioni del *gliding* rispetto a un certo numero di variabili, valutando l'uso di modelli empirici di *gliding*. Di conseguenza, il modello *Poli-Glide* qui proposto sembra considerare i *driver* adeguati alla rappresentazione del fenomeno.

## CONCLUSIONI

Lo snow gliding è un fenomeno molto difficile da prevedere e modellare. In questo studio si è cercato di dare un contributo per la sua comprensione, presentando un modello monodimensionale

fisicamente basato in grado di descrivere il movimento del manto nevoso lungo una linea di flusso, ad una scala temporale giornaliera.

Il modello, richiedendo il minor numero di input possibili, è in grado di ricostruire sufficientemente l'evoluzione del manto nevoso, almeno in condizioni di flusso viscoso e, partendo dai valori delle precipitazioni misurati, di tracciare l'andamento dello spessore della neve, della densità e della temperatura per ciascuno dei singoli strati del manto nevoso, da cui poi può valutare la velocità della neve e gli spostamenti causati dallo scivolamento. Pertanto, il modello è uno strumento potenzialmente utile per valutare i rischi nelle aree soggette a questi fenomeni o per stimarne il possibile impatto sui versanti. Per consentire la modellazione, sono state introdotte ipotesi semplificative, in particolare è stata effettuata una valutazione giornaliera, del fenomeno che potrebbe aver trascurato i processi che si verificano su una scala temporale più breve. Infatti, non è stata considerata la percolazione dell'acqua attraverso gli strati nevosi risultanti da precipitazione o fusione e si è ipotizzato il raggiungimento da parte dell'acqua percolata dell'interfaccia terra-neve entro il giorno stesso.

I risultati mostrati indicano la necessità di ulteriori indagini sul fenomeno per determinare meglio il contributo dei vari fattori e parametri utilizzati nella calibrazione del modello. In particolare, sarebbe necessario approfondire e migliorare la definizione della lunghezza d'onda e dell'ampiezza della topografia del terreno, indagandone più accuratamente le dimensioni attraverso rilievi in campo, ed eventualmente legandoli alla copertura e composizione del suolo.

Ulteriori studi devono essere effettuati per collegare la coesione e l'attrito alle caratteristiche del suolo per la determinazione pratica. Inoltre, movimenti della neve più rapidi, rilevati durante l'inverno 2011, e forse dovuti alla rottura del manto nevoso, non possono essere modellati utilizzando il nostro approccio e sono necessari ulteriori sforzi in questa direzione. Un altro possibile miglioramento potrebbe essere nell'analisi spaziale del fenomeno, in modo da ottenere le caratteristiche spaziali del manto nevoso, così da applicare la metodologia proposta indipendentemente dalla presenza di sensori.

Il nostro modello *Poli-Glide* può essere visto come un buon punto di partenza per future indagini volte ad ampliare la conoscenza dei processi che influenzano tale tipo di scivolamento e, inoltre, questo modello può essere migliorato per essere applicato in caso di valanghe di ghiaccio o valanghe di ghiaccio roccioso.

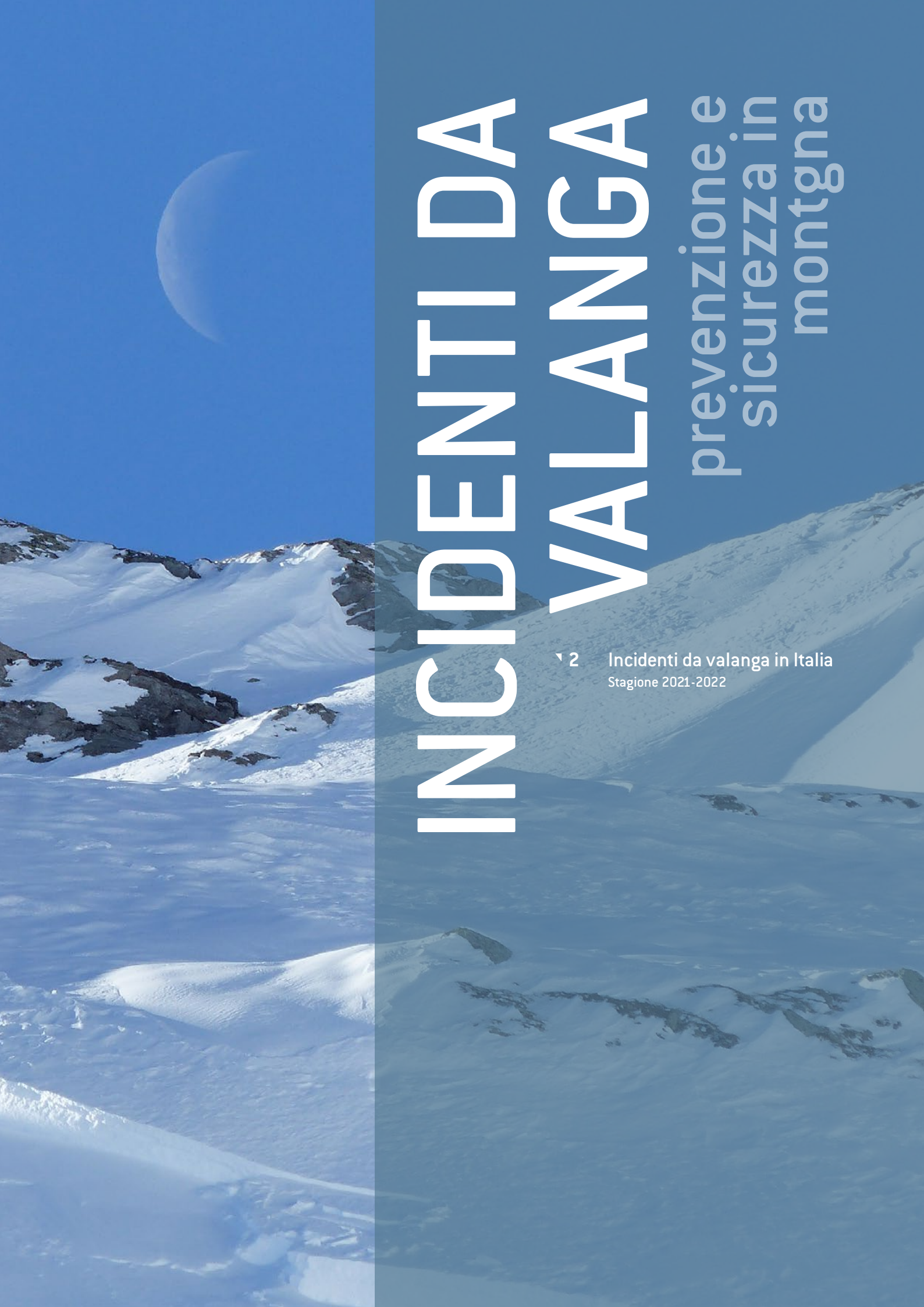
I cambiamenti previsti nel comportamento della criosfera in risposta all'imminente cambiamento climatico includono il potenziale per il verificarsi più frequente di precipitazioni di neve bagnata e pioggia sulla neve, anche ad alta quota, con conseguente evoluzione generale del manto nevoso verso condizioni più calde e più umide (Peitzsch et al., 2012). Pertanto, è probabile che aumenterà il verificarsi di condizioni meteorologiche favorevoli al distacco di valanghe dovute allo scivolamento della neve. Il monitoraggio e la modellazione con l'uso di *Poli-Glide*, potrebbe rappresentare un passo essenziale verso la gestione del pericolo di valanghe di neve e dei rischi associati.



## Bibliografia

- Ancey, C., & Bain, V. (2015). Dynamics of glide avalanches and snow gliding. *Reviews of Geophysics*, 53(3), 745–784. <https://doi.org/10.1002/2015RG000491>
- Baggi, S., & Schweizer, J. (2009). Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland). *Natural Hazards*, 50(1), 97–108. <https://doi.org/10.1007/s11069-008-9322-7>
- Bocchiola, D., Diolaiuti, G., Soncini, A., Mihalcea, C., D'Agata, C., Mayer, C., Lambrecht, A., Rosso, R., & Smiraglia, C. (2011). Prediction of future hydrological regimes in poorly gauged high altitude basins: the case study of the upper Indus, Pakistan. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(7), 2059–2075. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2059-2011>
- Bocchiola, D., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Mosconi, B., Smiraglia, C., & Rosso, R. (2010). Flow prediction in high altitude ungauged catchments: A case study in the Italian Alps (Pantano Basin, Adamello Group). *Advances in Water Resources*, 33(10), 1224–1234. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.06.009>
- Bocchiola, D., & Rosso, R. (2007). The distribution of daily snow water equivalent in the central Italian Alps. *Advances in Water Resources*, 30(1), 135–147. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.03.002>
- Bras, R. (1990). *Hydrology: an introduction to hydrologic science*. Addison-Wesley.
- Ceaglio, E., Meusburger, K., Freppaz, M., Zanini, E., & Alewell, C. (2012). Estimation of soil redistribution rates due to snow cover related processes in a mountainous area (Valle d'Aosta, NW Italy). *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(2), 517–528. <https://doi.org/10.5194/hess-16-517-2012>
- Ceaglio, E., Mitterer, C., Maggioni, M., Ferraris, S., Segor, V., & Freppaz, M. (2017). The role of soil volumetric liquid water content during snow gliding processes. *Cold Regions Science and Technology*, 136, 17–29. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.01.007>
- Chen, J. M., Chen, X., Ju, W., & Geng, X. (2005). Distributed hydrological model for mapping evapotranspiration using remote sensing inputs. *Journal of Hydrology*, 305(1–4), 15–39. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.029>
- Clarke, J., & McClung, D. (1999). Full-depth avalanche occurrences caused by snow gliding, Coquihalla, British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology*, 45(151), 539–546. <https://doi.org/10.3189/S0022143000001404>
- Dreier, L., Harvey, S., van Herwijnen, A., & Mitterer, C. (2016). Relating meteorological parameters to glide-snow avalanche activity. *Cold Regions Science and Technology*, 128, 57–68. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2016.05.003>
- Feick, S., Brunner, S., Mitterer, C., & Schweizer, J. (2011). Automated detection and analysis of gliding snow. *Geophysical Research Abstracts*, 201(2), 361–367.
- Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K., & Sokratov, S. A. (2009). The international classification of seasonal snow on the ground.
- Frigo, B., Chiaia, B., De Biagi, V., Dublanc, L., Freppaz, M., Godone, D., Maggioni, M., Viglietti, D., Ceaglio, E., & Dellavedova, P. (2015). Mountain Risk Research Team – Ricerca a supporto della gestione del rischio valanghe di neve bagnata e da slittamento in Valle d'Aosta. *Neve e Valanghe*, 83. <https://iris.polito.it/handle/11583/2596362?mode=full.6149>
- Haefeli, R. (1939). *Schneemechanik mit Hinweisen auf die Erdbaumechanik*. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-000096665>
- Höller, P. (2014). Snow gliding and glide avalanches: A review. *Natural Hazards*, 71(3), 1259–1288. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0963-9>
- Höller, P., Fromm, R., & Leitingner, G. (2009). Snow forces on forest plants due to creep and glide. *Forest Ecology and Management*, 257(2), 546–552. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.09.035>
- In der Gand, H., & Zupancic, M. (1966). Snow gliding and avalanches. *Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches / Les Aspects Scientifiques Des Avalanches de Neige*, 1965, 230–242.
- Jones, A. S. T., & Jones, A. S. T. (2004). Review of Glide Processes and Glide Avalanche Release. *Avalanche News*, 69(May), 53–60. <https://www.researchgate.net/publication/255570628>
- Lackinger, B. (1987). Stability and fracture of the snow pack for glide avalanches. In H. Gubler & B. Salm (Eds.), *Avalanche Formation, Movement and Effects* (pp. 229–241). IAHS, Wallingford, Oxfordshire, U. K.
- Lehning, M., Völksch Ingo, I., Gustafsson, D., Nguyen, T. A., Stähli, M., & Zappa, M. (2006). ALPINE3D: A detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes*, 20(10), 2111–2128. <https://doi.org/10.1002/hyp.6204>
- Leitingner, G., Höller, P., Tasser, E., Walde, J., & Tappeiner, U. (2008). Development and validation of a spatial snow-glide model. *Ecological Modelling*, 211(3–4), 363–374. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.09.015>
- Maggioni, M., Godone, D., Frigo, B., & Freppaz, M. (2019). Snow gliding and glide snow avalanches: recent outcomes from two experimental test sites in Aosta Valley (NW Italian Alps). *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1–19. <https://doi.org/10.5194/nhess-2019-114>
- Martinec, J., & Rango, A. (1991). Indirect evaluation of snow reserves in mountain basins. *IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences)*, 205, 111–119. [http://hydrologie.org/redbooks/a205/iahs\\_205\\_0111.pdf](http://hydrologie.org/redbooks/a205/iahs_205_0111.pdf)
- McClung, D. M. (1981). Fracture mechanical models of dry slab avalanche release. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10783–10790. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10783>
- McClung, D. M., & Clarke, G. K. C. (1987). The effects of free water on snow gliding. *Journal of Geophysical Research*, 92(B7), 6301. <https://doi.org/10.1029/jb092ib07p06301>
- Mercalli, & Cat Berro, D. (2003). *Atlante climatico della Valle d'Aosta (Vol. 2)*. SMS.
- Mitterer, C., & Schweizer, J. (2012). Towards a Better Understanding of Glide-Snow Avalanche Formation. *International Snow Science Workshop*, Anchorage, Alaska, 610–616.
- Ohmura, A. (2001). Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology*, 40(4), 753–761. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2)
- Peitzsch, E. H., Hendrikx, J., Fagre, D. B., & Reardon, B. (2012). Examining spring wet slab and glide avalanche occurrence along the Going-to-the-Sun Road corridor, Glacier National Park, Montana, USA. *Cold Regions Science and Technology*, 78, 73–81. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.01.012>
- Podolskiy, E. A., Chambon, G., Naaim, M., & Gaume, J. (2012). Mechanics of weak layer snow under cyclic loading studied by FEM. *2012 International Snow Science Workshop ISSW*, 16/09/2012–21/09/2012, Anchorage, USA / Proceedings, 2012 International Snow Science Workshop, Anchorage, Alaska, 617–621. <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00744593>
- Premoli, G. A. (2014). Modellazione monodimensionale dello snow gliding: il caso di Mont de la Saxe (AO) (Monodimensional modeling of snow gliding: the case of Mont de la Saxe (AO)) [In Italian]. Italy.
- Reardon, B. A., Fagre, D. B., Dundas, M., & Lundy, C. (2006). Natural glide slab avalanches, Glacier National Park, USA: a unique hazard and forecasting challenge. *International Snow Science Workshop*, 778–785.
- Reardon, B., & Lundy, C. (2004). Forecasting for natural avalanches during spring opening of the Going-to-the-Sun Road, Glacier National Park, USA. *Proceedings of the 2004 International Snow Science Workshop*, 566–581.
- Salm, B. (1977). Snow Forces. *Journal of Glaciology*, 19(81), 67–100. <https://doi.org/10.3189/S0022143000029221>
- Simenhois, R., & Birkeland, K. (2010). Meteorological and Environmental Observations from Three Glide Avalanche Cycles and the Resulting Hazard Management Technique. In *International Snow Science Workshop (Issue November)*.
- Stimberis, J., & Rubin, C. (2005). Glide avalanche detection on a smooth rock slope, Snoqualmie Pass, Washington. *Proceedings ISSW 2004. International Snow Science Workshop*, Jackson Hole WY, U.S.A., 19–24 September 2004, 608–610.





# INCIDENTI DA VALANGA

prevenzione e  
sicurezza in  
montagna

2 Incidenti da valanga in Italia  
Stagione 2021-2022

# INCIDENTI da VALANGA in ITALIA STAGIONE 2021-2022

**Stefano Pivot**  
Regione Autonoma  
Valle d'Aosta  
Assetto idrogeologico  
dei bacini montani  
Ufficio neve e valanghe

## **ACCIDENTS IN ITALY 2021-2022 season**

*Let's start with a positive note: the past season recorded only few avalanche fatalities and even turned out to be the third ranking season in the last 36 years (6 victims in 2006-2007, 7 victims in 2001-2002, 8 victims in 2021-2022). And it is not only a question of luck: if we analyse the historic series of avalanche buried people, it can be observed that the last season featured the lowest number of buried people of the last 20 years.*

Iniziamo con un'ottima notizia: la stagione passata ha registrato pochi morti in valanga e addirittura è stata la terza migliore stagione negli ultimi 36 anni (6 morti nel 2006-2007, 7 morti nel 2001-2002, 8 morti nel 2021-2022). Allontaniamo l'ipotesi che sia solo una questione di fortuna: se analizziamo la serie storica del numero delle persone travolte in valanga, possiamo osservare che la scorsa stagione ha visto il minor numero di travolti degli ultimi 20 anni.



## INCIDENTI DA VALANGA

Come mai questi ottimi numeri? E' stata un'annata fortunata oppure di colpo quasi tutti i frequentatori della montagna invernale hanno gestito al meglio il rischio valanghe? Niente di tutto ciò; la spiegazione è da ricercare, come al solito, nelle condizioni di stabilità della neve lungo tutta la stagione. Durante la scorsa stagione invernale, spesso c'era una situazione favorevole, con bassa instabilità del manto nevoso, alternata ad alcuni periodi instabili, piuttosto brevi. Quali erano questi periodi? Spesso tra una nevicata e l'altra passava molto tempo, così si assisteva ad una trasformazione del sottile manto nevoso in strati deboli persistenti. La successiva nevicata, spesso accompagnata dal vento, formava il soprastante lastrone e così l'instabilità era servita.

Un aspetto positivo: siccome c'era poca neve, le attività di scialpinismo erano

relegate in pochi posti che venivano frequentati durante tutta la stagione. Proprio questa costante e massiccia frequentazione è stata una sorta di battitura manuale dei pendii che ha limitato la formazione di lastroni.

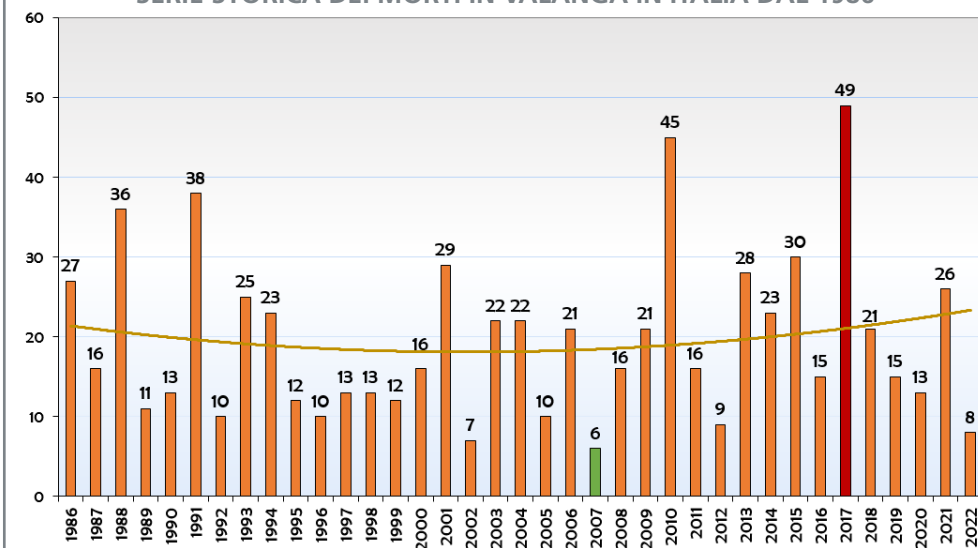
Come ben sappiamo, è stata una stagione avara di neve (con l'eccezione delle zone di confine con l'Austria) e, di conseguenza, in superficie c'erano molti sassi scoperti o affioranti e in quota c'era un maggior pericolo di caduta nei crepacci per cedimento dei ponti di neve. Tutto questo ha portato ad un aumento dei traumi e infatti, tra le cause di morte, solo un decesso è stato causato da asfissia, mentre le altre 7 persone sono decedute a causa dei traumi subiti.

Se approfondiamo il dato sui decessi, vediamo un aspetto inusuale: 3 persone sono morte ad inizio stagione, il 29 novembre, il 7 e il 16 dicembre. Nel pri-

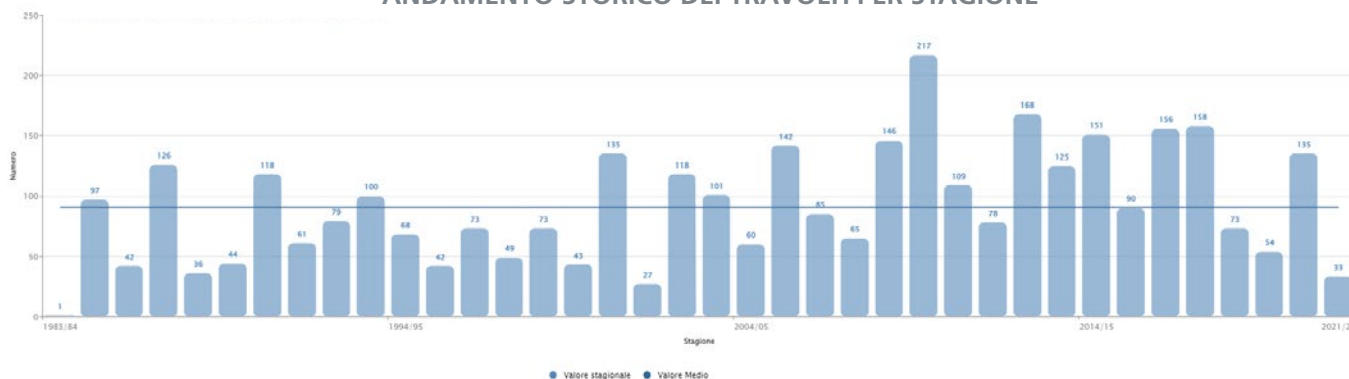
mo incidente il bollettino valanghe non era ancora stato emesso, mentre nella maggior parte dei casi il pericolo valanghe previsto era 2-moderato, negli altri 3-marcato. Cosa ci dice questo dato? Bisogna smitizzare questi numeri. Diverse volte si legge sulla stampa o sul web che il grado di pericolo è l'unico elemento utile per prendere molte decisioni; per esempio, qualcuno vocifera erroneamente che la legge prevede l'obbligo dell'Artva, sonda e pala con pericolo 3 oppure ci sono esempi di ordinanze sindacali di divieto di scialpinismo in alcune zone se c'è un grado di pericolo 3. Ricordiamo che il grado di pericolo è, nella piramide informativa, la prima informazione che viene data all'utente, ma non è sufficiente: bisogna leggere tutte le altre informazioni, testo compreso. Bisogna poi ricordare due aspetti: innanzitutto si tratta di una previsione che, come tutte le previsioni, può anche essere disattesa e inoltre l'informazione è a scala regionale, per i limiti legati alla nivologia, una scienza ancora giovane e quindi localmente, sul singolo pendio, il pericolo potrebbe essere minore, ma anche maggiore e quindi il rischio va gestito singolarmente, adattandolo alle proprie capacità, esperienza e propensione al rischio.

Se analizziamo i decessi in base alle attività, 3 persone decedute stavano praticando lo scialpinismo (nel momento del travolgimento, due stavano scendendo e una era a piedi con gli sci sullo zaino), 3 praticavano lo sci fuoripista (di cui 2 vicino agli impianti; ne parliamo più avan-

SERIE STORICA DEI MORTI IN VALANGA IN ITALIA DAL 1986



ANDAMENTO STORICO DEI TRAVOLTI PER STAGIONE



## INCIDENTI DA VALANGA IN ITALIA - STAGIONE 2021/2022

| N  | DATA       | LOCALITÀ                                               | REGIONE             | PROV | CATEGORIA                                | GRADO PERICOLO             | PRESENTI  | TRAVOLTI  | ILLES     | FERITI   | MORTI    |
|----|------------|--------------------------------------------------------|---------------------|------|------------------------------------------|----------------------------|-----------|-----------|-----------|----------|----------|
| 1  | 02/05/2022 | Parete Nord Ortles - Ortler Nordwand                   | Trentino-Alto Adige | BZ   | Alpinismo Con gli sci su pendio/in piano | 2-moderato                 | 2         | 2         | 0         | 0        | 2        |
| 2  | 15/04/2022 | Pizzo Alto                                             | Lombardia           | SO   | Scialpinismo Con sci in salita           | 2-moderato                 | 1         | 1         | 1         | 0        | 0        |
| 3  | 14/04/2022 | Monte Immel                                            | Piemonte            | VB   | Scialpinismo Con sci in discesa          | 2-moderato                 | 3         | 3         | 2         | 1        | 0        |
| 4  | 10/04/2022 | Vallone del Carro                                      | Piemonte            | TO   | Scialpinismo Con sci in salita           | 3-marcato                  | 1         | 1         | 1         | 0        | 0        |
| 5  | 10/04/2022 | Bivacco Ortles                                         | Trentino-Alto Adige | BZ   | Scialpinismo A piedi                     | 2-moderato                 | 3         | 3         | 2         | 1        | 0        |
| 6  | 09/04/2022 | Monte Vallonasso                                       | Piemonte            | CN   | Scialpinismo A piedi                     | 2-moderato                 | 4         | 4         | 2         | 1        | 1        |
| 7  | 02/04/2022 | Cadini di Misurina - Forcella degli Angeli             | Veneto              | BL   | Scialpinismo Con sci in salita           | 3-marcato                  | 4         | 4         | 4         | 0        | 0        |
| 8  | 27/02/2022 | Val di Zoldo - San Sebastiano - Coston della Gardesana | Veneto              | BL   | Scialpinismo Con sci in discesa          | 2-moderato                 | 5         | 1         | 0         | 1        | 0        |
| 9  | 25/02/2022 | Monte delle Mine                                       | Lombardia           | SO   | Fuoripista Snowboard                     | 2-moderato                 | 5         | 2         | 2         | 0        | 0        |
| 10 | 08/02/2022 | Vilgand                                                | Trentino-Alto Adige | BZ   | Scialpinismo Con sci in discesa          | 3-marcato                  | 4         | 1         | 0         | 0        | 1        |
| 11 | 05/02/2022 | Carosello - Rin da Gien                                | Lombardia           | SO   | Fuoripista Sci                           | 3-marcato                  | 2         | 1         | 0         | 0        | 1        |
| 12 | 30/12/2021 | Punta Sibolet                                          | Piemonte            | CN   | Scialpinismo Con sci in discesa          | 2-moderato                 | 2         | 1         | 0         | 1        | 0        |
| 13 | 18/12/2021 | Roccia Nera                                            | Valle d'Aosta       | AO   | Alpinismo A piedi su pendio/in piano     | 2-moderato                 | 2         | 1         | 0         | 1        | 0        |
| 14 | 16/12/2021 | Valfurva - Monte Sobretta - Versante Nord              | Lombardia           | SO   | Scialpinismo Con sci in discesa          | 2-moderato                 | 2         | 1         | 0         | 0        | 1        |
| 15 | 11/12/2021 | Cima Praietto                                          | Piemonte            | CN   | Scialpinismo Con sci in discesa          | 3-marcato                  | 1         | 1         | 0         | 1        | 0        |
| 16 | 07/12/2021 | La Thuile - Canale pista 25 - Fourclaz                 | Valle d'Aosta       | AO   | Fuoripista Fuoripista di prossimità      | 3-marcato                  | 3         | 2         | 0         | 1        | 1        |
| 17 | 05/12/2021 | Valbella                                               | Lombardia           | SO   | Fuoripista Sci                           | 3-marcato                  | 1         | 1         | 1         | 0        | 0        |
| 18 | 04/12/2021 | Val Setus                                              | Trentino-Alto Adige | BZ   | Scialpinismo Con sci in salita           | 2-moderato                 | 3         | 1         | 1         | 0        | 0        |
| 19 | 29/11/2021 | Col Nord Superiore Cime Bianche                        | Valle d'Aosta       | AO   | Fuoripista Fuoripista di prossimità      | Bollettino/Nota non emessi | 2         | 1         | 0         | 0        | 1        |
| 20 | 27/11/2021 | Francais Peloux                                        | Piemonte            | TO   | Scialpinismo Con sci in salita           | Bollettino/Nota non emessi | 20        | 1         | 1         | 0        | 0        |
|    |            |                                                        |                     |      |                                          |                            | <b>70</b> | <b>33</b> | <b>17</b> | <b>8</b> | <b>8</b> |

© AINEVA

ti) e 2 stavano praticando l'alpinismo. Il dato sui decessi è quello più analizzato, perché è il più mediatico e di forte impatto, ma bisogna studiare anche gli altri incidenti, anche quelli meno gravi, perché diverse volte la differenza tra un esito fatale e una persona illesa o leggermente ferita va ricercata nella pura casualità, mentre la dinamica scatenante è la stessa. La scorsa stagione abbiamo registrato un totale di 20 incidenti. Il 42%, ben 9 incidenti, è avvenuto tra la fine di novembre e la metà di dicembre; 4 incidenti sono avvenuti nel mese di febbraio, 6 nel mese di aprile e uno nel mese di maggio. Balza subito agli occhi la mancanza di incidenti nel mese di gennaio e nel mese di marzo e la causa è da ricercarsi ancora una volta nello scarso innevamento sopra citato. 33 è il numero totale di persone travolte; di queste, 6 persone sono state sepolte

completamente dalla valanga, di cui 5 morte e una prontamente trovata con l'apparecchio Artva e soccorsa, illesa. Tra le persone parzialmente sepolte dalla valanga, 3 sono morte a causa dei traumi subiti, 6 sono state trovate ferite e 5 illese. Per ultimo, vediamo i travolti rimasti in superficie: 2 persone sono state ferite e 11 erano illese. Il 70% dei travolti praticava lo scialpinismo. Da notare che tra le persone travolte 5 sono tedesche, 2 svizzere e 1 americana. Conoscere la nazionalità dei travolti non è una mera curiosità, ma è utile nel confronto con i colleghi nivologi stranieri, ai fini di un'adeguata prevenzione. Vediamo per esempio due casi legati ai paesi nordici: in Svezia avvengono pochissimi incidenti da valanga eppure gli svedesi sono grandi "esportatori" di travolti in valanga; molti svedesi vengono a sciare sulle alpi – soprattutto per il

fuoripista e lo scialpinismo – e diversi di loro vengono travolti da valanghe. E' importante saperlo cosicché le organizzazioni svedesi possano capire che è utile promuovere una cultura della montagna invernale e i suoi rischi, per fornire conoscenze e formazione, gli strumenti più utili per prevenire gli incidenti. Viceversa sono pochi i norvegesi travolti in valanga ma, per contro, la Norvegia è una grande "importatrice" di travolti in valanga: sono sempre più numerosi gli europei che si recano in Norvegia per praticare lo scialpinismo e, statistiche alla mano, è facile capire che la maggior parte dei travolti nelle valanghe norvegesi sono proprio questi turisti. Tornando ai numeri, il 72% degli incidenti è avvenuto alle esposizioni nord, con una predominante per le esposizioni nord-est, ben il 44%. Se analizziamo l'insieme delle esposizioni fredde, da

## INCIDENTI DA VALANGA

*La Thuile: due foto che illustrano lo stesso luogo in due momenti diversi: nella prima si vede la valanga che ha travolto i due giovani sciatori. La valletta è molto incisa e forma la classica trappola morfologica. Nella seconda foto, irriconoscibile, la stessa valletta durante la stagione sciistica viene lavorata dai gatti e diventa una pista.*



*Monte Immel: foto della valanga che ha travolto i tre sciatori che, grazie anche agli airbag, ne sono usciti illesi.*

nord-ovest a est, arriviamo all'83%. Perché questo grande sbilanciamento, ben diverso rispetto alla tendenza italiana degli ultimi anni, che vedeva un maggior numero di incidenti alle esposizioni sud-est? Possiamo fare molte ipotesi e probabilmente quella che ha un maggior peso è, ancora una volta, legata alla poca neve caduta: nonostante non sia stata un'annata fredda, bisogna ricordarsi che i pendii ripidi alle esposizioni nord praticamente non subiscono il riscaldamento diurno solare, ma in compenso si raffreddano molto la notte, con un bilancio energetico negativo e un forte gradiente di temperatura che portano alla formazione di strati deboli persistenti. Rimane tuttavia un'ipotesi da confermare; se cataloghiamo gli in-

cidenti per situazione tipica valanghiva (se vuoi saperne di più sui problemi tipici valanghivi: [https://www.avalanches.org/wp-content/uploads/2022/09/IT\\_EAWS\\_avalanche\\_problems.pdf](https://www.avalanches.org/wp-content/uploads/2022/09/IT_EAWS_avalanche_problems.pdf)) vediamo che 12 incidenti su 20 sono stati inseriti nella situazione "neve ventata", com'è logico aspettarsi dal vento, conosciuto come "il costruttore di lastroni". Solo 1 incidente è dovuto alla situazione "neve fresca", 1 alla situazione "neve bagnata" e 2 alla situazione "strati deboli persistenti"; da segnalare che ben 4 incidenti – il 20% del totale – non sono stati incasellati perché non hanno una situazione valanghiva chiara.

La caratteristica nivologica che ha contraddistinto diversi incidenti è la presenza di lastroni superficiali duri. I lastroni duri sono quelli strati di neve molto compatta e hanno grandi resistenze e densità; sono spesso formati dai forti venti. In alcuni incidenti il lastrone superficiale era spesso anche 70-80 cm; la fregatura è la falsa sensazione di sicurezza che si prova sciandoci sopra. Provando a testare il pendio con i bastoncini o con gli sci abbiamo la sensazione di essere su una neve "beton", come dicono i francesi ovvero cemento, che mai e poi mai si staccherà. E spesso è proprio così perché gli escursionisti e gli sciatori non riescono ad arrivare a



sollecitare lo strato debole sottostante, grazie al grande isolamento del lastrone. Purtroppo, se passiamo in un punto dove il lastrone è meno spesso, arriviamo a esercitare una sufficiente pressione che raggiunge lo strato debole, e quindi possiamo provocarne il collasso. Se ciò avviene, la durezza del lastrone gioca a nostro sfavore perché contribuisce a propagare la frattura molto lontano, con una conseguente valanga di grandi dimensioni. In questo senso possiamo utilizzare la frase che solitamente si usa per descrivere la situazione "strati deboli persistenti": bassa probabilità di distacco, ma grandi conseguenze e il grado di pericolo valanghe espresso è spesso "solo" un grado 2-moderato. Capite bene che è difficile scoprire quali siano i punti critici. E vero, se sono in superficie questi lastroni sono ben visibili e quindi evitabili, ma non sempre è possibile: in diversi incidenti avvenuti ad inizio stagione, con poca neve, c'era la scelta tra sciare sugli accumuli – solitamente nelle vallette e nei canali – oppure scendere camminando sui sassi e sul suolo nudo, visto che la poca neve era stata completamente erosa dai forti venti.

Un esempio di questo tipo può essere l'incidente avvenuto in Valle d'Aosta, nel comprensorio di Valtournenche il 29 novembre 2021. Un esperto pisteur secouriste della stazione sciistica sta controllando lo stato delle piste da sci, prima dell'apertura mattutina, ritardata a causa del forte vento. Percorre un tratto in fuoripista, lungo un piccolo pendio tra due piste da sci. Com'è la condizione della neve? L'innevamento è ancora scarso e l'attività di fuoripista non è ancora possibile. La superficie della neve è stata indurita dal forte vento. Mentre attraversa il pendio, si stacca un piccolo lastrone duro che lo seppellisce. I soccorsi sono immediati, ma purtroppo l'esito è fatale. Questo esempio illustra bene l'insidia dei lastroni duri e il falso senso di sicurezza che dà lo sciare su uno strato compatto (tipo pista da sci) e che quindi può ingannare anche un esperto. Un altro aspetto molto importante da



*Punta Fontana Fredda nella conca di Cheneil in Valtournenche (Valle d'Aosta). Un quasi incidente che si è risolto senza travolgimento in un luogo che, pochi anni prima, è stato teatro di un incidente mortale. I quasi incidenti sono importanti tanto quanto gli incidenti perché sovente la dinamica è identica.*

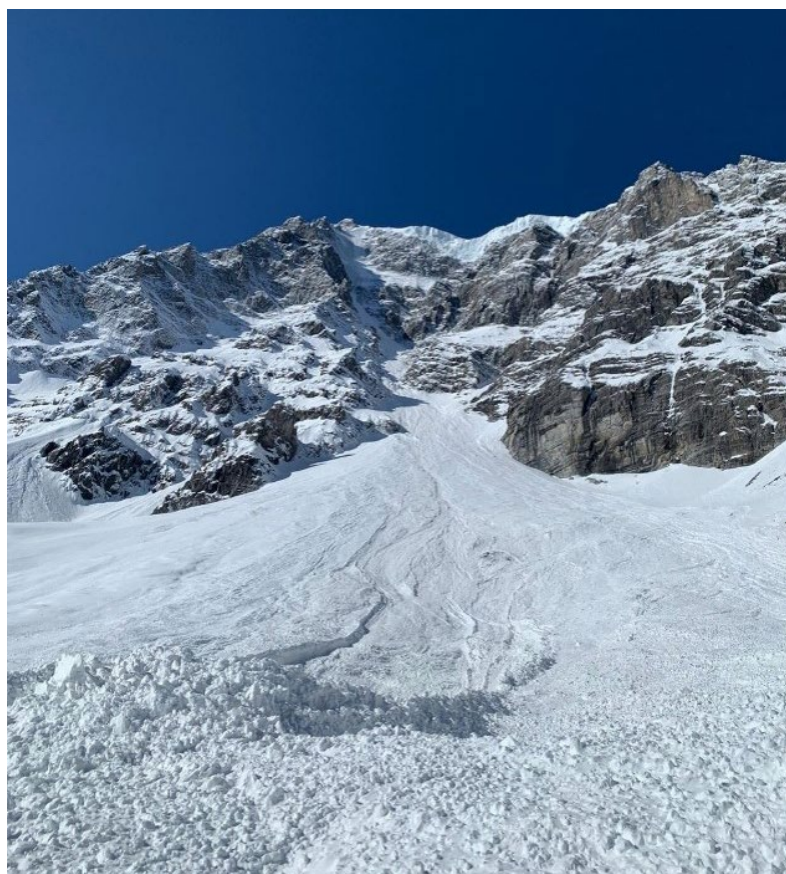
riportare sono gli incidenti da valanga avvenuti a sciatori fuoripista inconsiderati. Detto così suona strano: chi è che non si accorge di essere in fuoripista? Sono sciatori che normalmente vanno in pista e talvolta decidono di sciare un piccolo pendio fuoripista, non troppo lontano dalle piste oppure attraversano un tratto fuoripista compreso tra due piste. Il problema principale è la mancanza di conoscenza del rischio che stanno correndo. Siccome sono saliti in cima al pendio utilizzando gli impianti, si sentono in una zona protetta e non pensano assolutamente al pericolo valanghe. Hanno l'attrezzatura da pista e ovviamente non hanno nessuna attrezzatura da autosoccorso in valanga e nemmeno le conoscenze o l'allenamento necessari. Non pensano neanche a leggere il bollettino valanghe, perché ritengono che il problema valanghe non li tocchi minimamente. Spesso sono travolti da piccole valanghe che, nonostante le modeste dimensioni, riescono a seppellirli completamente a causa di locali trappole morfologiche del terreno (per es. conche o avvallamenti in fondo al pendio) e si rivelano fatali, a causa della mancanza di Artva, sonda e pala e quindi il soccorso difficilmente è tempestivo.

Vediamo un esempio che riunisce proprio tutte le caratteristiche sopra citate, accaduto il 7 dicembre 2021 in Valle d'Aosta. Tre giovani sciatori vanno a sciare nel comprensorio italofrancese La Thuile – La Rosière. Siamo ancora a inizio sta-

gione, con poca neve e quindi solo una parte del comprensorio è aperta. I tre amici, dopo aver sciato in pista, decidono di superare i cartelli di pericolo e la fune di delimitazione per entrare in una zona praticamente non gestita (proprio per la mancanza di neve) e quindi a tutti gli effetti un fuoripista. Sono obbligati a scendere dentro a vallette con accumuli da vento, perché i dossi sono erosi e lasciano scoperto il suolo nudo. Gli accumuli sono duri e quindi danno un'apparenza di solidità. Sono arrivati quasi in fondo al versante, quando sull'ultimo pendio provocano il distacco di un lastrone duro che travolge due di loro. La valanga non è enorme, ma gli sciatori si trovano in una valletta molto incisa e quindi tutta la neve viene convogliata su di loro. Uno è parzialmente sepolto e riesce a liberarsi da solo, mentre l'altro giovane è completamente sepolto dalla valanga. Purtroppo nessuno ha l'apparecchio Artva e quindi i due giovani non sanno come ritrovare il loro compagno completamente sepolto e non visibile sulla superficie, così allertano il soccorso alpino. I soccorritori tentano un sondaggio casuale nelle zone più probabili di accumulo, finché riescono a trovarlo e a liberarlo, ma purtroppo è troppo tardi. Non è l'unico caso di incidente in cui i travolti non avevano l'Artva. Vediamo un altro caso un poco differente, ma comunque molto istruttivo e che si è concluso a buon fine: in Piemonte una scialpinista viene travolta da una valanga e semisepolta; si libera da sola. L'a-



*Vilgand: la valanga non è enorme; il travolto ha prontamente attivato l'airbag, ma ha impattato contro un albero, con conseguente decesso per traumi.*



*27 aprile 2022: Regione Trentino-Alto-Adige, parete nord dell'Ortles. Una valanga ha travolto 2 alpinisti. Era un incidente da valanga o un crollo di seracco? Probabilmente ci sono stati due crolli di seracco che hanno provocato il sottostante distacco di una valanga.*

spetto interessante è che si è accorta di avere dimenticato l'Artva spento.

E' una dimenticanza che può capitare a tutti, ma che dovrebbe essere corretta da un controllo Artva iniziale tra compagni. Il controllo Artva iniziale, col doppio check, è un'operazione base di sicurezza che non dovrebbe mai essere

tralasciata. Lo si dice nei corsi e dopo gli incidenti, ma poi nella realtà molti di noi non lo fanno, professionisti o amatori è indifferente. Perché? Se non ci si organizza bene – direi in stile militaresco – il controllo Artva con tre o più persone diventa un caos generale... Eppoi siamo appena partiti per la gita, fa freddo,

non tutti sono pronti... e così non si fa nessun controllo, con l'alibi che l'apparecchio Artva fa comunque un check e quindi tutto è a posto.

Termino l'articolo con alcuni incidenti dell'anno che illustrano l'efficacia e i limiti dell'airbag. Ricordo che l'airbag è l'unico strumento che tenta di impedire il seppellimento della persona travolta. L'airbag ha funzionato molto bene nell'incidente avvenuto il 14 aprile 2022 in Piemonte al Monte Immel. Tre scialpinisti stavano percorrendo il ripido canale nord, quando vengono travolti da una valanga. Tutti e tre attivano il loro airbag e riescono a rimanere sulla superficie della valanga, terminando il travolgimento illesi o solo leggermente feriti. Non hanno bisogno del soccorso e scendono a valle autonomamente.

L'airbag è stato meno utile nell'incidente avvenuto l'8 febbraio in Trentino-Alto-Adige a Vilgand. Un gruppo di tre tedeschi è guidato da un istruttore del club alpino tedesco. Durante la discesa, provocano il distacco di una piccola valanga, senza nessun travolgimento. Di conseguenza, prendono maggiori precauzioni per gestire al meglio il rischio; così scendono uno alla volta i pendii sottostanti. Inizia la discesa l'istruttore che viene travolto da una seconda valanga. Riesce ad attivare l'airbag che permette di galleggiare sulla superficie della valanga; purtroppo questa volta il risultato non è quello voluto: lungo il pendio ci sono diversi alberi sparsi e purtroppo lo sciatore impatta con violenza contro uno di questi, con traumi fatali.

## RIGRAZIAMENTI

L'articolo è frutto di un lavoro corale, reso possibile grazie al prezioso lavoro di analisi e raccolta dati da parte di tutti i colleghi nivologi degli uffici neve e valanghe provinciali e regionali AINEVA che, ormai da decenni, alimentano il database AINEVA sugli incidenti da valanga, sicuramente il più completo in Italia, utile per conoscere le peculiarità e, di conseguenza, per poter attuare le migliori misure di prevenzione.







# GLACIOLOGIA

- 2 Fluttuazioni delle aree di accumulo nivale sul ghiacciaio dell'Adamello  
Analisi delle immagini satellitari dal 1984 al 2021
- 12 Studio e monitoraggio delle grotte con ghiaccio nelle Alpi piemontesi

# FLUTTUAZIONI delle AREE di ACCUMULO NIVALE sul GHIACCIAIO dell'ADAMELLO

Il Pian di Neve  
dell'Adamello sempre  
più spesso senza  
neve in estate

**Amerigo Lendvai,  
Paolo Gallo**

Commissione Scientifica -  
Servizio Glaciologico Lombardo (SGL)

**Analisi delle immagini satellitari  
dal 1984 al 2021**

**SNOW ACCUMULATION AREA FLUCTUATIONS  
ON THE ADAMELLO GLACIER BASIN  
(Central Italian Alps)  
Satellite images and data  
analysis from 1984 to 2021**

*Although Adamello Glacier is the largest of the Italian Alps, direct monitoring measurements of the snow accumulation areas has been historically discontinuous due to the difficult access to its large and remote surface. Accumulation Area Ratio (AAR) is the fraction of ice surface covered by snow at the end of the ablation seasons and allows a good estimation of the net mass balance of a glacier. In order to fill the gaps in the historic data series of AAR index, thanks to the continuous improvements in satellite remote sensing, an almost complete thirty years (1984-2021) data series of representative images has been collected.*

*The data collected for the Adamello Glacier show not only a decreasing trend in the decadal average of accumulation area, but also: 1) a 13-15 years return period for single-year outlier with positive anomalies is shown, 2) a negative anomaly observed in the recent period, set to -87% lower compared to the 1984-2013 average. Standardized Anomaly Index (SAI) method has been used in order to explore correlations between snow-covered area (Accumulation Area – AA) values and the climate forcing which is assumed as the combined June-September air temperature and October-May precipitations.*

Il Ghiacciaio dell'Adamello è il più grande delle Alpi Italiane, tuttavia le attività di monitoraggio e quantificazione dell'innevamento residuo sul campo sono state da sempre discontinue a causa del difficile accesso alla sua remota ed estesa superficie.

L'Accumulation Area Ratio (AAR) indica la percentuale di ghiacciaio coperta da neve al termine della stagione di ablazione e consente di stimare il bilancio di massa netto del ghiacciaio stesso. Per colmare le lacune nei dati storici dell'indice AAR, grazie all'evoluzione della tecnologia di telerilevamento da satelliti, è stata selezionata una serie pressoché completa di immagini rappresentative delle condizioni di innnevamento residuo per il periodo 1984-2021.

Dai dati elaborati sul ghiacciaio dell'Adamello, oltre alla tendenza di riduzione dell'innevamento a fine estate su medie decennali, emergono anche: 1) un periodo di ritorno di 13-15 anni per gli eventi outlier aventi anomalie positive, 2) una recente significativa anomalia negativa dell'innevamento con un -87% rispetto alla media trentennale 1984-2013.

È stato anche impiegato il metodo del Standardized Anomaly Index (SAI) per cercare correlazioni significative tra i valori di area coperta da neve (Accumulation Area – AA) e la forzante climatica data dalle temperature medie del quadrimestre Giugno-Settembre combinate alle precipitazioni del periodo Ottobre-Maggio.



## INTRODUZIONE

Il Ghiacciaio dell'Adamello con i suoi 14,3 km<sup>2</sup> è tutt'ora il più grande delle Alpi italiane e molto probabilmente anche il più profondo, con oltre 230 metri di spessore rilevati nel 2021 nei pressi del Passo Adamè [20]. Insieme ai Ghiacciai di Fellaria (Bernina) e al Ghiacciaio dei Forni costituisce oltre il 40% dell'area glacializzata della Lombardia. In questo settore delle Alpi Lombarde si contano altri 26 ghiacciai (tra cui i principali sono: Pissana, Venerocolo, Avio e Aviole). La numerosità di questi apparati è in realtà in aumento, ma solo a causa della frammentazione che continuano a subire nel corso del ritiro avvenuto dopo la fine della Piccola Età Glaciale attorno al 1850. Il ghiaccio che vediamo oggi è stato probabilmente in gran parte accumulato in quella fase climatica particolarmente favorevole al

glacialismo. Nel '900 è stata registrata una fase di lieve inversione di tendenza tra il 1965 e il 1985, da allora il declino è stato sempre più intenso: il trend di riduzione areale nei settori limitrofi è ora 5-6 volte quello osservato fino alla fine del '900 [17] (Fig. 1).

Il grande altopiano del Pian di Neve fino a pochi decenni fa rimaneva coperto da un manto bianco per tutta l'estate, così da consentire nel tempo la formazione di nuovo ghiaccio, che poteva poi fluire fino alla fronte del Mandrone, quella principale, oltre 5 chilometri lineari e 500 metri di altitudine più a valle, ma anche verso le effluenze secondarie dell'Adamè e del Salarno (Fig. 2). Avere un bacino di accumulo per un ghiacciaio è vitale per poter funzionare come tale, per essere "vivo". Per stimare il bilancio di massa del ghiacciaio, i volontari del Servizio Glaciologico Lombardo rilevano

ogni anno i dati delle paline ablatometriche (aste di legno infisse nel ghiaccio per 10 metri e solidali con esso, che, in conseguenza della sua graduale fusione superficiale "emergono" permettendo di misurarne la perdita di spessore) (Fig.3). Sappiamo così che negli ultimi 10 anni in media fondono oltre 5 metri di ghiaccio a quota 2600, vicino alla fronte del Mandrone, quasi 3 metri a quota 2800, quindi in tutta la zona intermedia, che si estendeva fino al margine di Passo Brizio e Punta del Venerocolo, ma addirittura 70 centimetri anche sul Pian di Neve a oltre 3100 metri di altitudine.

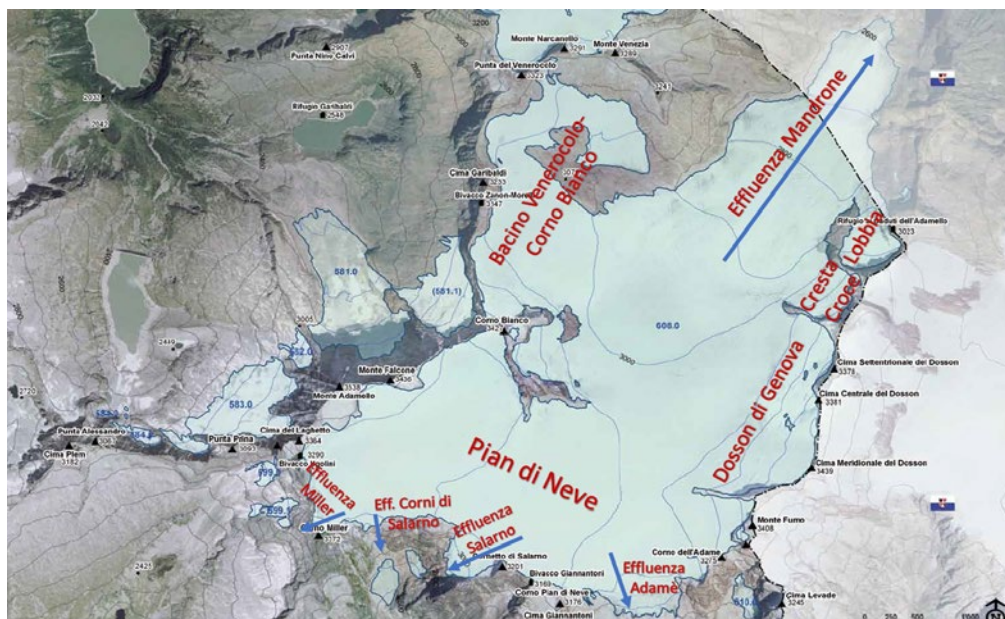
Le misure puntuali date dalle paline ablatometriche vengono affiancate alla determinazione, tramite rilievi fotografici sul campo e elaborazione di immagini satellitari, della Equilibrium Line Altitude, la linea che separa la zona di accumulo di massa, da quella con perdita di massa (Fig. 4). Per prassi si fa coincidere tale confine con la Snow Line stagionale, ossia il limite della neve residua alla fine della stagione estiva sulla superficie del ghiacciaio, in quanto tale neve è destinata, almeno per l'anno di competenza a costituire nuova massa utile alla formazione di nuovo ghiaccio qualora sia conservata anche per gli anni a seguire. L'area che presenta ancora neve alla fine della stagione estiva, ossia con accumulo di massa, si definisce Accumulation Area (AA) e, rapportandola a quella totale del ghiacciaio si ottiene anche l'Accumulation Area Ratio (AAR), che è un utile indice del bilancio di massa (Fig. 5).

Nonostante il Ghiacciaio dell'Adamello sia il più grande delle Alpi Italiane, le attività di monitoraggio sul campo sono state da sempre discontinue a causa del difficile accesso alla sua remota ed estesa superficie. Inoltre, le osservazioni dirette della Snow Line stagionale, normalmente utilizzata per una stima dell'Accumulation Area Ratio (AAR), da cui dipende l'Indice di Bilancio di Massa, sono piuttosto difficili, sempre a causa della rilevante estensione areale, dato che è anche in gran parte un altopiano (Pian di Neve Inferiore e Superiore) (Figg. 6,7,8,9,10).

Fig. 1 - Evoluzione della superficie del Ghiacciaio dell'Adamello negli ultimi 40 anni.

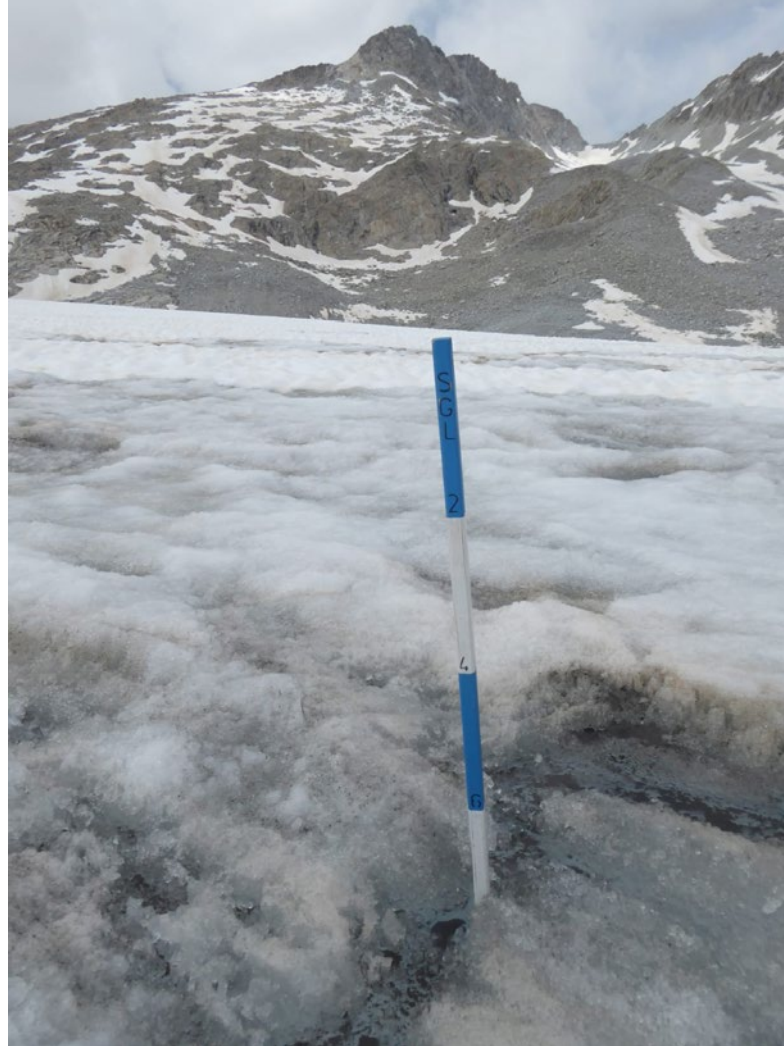


Fig. 2 - Contestualizzazione e topografia del Ghiacciaio dell'Adamello.



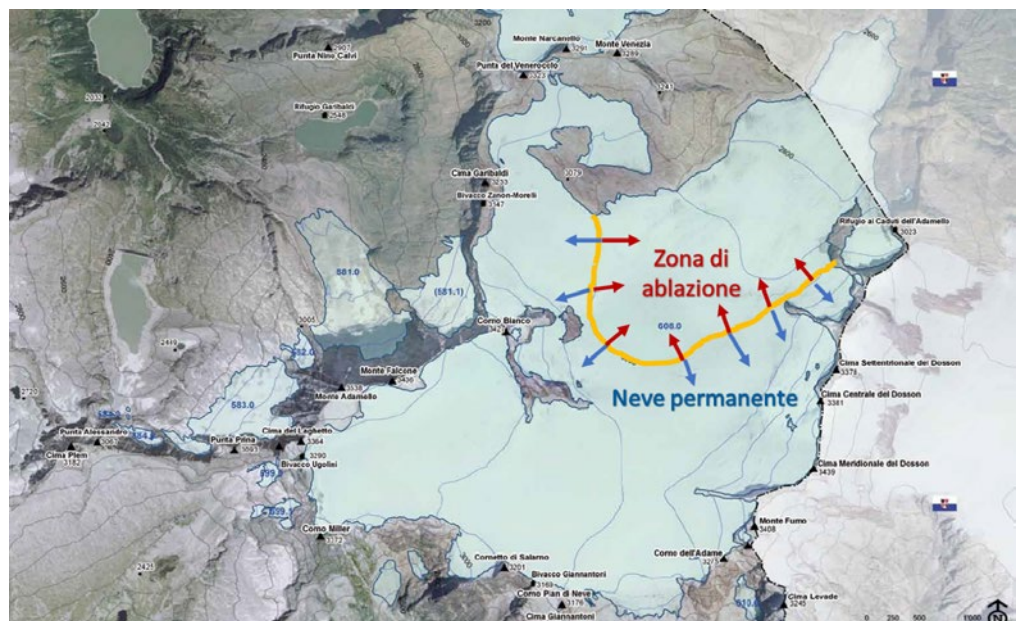
La sempre maggiore disponibilità di immagini satellitari gratuite come quelle della costellazione statunitense Landsat e di quella europea Sentinel e di computer consumer ad elevata capacità di calcolo in grado di gestirle, offrono grandissimi vantaggi per gli studi glaciologici. Primo fra tutti sicuramente il punto di osservazione privilegiato (nadirale), che permette di osservare per intero la superficie anche di ghiacciai estesi o poco raggiungibili; inoltre, la possibilità di riportare l'immagine su un modello digitale del terreno consente di effettuare misurazioni affidabili delle superfici. Altro aspetto relevantissimo è la disponibilità di sensori avanzati che catturano anche le bande spettrali oltre il campo visivo, rendendo visibili differenze invisibili all'occhio umano, sfruttate anche in questo studio, come da metodologia esposta di seguito.

Sono state utilizzate un centinaio di immagini multispettrali dei mesi di Agosto, Settembre e Ottobre tra il 1983 e il 2021 dei satelliti Landsat 4-5-7-8 e Sentinel-2 disponibili dagli archivi pubblici online [18, 19]. Sono state quindi selezionate solo quelle senza copertura nuvolosa e nevicate precoci, quindi rappresentative delle condizioni dell'innevamento residuo alla fine della stagione di ablazione (Fig. 15).



*Fig. 4 - Indicazione della linea di equilibrio teorico (ELA0) del ghiacciaio dell'Adamello rispetto alla configurazione attuale, che cade quasi esattamente a 3000m. Solo con neve che copra il ghiacciaio su questa estensione potrebbe mantenersi come lo osserviamo oggi.*

*Fig. 5 - Tabella per la definizione convenzionale dell'Indice di Bilancio di Massa (21).*



| DEFINIZIONE CONVENZIONALE DELL'INDICE DI BILANCIO DI MASSA |    |                                                                                  |                   |
|------------------------------------------------------------|----|----------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| incremento forte                                           | IF | Neve vecchia sull'intero corpo glaciale e anche sul terreno circostante          | AAR = 1           |
| incremento moderato                                        | IM | Neve vecchia estesa su oltre il 90% del ghiacciaio                               | AAR ≥ 0.9         |
| incremento lieve                                           | IL | Neve vecchia su oltre il 67% del ghiacciaio                                      | 0.67 > AAR > 0.9  |
| stazionario                                                | S  | Neve vecchia sul 44-67 % del ghiacciaio                                          | 0.44 ≥ AAR ≥ 0.67 |
| decremento lieve                                           | DL | Neve vecchia sul 20-44% del ghiacciaio                                           | 0.2 ≥ AAR > 0.44  |
| decremento moderato                                        | DM | Neve vecchia molto scarsa (< 20%), riduzione di spessore e superficie            | 0.05 > AAR > 0.2  |
| decremento forte                                           | DF | Neve vecchia sostanzialmente assente, marcata riduzione di spessore e superficie | AAR ~ 0           |

Fig. 6 - L'altopiano del Pian di Neve superiore (3250 m s.l.m.) già senza neve a metà agosto del 2018 (Foto: A. Lendvai).

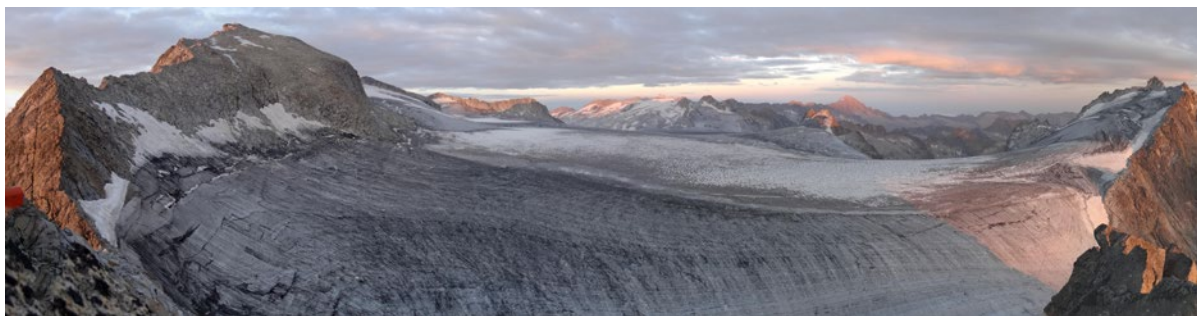


Fig. 7 - Vista panoramica dalla lingua del Mandrone (destra) al Pian di Neve inferiore (sinistra) al 08/09/2018 dalla Lobbia Alta (Foto: A. Lendvai).



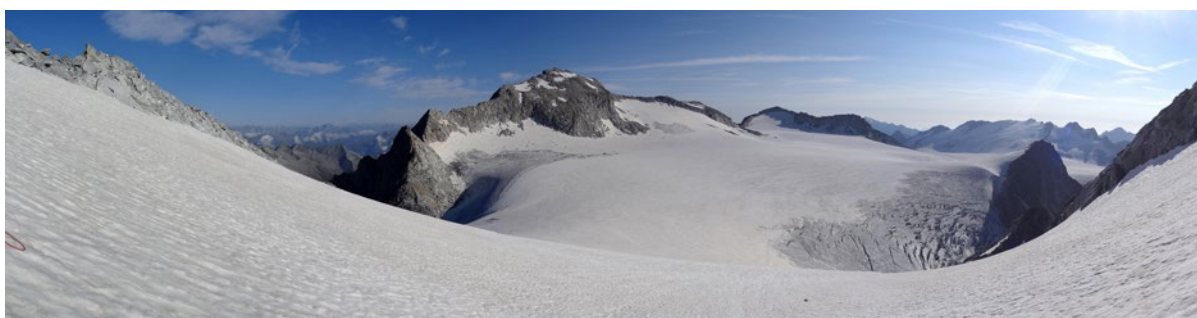
Fig. 8 - Pian di Neve dal bivacco Ugolini il 20/08/2021 (Foto: A. Lendvai).



Fig. 9 - Panoramica da Punta del Venerocolo il 04/09/2021 (Foto: A. Lendvai).



Fig. 10 - Panoramica del Pian di Neve dal Corno Miller il 21/08/2021 (Foto: A. Lendvai).



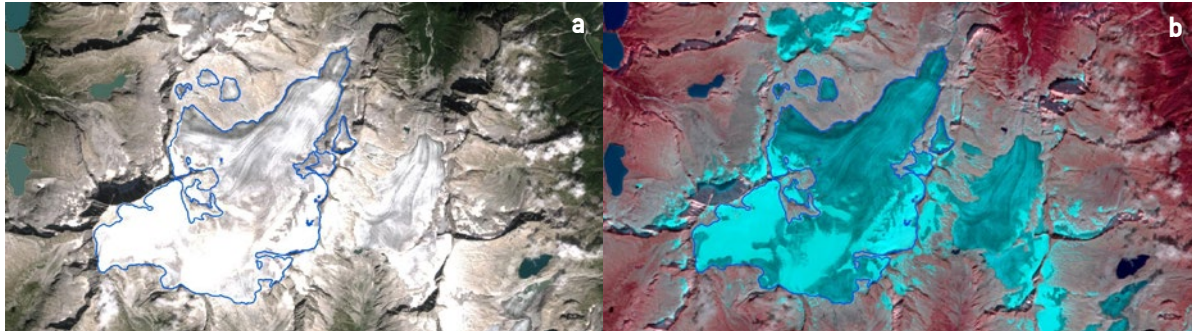


Fig. 11 - immagine satellitare del 26 Agosto 2021 in colori naturali (a) e in "falsi colori" (b): sfruttando le bande dell'infrarosso si può distinguere molto più facilmente la neve dal ghiaccio.

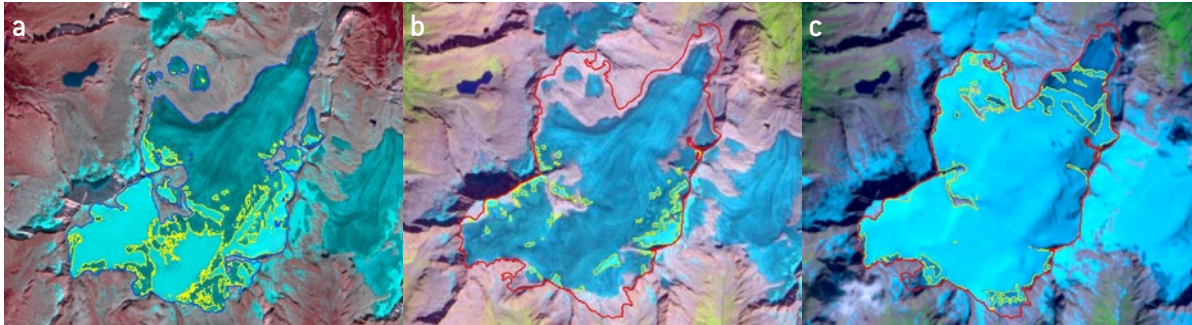


Fig. 12 - (a) immagine satellitare del 26 Agosto 2021, la più recente della serie storica qui elaborata: circa il 38% della superficie è indice di un bilancio di massa lievemente negativo; (b) immagine satellitare del 4 Settembre 2019, record negativo di innevamento della serie storica qui elaborata: meno del 5% della superficie è indice di un bilancio di massa fortemente negativo; (c) immagine satellitare al 26 Agosto 2001, record positivo di innevamento negli ultimi 20 anni: oltre il 90% della superficie è indice di un bilancio di massa moderatamente positivo.

Sfruttando le bande dell'infrarosso (NIR e SWIR) per ottenere immagini in "falsi colori" si può ottimizzare la distinzione tra i diversi materiali che compongono il suolo visibile, superando i limiti dei colori reali, che porterebbero invece a confondere più facilmente il ghiaccio più vecchio e sporco dalle rocce circostanti, oppure la neve stagionale dal firn pluriennale o da neve più recente che non partecipa ad apportare massa per il bilancio annuale del ghiacciaio; inoltre, anche le nuvole nell'infrarosso hanno una differente firma spettrale rispetto alla neve, mentre appaiono entrambe bianche nel campo visivo (Figg. 11ab e Figg. 12abc).

Il differente potere riflettente (albedo) che può assumere la superficie del ghiacciaio è parte delle caratteristiche che ne determinano la firma spettrale (Fig. 13).

Per ciascun anno è stata individuata l'immagine più rappresentativa delle condizioni di innevamento al termine della stagione di ablazione ed è stata effettuata l'analisi di dettaglio necessaria per definire la snow-line e quindi la quantificazione dell'area di accumulo annuale. Questa procedura è stata eseguita in modo semi-automatico (metodo Interactive Supervised Classification) grazie all'impiego di software

#### VALORI DI ALBEDO PER NEVE E GHIACCIO (BENN & EVANS, 1998)

|                             | Intervallo (%) | Media (%) |
|-----------------------------|----------------|-----------|
| Neve fresca                 | 80-97          | 84        |
| Neve in fusione             | 66-88          | 74        |
| Firn                        | 43-69          | 53        |
| Ghiaccio pulito             | 34-51          | 40        |
| Ghiaccio leggermente sporco | 26-33          | 29        |
| Ghiaccio sporco             | 15-25          | 21        |
| Ghiaccio coperto di detriti | 10-15          | 12        |

© AINEVA

Fig. 13 - Valori di albedo per neve e ghiaccio (Benn & Evans, 1998).

GIS in cui sono stati campionati singoli pixel rappresentativi rispettivamente di neve, ghiaccio, firn, roccia (Training Samples) e lasciando che venissero associati a tali categorie tutti gli altri pixel dell'immagine [23]. In particolare, il metodo Maximum Likelihood considera sia le medie che le covarianze delle firme spettrali dei Training Samples per assegnare un valore ai restanti pixel e un livello di confidenza. Laddove sono stati riscontrati bassi livelli di confidenza, la Supervised Classification è stata ripetuta aumentando la densità dei Training Samples [24].

Partendo dalla classificazione automatica, sono stati poi fatti aggiustamenti manuali, necessari per esempio laddove le ombre dei detriti o delle pareti rocciose alteravano la corretta identificazione e in base anche ai punti di controllo definiti negli anni recenti dai dati delle paline

ablatometriche gestite dal SGL e dalle fotografie scattate dagli operatori presenti nell'archivio dell'SGL.

In questo modo, sono stati ottenuti degli output sotto forma di raster vettorializzati. Le risoluzioni al suolo variano tra i diversi sensori disponibili e tra i satelliti considerati, ma risultano in generale tra i 20 e i 30 metri dal 1983 al 2015. Successivamente, grazie alla nuova generazione di satelliti Sentinel-2, la risoluzione delle bande utilizzate è aumentata a 10 metri consentendo una migliore accuratezza nella distinzione e quindi nella classificazione delle immagini. Al tempo stesso è aumentato il numero delle immagini disponibili per ogni stagione, dato il maggiore numero di satelliti operativi, promettendo risultati via via più affidabili.

#### Analisi dei risultati

Da questa serie di dati, valutandone

Fig. 14 - Risultati numerici della serie storica elaborata delle aree di accumulo nivale 15. Set di immagini satellitari in "falsi colori" con le delimitazioni dell'area di accumulo annuale di massa.

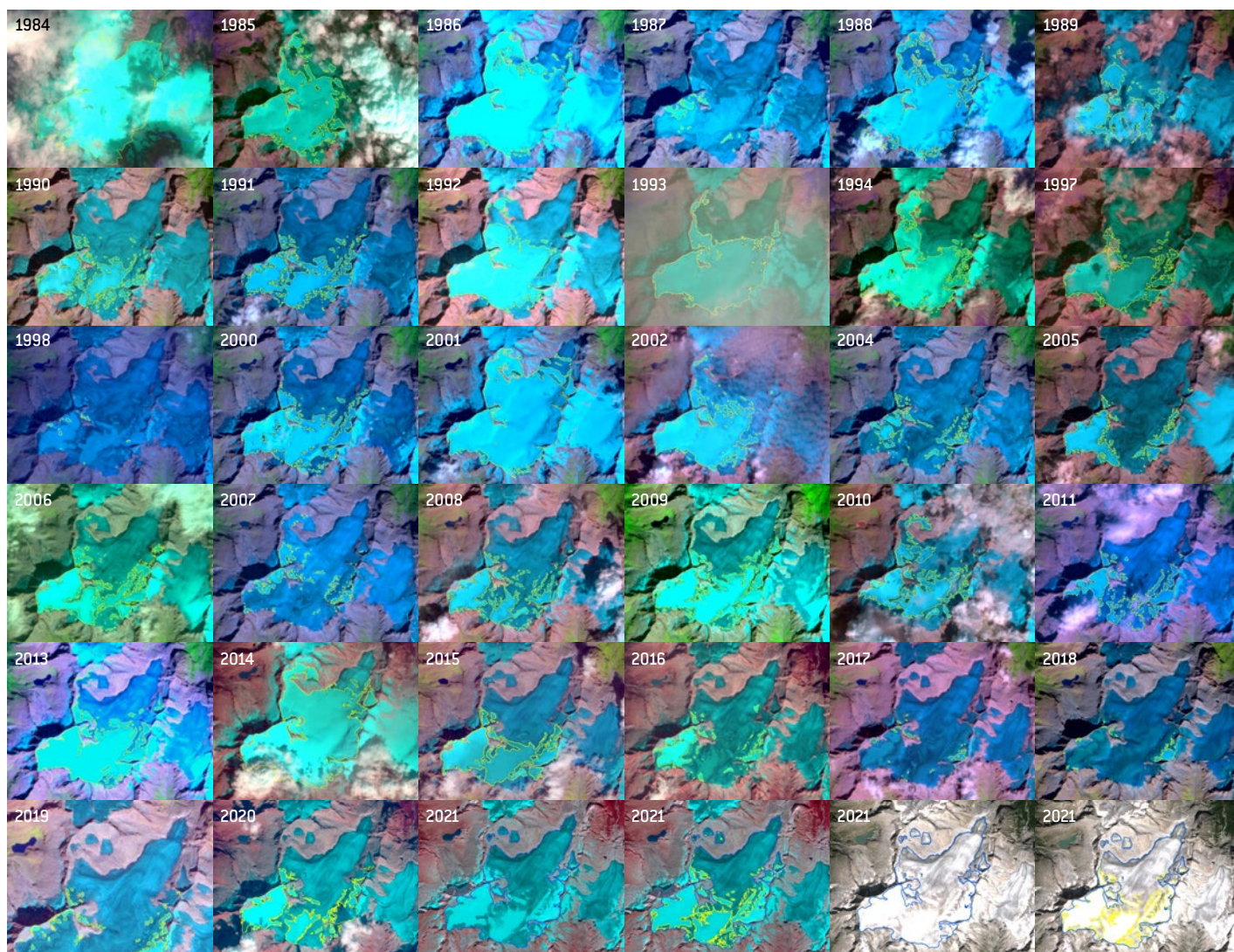
| ANALISI DEI RISULTATI |               |                                          |      |               |                                          |
|-----------------------|---------------|------------------------------------------|------|---------------|------------------------------------------|
| Anno                  | Data immagine | Area copertura nevosa [km <sup>2</sup> ] | Anno | Data immagine | Area copertura nevosa [km <sup>2</sup> ] |
| 1984                  | 26/08/1984    | 18,1                                     | 2003 | n.d.          | n.d.                                     |
| 1985                  | 14/09/1985    | 9,7                                      | 2004 | 02/09/2004    | 1,7                                      |
| 1986                  | 16/08/1986    | 14,7                                     | 2005 | 05/09/2005    | 3,6                                      |
| 1987                  | 20/09/1987    | 0,5                                      | 2006 | 24/09/2006    | 6,1                                      |
| 1988                  | 13/08/1988    | 12,5                                     | 2007 | 11/09/2007    | 1,5                                      |
| 1989                  | 25/09/1989    | 4,6                                      | 2008 | 20/08/2008    | 4,4                                      |
| 1990                  | 12/09/1990    | 5,3                                      | 2009 | 31/08/2009    | 7,4                                      |
| 1991                  | 30/08/1991    | 6,0                                      | 2010 | 03/09/2010    | 5,9                                      |
| 1992                  | 17/09/1992    | 10,4                                     | 2011 | 14/09/2011    | 3,1                                      |
| 1993                  | 19/08/1993    | 11,4                                     | 2012 | n.d.          | n.d.                                     |
| 1994                  | 07/09/1994    | 9,9                                      | 2013 | 03/09/2013    | 8,1                                      |
| 1995                  | n.d.          | n.d.                                     | 2014 | 29/08/2014    | 13,7                                     |
| 1996                  | n.d.          | n.d.                                     | 2015 | 26/08/2015    | 5,8                                      |
| 1997                  | 01/10/1997    | 7,7                                      | 2016 | 03/09/2016    | 2,1                                      |
| 1998                  | 02/09/1998    | 0,1                                      | 2017 | 29/08/2017    | 0,3                                      |
| 1999                  | n.d.          | n.d.                                     | 2018 | 24/09/2018    | 0,4                                      |
| 2000                  | 22/08/2000    | 7,7                                      | 2019 | 04/09/2019    | 1,0                                      |
| 2001                  | 25/08/2001    | 15,7                                     | 2020 | 13/09/2020    | 4,4                                      |
| 2002                  | 20/08/2002    | 7,7                                      | 2021 | 26/08/2021    | 5,5                                      |

Fig. 15 - Set di immagini satellitari in "falsi colori" con le delimitazioni dell'area di accumulo annuale di massa.

l'interpolazione lineare e le medie decennali, emerge innanzitutto la tendenza incrementale di riduzione della superficie del ghiacciaio coperta da neve a fine stagione (Fig. 14). Sull'intera serie storica, tale grandezza diminuisce di circa 0,198 km<sup>2</sup> ogni anno, mentre le medie decennali mostrano un cambio di regime dopo il 2003.

In secondo luogo, si può notare un periodo di ritorno di 13-15 anni per gli eventi outlier aventi anomalie positive (1984, 2001, 2014), anch'esse però decrescenti nel tempo in termini di intensità.

È evidente anche la grande anomalia negativa senza precedenti dall'inizio delle osservazioni relativa al quadriennio recente 2016-19. Rispetto alla media trentennale (1984-2013 vedi Fig. 16) dell'Area di Accumulo (AA) (7.35 km<sup>2</sup>), l'intervallo 2016-19 ha registrato valori



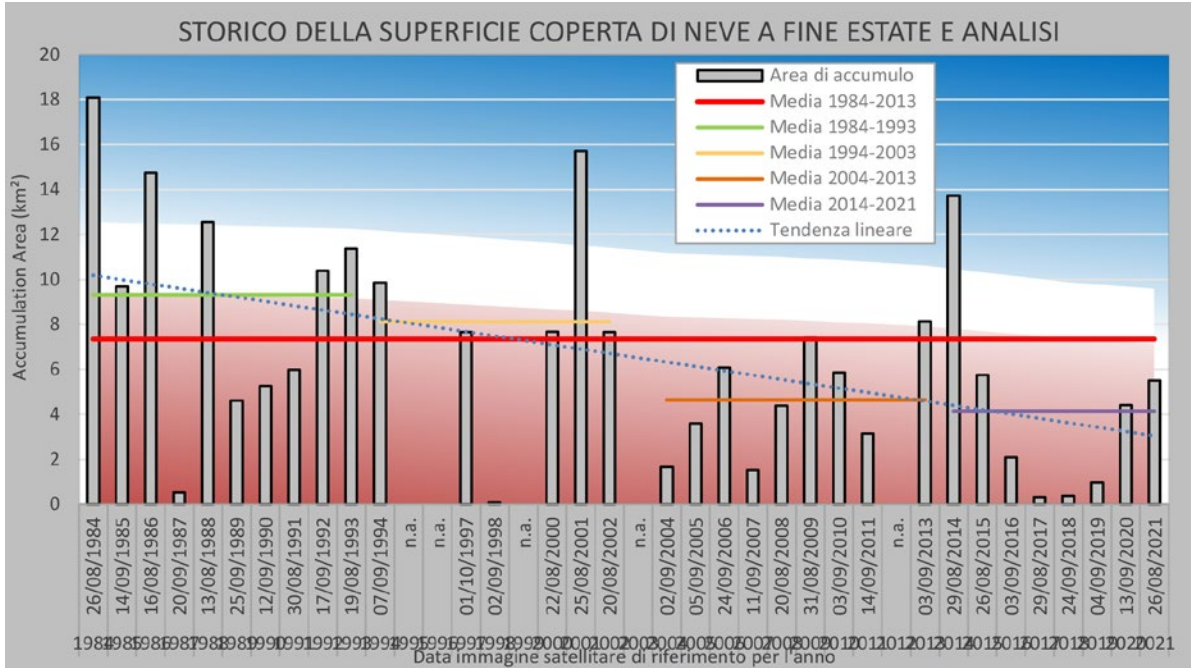


Fig. 16 - Serie storica dei dati dell'area di accumulo nivale annuale e analisi dell'andamento e delle anomalie la differente colorazione dello sfondo è l'Indice di Bilancio di Massa, che è positivo nel blu al crescere dell'AAR dal 67% in su, è in equilibrio per AAR tra il 44% e il 67%, negativo per AAR inferiori al 44%. Si noti come le linee che demarcano gli intervalli descritti e colorati tendono verso il basso nel tempo; ciò è conseguenza della riduzione areale del ghiacciaio nelle sue porzioni a quote e esposizioni più sfavorevoli, per cui oggi è sufficiente un innevamento di quasi 2 km² inferiore rispetto a 30 anni fa per raggiungere un bilancio di massa in equilibrio o positivo.

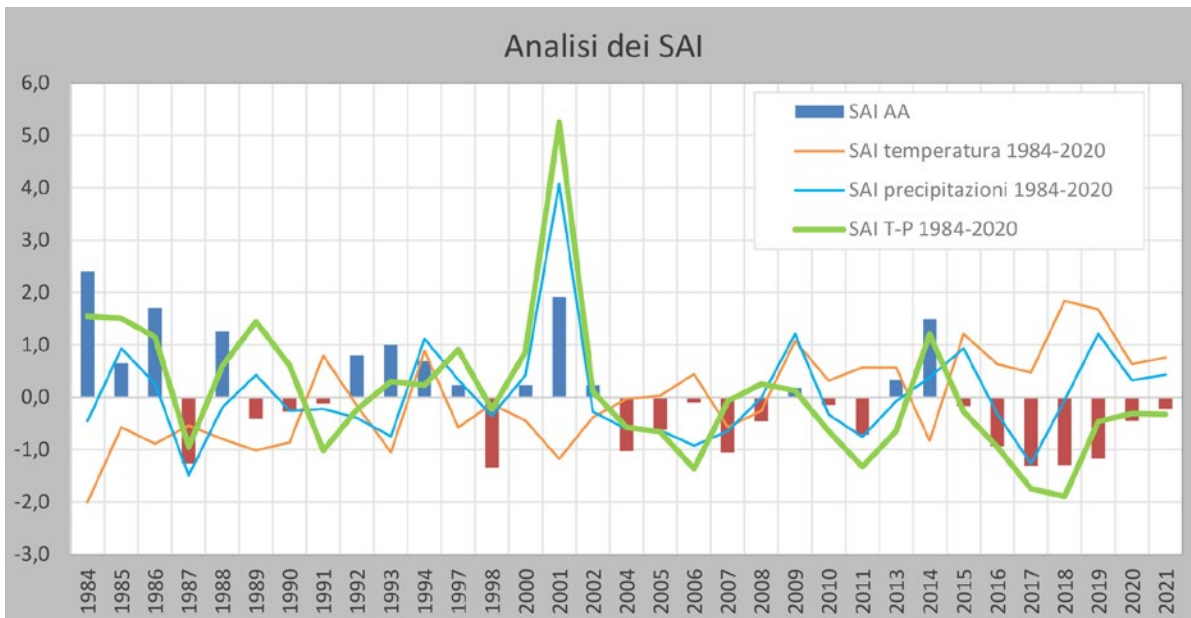


Fig. 17 - Analisi degli SAI dell'area di accumulo annuale e degli SAI delle temperature da Giugno a Settembre, delle precipitazioni da Ottobre a Maggio e l'Indice Glaciologico come forzante climatica combinata (SAI\_T - SAI\_P), calcolati sulla serie di dati meteorologici della stazione svizzera di Sils-Maria.

inferiori dell'87%, con una copertura media di neve a fine estate ridottissima (0.94 km²).

Nonostante le ultime due annate (2019-20 e 2020-21) abbiano mostrato superfici innevate molto più abbondanti (~5 km²), l'indice AAR medio si attesta attorno al ~35%, un valore ampiamente insufficiente per permettere al ghiacciaio un bilancio di massa in equilibrio (IMB stazionario). Per raggiungere tale valore occorre teoricamente un AAR nel range 44-67%.

È stato impiegato il metodo del Standardized Anomaly Index (SAI) per cercare correlazioni significative tra i valori di

AA e le forzanti climatiche, che in ambito glaciologico sono frequentemente associate alle temperature medie del quadri-mestre Giugno-Settembre e alle precipitazioni del periodo Ottobre-Maggio. Il SAI è così calcolato:

$$SAI_i = \frac{X_i - \mu_x}{\sigma_x}$$

Dove  $i$  è l'anno,  $X$  è la variabile (temperatura media o precipitazione cumulata dei mesi sopra citati per l'ambito glaciologico),  $\mu$  e  $\sigma$  sono rispettivamente la media e la deviazione standard della serie storica della variabile  $X$ .

Combinando il SAI delle precipitazioni

con il SAI delle temperature, si ottiene il cosiddetto Indice Glaciologico, che combina le due forzanti in un'unica grandezza, solitamente ben correlata con l'andamento dei bilanci di massa dei ghiacciai [22]. È stata selezionata la stazione meteorologica svizzera di Sils-Maria, in quanto riferimento climatico delle Alpi Centrali con dati validati omogeneizzati dal 1864. Dati meteorologici più locali sono disponibili, per esempio dagli archivi di ARPA Lombardia, ma solo con serie storiche notevolmente più ridotte e con discontinuità rilevanti soprattutto tra gli anni '90 e i primi anni 2000, a causa dell'avvenuto rinnovamento del

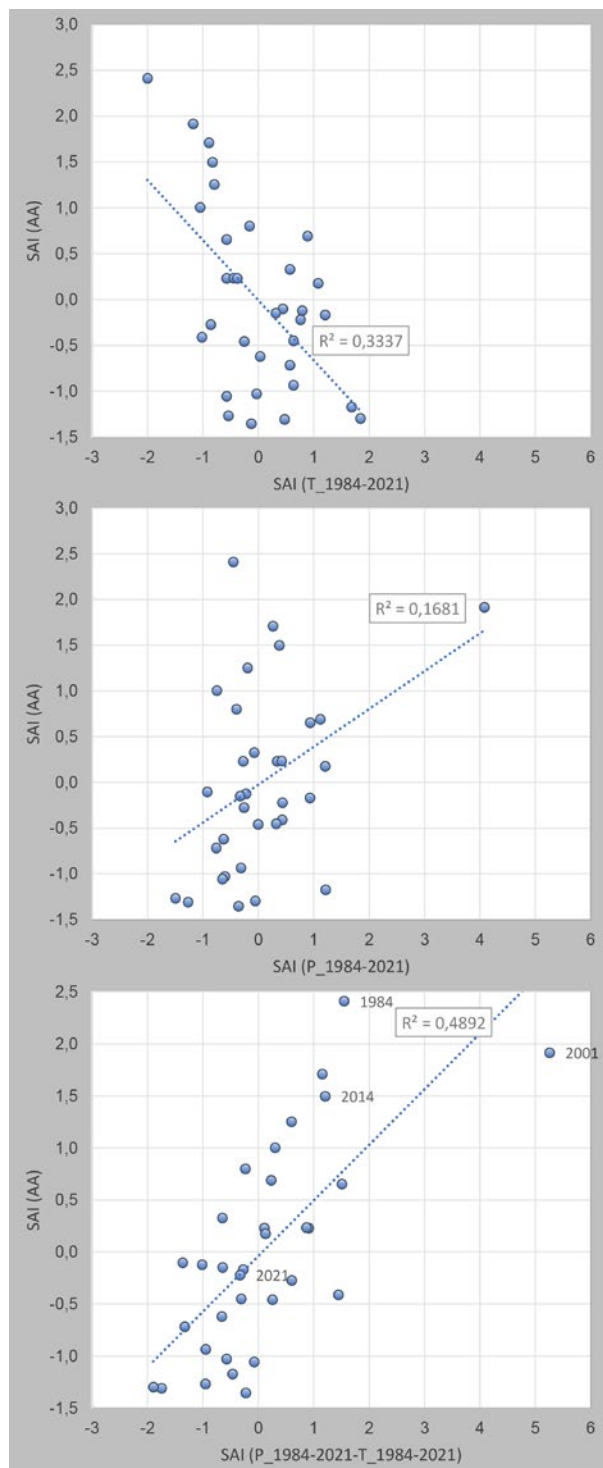


Fig. 18 - Correlazione degli SAI dell'area di accumulo annuale e degli SAI delle temperature (a) da Giugno a Settembre e delle precipitazioni da Ottobre a Maggio (b) calcolati sulla serie di dati meteorologici della stazione svizzera di Sils-Maria; correlazione con l'Indice Glaciologico come forzante climatica combinata (SAI\_T - SAI\_P) (c).

parco strumentale e del passaggio di competenza dal Servizio Idrografico Nazionale (SIMN) e i servizi regionali ARPA. Soprattutto per le precipitazioni è difficile individuare una serie affidabile e rappresentativa, paragonata a quella selezionata, anche a causa del fatto che le precipitazioni nevose sono notoriamente di difficile rilevamento in alta quota, a causa degli errori di misura che presentano i pluviometri in tali condizioni [15]. Emerge una discreta correlazione

( $R^2=0,49$ ) tra il SAI della AA con il SAI dell'indice glaciologico 1984-2020, mentre è evidente che le singole forzanti (precipitazioni e temperature) prese singolarmente non forniscono indicazioni statisticamente significative (Fig 18abc). Si può comunque osservare che fino al 2014, in corrispondenza di un SAI positivo delle precipitazioni, il SAI dell'AA è risultato quasi sempre anch'esso positivo, mentre negli ultimi 3 anni le precipitazioni sopra la media sono state ampiamente compensate dalle significative anomalie termiche positive (Fig. 17).

## CONCLUSIONI

Lo studio svolto ha consentito di elaborare una serie storica ultra-trentennale dei valori delle superfici con accumulo di massa annuali (Accumulation Area) per il Ghiacciaio dell'Adamello, colmando le lacune presenti nei dati dal monitoraggio diretto sul campo.

Si è così evidenziato e quantificato come il Pian di Neve, emblema della permanenza di copertura nevosa, a causa delle mutate condizioni climatiche, negli ultimi decenni faticati enormemente a conservare neve fino al termine dell'estate. Dai primi anni 2000 è stato individuato un cambio di regime nella capacità di accumulare nuova massa, che ha portato la sua intera superficie al di sotto della quota minima di equilibrio di bilancio di massa.

Basandosi sui dati della stazione meteorologica di Sils-Maria (Engadina, Svizzera) emerge una significativa correlazione con le forzanti climatiche a scala regionale rimarcando la relazione fra il potere di conservare neve sul ghiacciaio con il connubio fra precipitazioni da ottobre a maggio e temperature tra giugno e settembre.

Saranno in futuro valutate le correlazioni con le temperature rilevate dalle stazioni meteorologiche gestite dal SGL presso il Monte dei Frati (3230 m slm) e Punta del Venerocolo (3320 m slm), in quanto particolarmente rappresentative delle condizioni a cui si trova esposto il Ghiacciaio dell'Adamello, non appena

le serie storiche saranno sufficientemente lunghe e tra di loro raccordate da consentire analisi statisticamente significative.

Ulteriori indagini saranno inoltre sviluppate per migliorare la conoscenza delle dinamiche del Ghiacciaio dell'Adamello nell'attuale contesto climatico particolarmente ostile alla conservazione estiva della neve alle quote inferiori ai 3500 m s.l.m.

Questa è infatti la quota media attuale di equilibrio dei ghiacciai alpini, che è anche l'altezza della cima dell'Adamello, la più alta del gruppo. Tutti i ghiacciai di questa zona si trovano a quote molto più basse e, escludendo alcuni piccoli ghiacciai che godono di particolari condizioni topografiche, possono essere definiti dei "fossili climatici", perché generati da condizioni climatiche ormai "lontanissime" da quelle attuali.

Come visto sopra, sempre più spesso negli ultimi 20 anni l'intero Ghiacciaio dell'Adamello è rimasto quasi completamente senza neve prima della fine dell'estate. Tale condizione è la causa principale di bilanci di massa quasi sempre molto negativi. Secondo le stime più aggiornate, in conseguenza della sua quota massima piuttosto contenuta (~3400 m) è possibile che la sua scomparsa avvenga entro 60-80 anni [9, 16] (Fig. 19).

Alla luce di tutto quanto esposto, non deve preoccuparci tanto l'impossibilità di sciare in estate o la radicale modifica che subirà il paesaggio circostante l'Adamello e neanche la variazione del regime idrologico delle vallate tributarie, rispetto al fatto che il clima in pochi decenni è cambiato così tanto da far sì che questo ghiacciaio non si potrebbe generare nel contesto odierno. Rimane utile constatare infatti come le conseguenze su larga scala di queste rapide variazioni climatiche che stiamo osservando, più o meno indirettamente, dall'evoluzione dei ghiacciai rischiano di provocare una serie di problematiche di enorme entità per la civiltà umana, come ben riassunto dagli ultimi resoconti dell'IPCC [25].

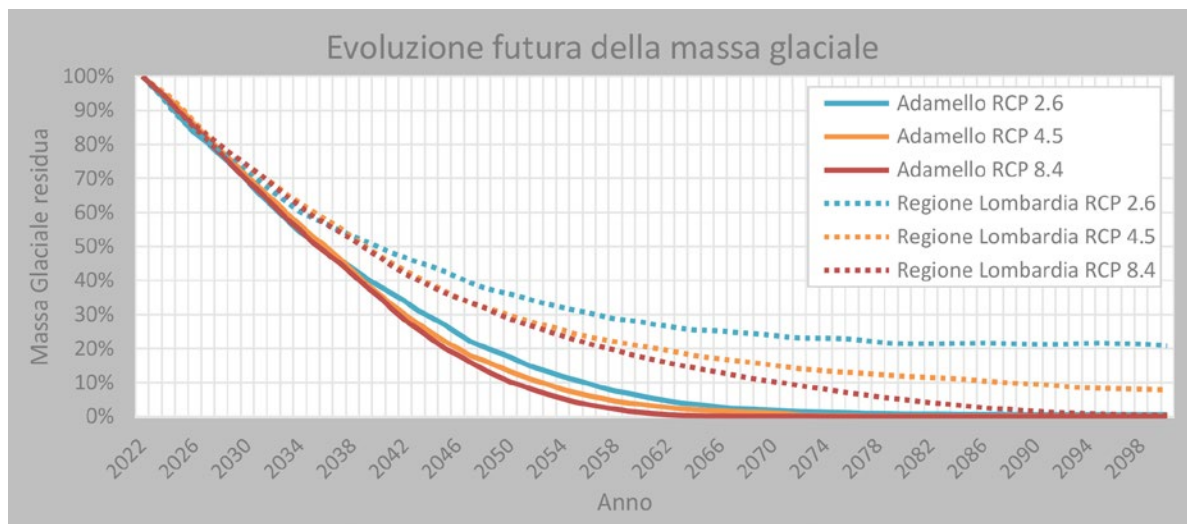


Fig. 19 - Evoluzione futura della massa glaciale del Ghiacciaio dell'Adamello e dell'intera Regione Lombardia nei più recenti scenari climatici IPCC elaborati da Zekollari et. al., 2019: lo scenario RCP 8.5 è detto "business as usual" perché non prevede alcun intervento per il contenimento del cambiamento climatico, RCP 4.5 prende in considerazione interventi moderati che non consentono il raggiungimento degli obiettivi di contenimento a "+2°C" (Accordo di Parigi), RCP 2.6 considera invece raggiunti gli obiettivi di contenimento. Il destino del Ghiacciaio dell'Adamello appare comunque segnato ad una quasi totale estinzione entro fine secolo.

## Bibliografia

- 1. Racoviteanu A. E. et al., Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya, Sensors MDPI, 2008
- 2. Paul F. et al., Glacier Remote Sensing Using Sentinel-2. Part II: Mapping Glacier Extents and Surface Facies and Comparison to Landsat 8, Remote Sensing MDPI, 2016
- 3. Egbers R. et al., Sentinel-2 data processing and identifying glacial features in Sentinel-2 imagery, 2016.
- 4. Smith T. et al., Improving semi-automated glacier mapping with a multi-method approach: applications in central Asia
- 5. Bamber L. J., Rivera A., A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination, 2007.
- 6. Mernild, S. H., Pelto M., Malmros J. K., Yde J. C., Knudsen N. T., Hanna E., Identification of snow ablation rate, ELA, AAR and net mass balance using transient snowline variations on two Arctic glaciers, 2013.
- 7. Funakia S., Asaokab Y., Long-term change in ablation area of tropical glaciers by Landsat data, 2016.
- 8. Meteoswiss website (Sils/Maria climatic data) [www.meteosvizzera.admin.ch](http://www.meteosvizzera.admin.ch) (<https://www.meteosvizzera.admin.ch/home/clima/il-clima-svizzero-nei-dettagli/dati-omogeneizzati-dal-1864.html?station=sia>)
- 9. Grossi G., Caronna P., Ranzi R., Bilancio di massa del ghiacciaio del Mandrone nel clima attuale e in quello prevedibile, «L'Acqua», 1 (2012), pp. 47-60.
- 10. Grossi G., Caronna P., Ranzi R., Hydrologic vulnerability to climate change of the Mandrone glacier (Adamello-Prezanella group, Italian Alps), «Advances in Water Resources», 55 (2013), pp. 190-203.
- 11. Gruppo di Lavoro Archivio Climatologico Italia centro-Settentrionale (ArCIS), Il clima nell'inverno 2013-2014: le eccezionali anomalie climatiche del Centro-Nord Italia, «Neve e Valanghe», 81 (2014), pp. 4-9.
- 12. Janetti E., Bocchiola D., Rosso R., Clima e risorsa idrica nivale sull'Adamello, «Neve e Valanghe», 63 (2008).
- 13. Jonas T., Marty C., Magnusson J., Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps, «Journal of Hydrology», 378 (2009), pp. 161-167.
- 14. Ranzi R., Grossi G., Gitti A., Taschner S., Energy and mass balance of the Mandrone Glacier, «Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria», 33 (2010), pp. 45-60.
- 15. Grossi G., Lendvai A., Peretti G., Ranzi R., Snow Precipitation Measured by Gauges: Systematic Error Estimation and Data Series Correction in the Central Italian Alps, Water, 2017
- 16. Zekollari H. et al, Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble, The Cryosphere, 2019
- 17. Scotti et al., Post LIA glacier change along a latitudinal transect in the Central Italian Alps, The Cryosphere, 2014
- 18. Archivio immagini Sentinel: [apps.sentinel-hub.com](https://apps.sentinel-hub.com)
- 19. Archivio immagini Landsat: [earthexplorer.usgs.gov](https://earthexplorer.usgs.gov)
- 20. [www.ada270.com](http://www.ada270.com)
- 21. Scotti R., Brardinoni F., Evaluating millennial to contemporary time scales of glacier change in Val Viola, Central Italian Alps, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 100:4, 319-339, 2018.
- 22. Scotti R., Bilancio di massa e relazioni con il clima per alcuni ghiacciai italiani, ricostruzioni di bilanci passati e scenari per il futuro. Tesi Magistrale, Dipartimento di Scienze della Terra "A. Desio", Università degli Studi di Milano. 2009.
- 23. Gisgeography website <https://gisgeography.com/image-classification-techniques-remote-sensing/>
- 24. Domadia G., Zaveri T., Comparative Analysis of Unsupervised and Supervised Image Classification Techniques. National Conference on Recent Trends in Engineering & Technology.
- 25. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Fifth Assessment Report, 2014; Sixth Assessment Report, 2022

# STUDIO e MONITORAGGIO DELLE GROTT CON GHIACCIO NELLE ALPI PIEMONTESE

**Luca Paro**

Dipartimento Rischi Naturali e  
Ambientali - Arpa Piemonte, Torino

**Bartolomeo Vigna**

Dipartimento di Ingegneria  
dell'Ambiente, del Territorio e delle  
Infrastrutture - Politecnico di Torino

*Le foto sono degli autori  
B. Vigna e L. Paro*

## **Ice caves monitoring in Piedmont Alps**

*Ice caves might be regarded as a specific form of permafrost where the mean annual air temperature is at least for some parts of the cave - below 0 °C. Considering this thought further, ice caves with their ice formations might be seen as one element of the periglacial domain. Research on ice in subsurface cavities has a long tradition in the Alps. In a recently published book dedicated to ice caves (Perşoiu & Lauritzen, 2018), national ice cave-overviews were presented for Switzerland, Austria, Italy, Germany, and Slovenia. In Italy, the most recent line of research concerning the study of the high elevated karstic environments of the Italian Alps involves researchers with different backgrounds engaged in the study of ice caves. The interest in ice caves dates back several centuries. By the end of the 15th century, Leonardo da Vinci made some observations and took note in his personal diary after visiting probably the "Ghiacciaia del Moncodeno" (Bergamo Alps) used as a private ice reserve by a wealthy family. Such ice caves nowadays are undergoing drastic transformations due to atmospheric warming causing a strong and rather quick reduction of cave-ice masses. Ice caves in the Italian Alps are distributed along the entire karstic area, mainly in the Central-Eastern Alps (Lombardy, Veneto, Trentino-Alto Adige-Südtirol, and Friuli Venezia Giulia regions) but also in the South-Western Alps (Maritime and Ligurian Alps in Piemonte region), with probably more than 1600 existing cryocaves, having within them permanent (pluriannual) masses of ice, firn or permanent snow; some 150 of them with ice deposits. In the Piedmont region, there are tens of caves with cryogenic deposits, but it is still not clear if some of them present permanent ice nowadays. Starting in 2016, Arpa Piemonte and DIATI of Politecnico di Torino established a thermometric monitoring network in 4 ice caves with permanent ice (3 in Ligurian Alps and one in Cottian Alps). "Rem del Ghiaccio" ice cave (Ligurian Alps) presents the greatest accumulation of ice with the most evident ice melting phase in the second part of the 2010s.*

Le grotte contenenti ghiaccio possono essere considerate una forma specifica di permafrost in cui la temperatura media annuale dell'aria è almeno per alcune parti della grotta inferiore a 0 °C, rientrando, quindi, nel dominio periglaciale (dominio caratterizzato dall'azione del freddo, non legato all'ambiente glaciale).

La ricerca sul ghiaccio nelle cavità sotterranee ha una lunga tradizione nelle Alpi. In un libro di recente pubblicazione dedicato alle grotte con ghiaccio (Perşoiu & Lauritzen, 2018), sono state presentate panoramiche nazionali delle grotte di ghiaccio per Svizzera, Austria, Italia, Germania e Slovenia. In Italia, la più recente linea di ricerca concernente lo studio degli ambienti carsici di alta quota delle Alpi italiane coinvolge ricercatori di diversa estrazione impegnati proprio nello studio delle grotte di ghiaccio.

L'interesse per queste grotte (definite nella letteratura scientifica "ice caves") risale a diversi secoli fa. Anche Leonardo da Vinci alla fine del XV secolo annotò alcune osservazioni dopo aver visitato probabilmente la "Ghiacciaia del Moncodeno" nelle Alpi Bergamasche.

Tali grotte di ghiaccio oggi stanno subendo drastiche trasformazioni dovute al riscaldamento atmosferico che provoca una forte e piuttosto rapida riduzione delle masse di ghiaccio in grotta. Per comprendere i meccanismi di formazione dei depositi di ghiaccio in grotta e la loro recente evoluzione nel contesto dei cambiamenti climatici, Arpa Piemonte e il DIATI del Politecnico di Torino hanno avviato un progetto di studio e monitoraggio di alcune ice caves nelle Alpi Liguri e Cozie.



## INTRODUZIONE

**Distribuzione delle grotte con ghiaccio e neve nelle Alpi italiane**

Le grotte contenenti ghiaccio (ice caves) possono essere considerate una forma specifica di *permafrost* in cui la temperatura media annuale dell'aria è almeno per alcune parti della grotta inferiore a 0 °C, appartenendo di fatto al dominio periglaciale (dominio caratterizzato dall'azione del freddo, non legato all'ambiente glaciale).

Le grotte di ghiaccio delle Alpi italiane sono distribuite lungo l'intera area carsica, principalmente nelle Alpi Centro-orientali (Lombardia, Veneto, Trentino-Alto Adige e Friuli Venezia Giulia) ma anche nelle Alpi sud-occidentali (Alpi piemontesi, Marittime e Liguri), con probabilmente più di 1600 crio-grotte esistenti, contenenti al loro interno masse permanenti (pluriennali) di ghiaccio, firn o neve permanente. In tali aree, i depositi di ghiaccio registrati in occasione di rilievi speleologici o studi di ricerca sono circa 150 (Maggi *et al.*, 2018). Il numero preciso di grotte con ghiaccio nelle regioni italiane è tuttavia incerta, a causa: (1) della mancanza di

studi diffusi sulle grotte con ghiaccio, e (2) del recente cambiamento climatico, che sta riducendo velocemente le masse di ghiaccio quasi ovunque e, in molti casi, ha già causato la fusione di tutto il deposito di ghiaccio.

In alcune di queste grotte, la presenza di ghiaccio è stata attestata dagli anni '60 agli anni '80 del XX secolo e negli ultimi 20 anni è stata documentata una graduale riduzione dei depositi di ghiaccio. Ma l'interesse per le grotte con ghiaccio risale a diversi secoli fa. Una delle grotte più documentate è la "Ghiacciaia del Moncodeno", situata nella Grigna Settentrionale (Alpi Centrali), e in passato utilizzata come riserva di ghiaccio privata da una ricca famiglia milanese. Verso la fine del 1400, Leonardo da Vinci fece alcune osservazioni che annotò nel suo diario personale dopo aver visitato probabilmente la stessa grotta, mentre era commissario della Valsassina (Brevini, 2004). Nelle Alpi italiane, molti nomi di grotte locali indicano che si tratta di grotte particolarmente fredde o di grotte contenenti depositi di ghiaccio, indicando che la popolazione locale conosceva questo ambiente da molto tempo (es.

"Balma ghiacciata del Mondolè" sul massiccio del Mondolè, in provincia di Cuneo, le cui cronache storiche ne attestano l'uso come ghiacciaia).

Prima di analizzare in dettaglio i casi studio nelle Alpi piemontesi, di seguito vengono presentate in sintesi le conoscenze principali sulle grotte con ghiaccio nei settori alpini centro-orientali, tratte da Maggi *et al.* (2018).

In **Lombardia**, in un recente database di grotte (Ferrario & Tognini, 2016) sono elencate 149 grotte con ghiaccio, firn e neve permanente. Queste crio-grotte presentano una distribuzione altimetrica molto ampia, compresa tra 1340 e 2840 m s.l.m., spostandosi principalmente da sud a nord. Solo 12 ice caves presentano depositi di ghiaccio ben noti e due di esse sono state studiate negli ultimi 10 anni. Le grotte con ghiaccio lombarde sono ubicate in pozzi verticali o doline di crollo, con un'apertura superficiale del sistema verticale. La distribuzione di queste grotte, sia per localizzazione che per altitudine, è sicuramente correlata alle diverse condizioni meteo-climatiche lungo la regione ma non esistono studi che mettano in relazione l'assetto topografico delle crio-grotte e le condizioni climatiche locali; oltretutto, a causa dello sviluppo verticale dei sistemi carsici, la circolazione dell'aria ipogea potrebbe influenzare le temperature negative al loro interno (Maggi *et al.*, 2018).

Nella regione del **Trentino-Alto Adige**, nonostante l'area montuosa carsica sia molto diffusa, esistono informazioni sulle ice caves solo per le Dolomiti del Brenta (Alpi Retiche Meridionali). In quest'area, circa 100 grotte presentano depositi criogenici, ubicate tra 1900 e 2750 m s.l.m., con oltre il 50% di queste distribuite nella fascia compresa tra 2300 e 2500 m s.l.m. Tali grotte sono generalmente a singolo pozzo verticale con neve e firn sul fondo (Ischia & Borsato, 2005) e solo cinque di loro presentano depositi di ghiaccio permanenti, con spessori da pochi metri fino a circa 20 m. Nelle Dolomiti del Brenta sono state studiate esaurientemente due grotte di

Fig. 1 - Pozzo a neve sui versanti nord del M. Mongioie.



ghiaccio: la Grotta dello Specchio (quota ingresso 1930 m s.l.m.) e la Grotta del Castelletto di Mezzo (quota ingresso 2435 m s.l.m.). Sebbene legati a diversi processi termodinamici, come la circolazione dell'aria in "tubo di vento" per la prima e la "trappola d'aria fredda" per la seconda, i depositi di ghiaccio nelle due grotte hanno subito una evoluzione simile. Le fasi di accumulo/ablazione si sono alternate regolarmente negli ultimi 500 anni, regolate dalle temperature estive, fino agli anni '80 del secolo scorso quando il tasso di ablazione ha accelerato bruscamente. Attualmente, l'evoluzione dei due depositi di ghiaccio è controllata dall'ablazione, che è direttamente correlata alle temperature estive, mentre l'accumulo annuale è minimo (Borsato *et al.*, 2006).

Il **Veneto** rappresenta un'altra area carsica delle Alpi italiane, con montagne composte principalmente da calcari e dolomie. Nonostante la vocazione carsica, le informazioni sulle grotte con ghiaccio sono molto scarse. Sicuramente depositi criogenici sono presenti nella maggior parte delle grotte, soprattutto nelle aree dolomitiche e nell'Altopiano di Asiago, ma di queste grotte non esiste un database definito. Su informazioni desunte dai diversi circoli speleologici veneti, si desume l'esistenza di almeno 50 grotte con depositi di ghiaccio, la maggior parte esplorate negli anni '60 del XX secolo e per questo motivo non è chiaro se i depositi siano ancora presenti o meno (Maggi *et al.*, 2018).

Nella Regione **Friuli Venezia Giulia** (FVG) le grotte con ghiaccio sono diffuse in ambienti carsici di alta quota. Recentemente, sono state individuate 1111 grotte contenenti tracce di materiale criogenico perenne (neve, firn e ghiaccio), su un totale di 3068 grotte conosciute, situate al di sopra dei 1000 m s.l.m., e collettivamente indicate come crio-grotte (Colucci *et al.*, 2016a). Di queste, 123 grotte (l'11% del totale) sono state considerate "grotte con ghiaccio" in cui è stata segnalata con certezza la presenza di ghiaccio. La maggior parte



Fig. 2 - Ingresso del Pozzo ghiacciato 2 del Mondolè.

del ghiaccio è presente nei primi 20 m di profondità, mentre tra i 20 e 60 m la presenza di ghiaccio è meno frequente, e al di sotto degli 80 m è solo occasionale. Nessuna traccia di ghiaccio è stata trovata al di sotto di circa 150 m dalla superficie (Maggi *et al.*, 2018). Queste grotte di ghiaccio nel FVG si trovano generalmente tra 1500 e 2200 m s.l.m. La percentuale più alta di grotte di ghiaccio si registra nell'area del Canin, massiccio carsico di alta quota sulle Alpi Giulie. Qui si trovano 79 crio-grotte, con un'altitudine media di 1928 m s.l.m. Per le grotte con ingresso inferiore a 1000 m s.l.m. non si hanno notizie di alcuna massa di ghiaccio permanente. In generale, la distribuzione delle crio-grotte è ben correlata con la MAAT (Temperatura Media Annuale dell'Aria) e l'altitudine, essendo questa tipologia di grotte significativamente più frequenti dove la MAAT è inferiore a 2 °C (grotte con ghiaccio) e 5 °C (crio-grotte) (Colucci *et al.*, 2016b).

## DEPOSITI DI GHIACCIO NELLE CAVITÀ E CAMBIAMENTI CLIMATICI

### Alcuni esempi nelle Alpi Liguri e Cozie

Nell'area piemontese, che rappresenta la parte occidentale italiana degli affioramenti carbonatici, sono presenti diverse decine di grotte con depositi criogeni-

ci, in particolare "pozzi a neve" perenni (Fig. 1) ed alcune cavità con ghiaccio permanente. Tra questi il "pozzo a neve" più interessante è il "Pozzo ghiacciato 2" del Mondolè (Fig. 2) a quota 2200 m che raggiunge una profondità di circa 80 m ed ospita un nevaio con ghiaccio che nel 1988, anno della sua prima esplorazione, si incontrava ad una profondità di 12 m dall'ingresso mentre nell'estate del 2022 i depositi criogenici si sono ridotti notevolmente, attestandosi a partire da 25 m dall'ingresso cavità. In ogni caso, questo glacio-nevato presenta ancora uno spessore di oltre 50 m e può essere considerato uno dei più meridionali depositi di neve perenne dell'arco alpino. Informazioni relative alla presenza di neve e ghiaccio al fondo delle cavità si trovano nel catasto regionale online (<https://catastogrotte-piemonte.net>). Le aree principali con crio-grotte (prevalentemente con depositi di neve) si trovano nelle Alpi Liguri e in particolare nelle aree dei massici del Marguareis, del Mongioie, del M. Conoia, del Biecai e del Mondolè dove sono state censite almeno 40 crio-grotte, per lo più costituite da pozzi verticali con depositi di neve e ghiaccio perenni (Gruppo Speleologico Piemontese, 2014; Vigna & Paro, 2019). Nell'abisso dello "Scarasson" (ubicato a quota 2200 m nel settore medio-alto nella Conca delle Carsene) si trova a 120 m di profondità un ghiacciaio ipo-

geo, scoperto nel 1960, che superava in quel periodo uno spessore di 30 m. Tale ghiacciaio (Fig. 3) è stato oggetto di una serie di studi da parte degli speleologi francesi ed italiani (Boscart, 2008; Morel et al., 2017; Callaris, 2019). Negli anni questo ghiacciaio ha subito una drastica riduzione di spessore e nel 2019 presentava una altezza inferiore a 5 m.

Nell'ambito del progetto di ricerca denominato "Ice caves", iniziato nel 2016 e tutt'ora in corso, condotto da Arpa Piemonte e dal DIATI del Politecnico di Torino (con la collaborazione dell'Ente Parco Alpi Marittime e dello Speleo Club Tanaro), sono state individuate nel settore delle Alpi Liguri e delle Alpi Cozie alcune cavità con presenza di ghiaccio perenne: l'abisso "Rem del ghiaccio", il

pozzo "Lambda-21" e le grotte "Pertus d'la Patarassa" e "Ro-mina". In quest'ultima, stando alle testimonianze degli speleologi che hanno esplorato per primi la cavità, i depositi di ghiaccio hanno iniziato a formarsi in fondo alla grotta in seguito all'apertura artificiale dell'ingresso nel 2008.

I depositi di ghiaccio interessati da questo studio hanno diverse modalità di formazione in quanto sono ubicati in cavità caratterizzate da morfologie e circolazioni d'aria piuttosto differenti tra loro. Con l'obiettivo di condurre un monitoraggio termico in tali grotte, sono stati installati acquisitori automatici per rilevare la temperatura dell'aria e della roccia e per esaminare come le variazioni stagionali in superficie influenzano la

situazione climatica in profondità. La temperatura della roccia viene registrata con sensori posti in fori di diametro da 8 a 12 mm e profondi da 20 a 100 cm, adeguatamente isolati dalla superficie rocciosa. La temperatura dell'aria in superficie viene misurata in parte da strumentazioni ubicate presso gli ingressi e in parte da stazioni meteorologiche di Arpa Piemonte situate in prossimità di queste cavità. I datalogger utilizzati sono dei Tinytag 2 plus della Gemini Scientific Ltd. con alimentazione a batteria e 2 sensori (termistori NTC) con cavo di lunghezza variabile da 1,5 a 10 m, accuratezza di 0,2 °C, risoluzione di 0,01 °C, con custodia IP68 e dimensioni contenute. L'acquisizione dei dati è impostata con registrazione del valore massimo e minimo di temperatura nell'intervallo di 1 o 2 ore.

Nel corso di questo studio sono state effettuate anche analisi chimiche delle acque di fusione del ghiaccio delle diverse cavità analizzando gli ioni principali, i metalli e le terre rare. Sulla base di alcune datazioni al  $^{14}\text{C}$  effettuate su residui vegetali prelevati nei livelli più bassi di alcuni di questi ghiacciai è ipotizzabile che la loro formazione sia iniziata prima della Piccola Età Glaciale (iniziata nell'area alpina circa a metà del XIV secolo e durata 500 anni). Alcune datazioni evidenziano che i frammenti di legno provenienti dal ghiacciaio del Pertus d'la Patarassa sono del 933 AD ( $\pm 20$  anni). Un livello di foglie di faggio, perfettamente conservato, campionato nel settore intermedio del ghiacciaio della grotta Lambda-21 è, invece, risultato essere di circa 1000 anni più recente, con deposizione risalente al 1923 AD ( $\pm 20$  anni).

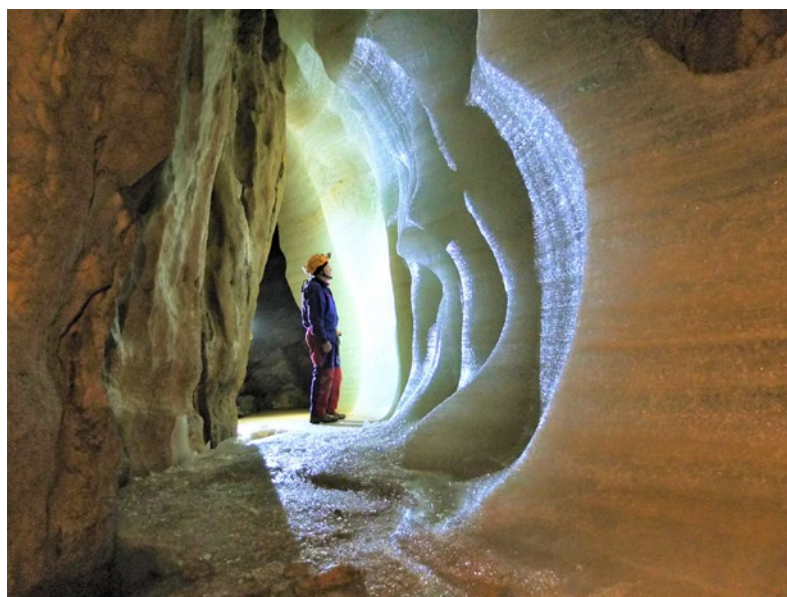
### L'Abisso "Rem del ghiaccio"

L'ingresso dell'Abisso Rem del ghiaccio è situato nelle Alpi Liguri (alta valle Casotto), a quota 1900 m s.l.m., ed è costituito da un meandro che dopo pochi metri si approfondisce in un pozzo di una quindicina di metri. Al fondo si incontra un primo ghiacciaio con spessore di oltre 5 m, sospeso su un successivo pozzo di

Fig. 3 - Il ghiacciaio ipogeo dello Scarason: i sottili livelli di colore scuro sono legati alla deposizione di materiale organico.



Fig. 4 - Il ghiacciaio ipogeo dell'abisso Rem del ghiaccio formato da migliaia di livelli di ghiaccio di spessore centimetrico, con numerose discordanze angolari legate probabilmente a diverse fasi di fusione e rigelo (foto luglio 2016).

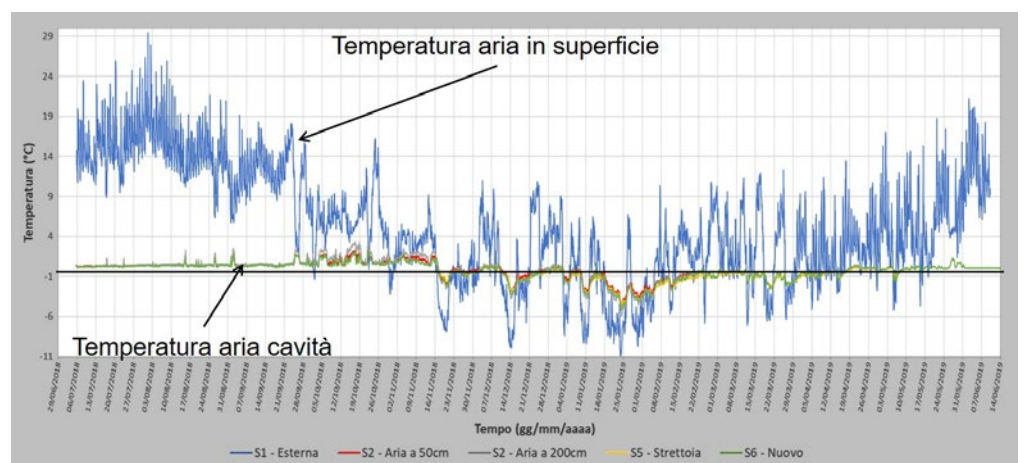
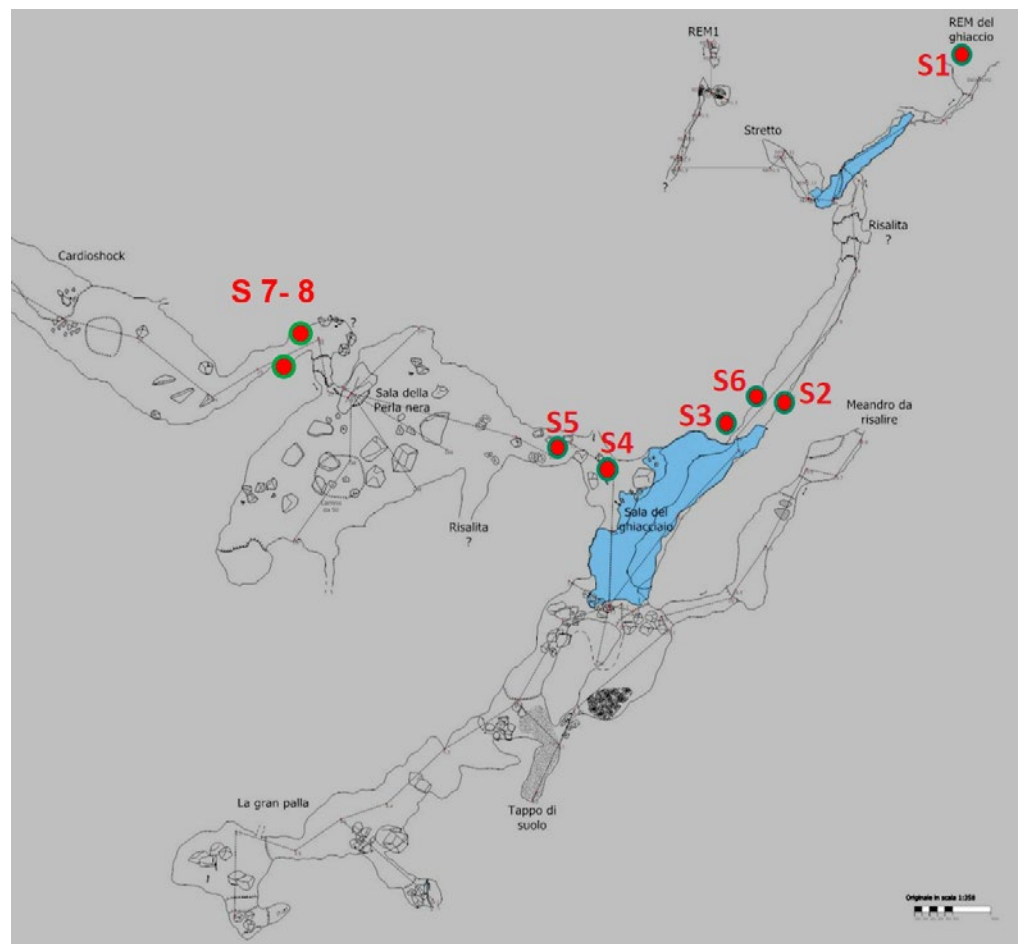


almeno 15 m. La grotta prosegue, alla base del primo salto, lungo una risalita di 8 m che conduce ad una forra che, al momento della prima esplorazione nel 1995, era in gran parte occupata da depositi di ghiaccio che raggiungevano uno spessore di alcuni metri. Al fondo, dopo una cinquantina di metri, si trovava un ambiente del tutto chiuso dal ghiaccio. Nel 2014 è stato individuato un nuovo passaggio, apertosi in seguito alla fusione parziale del ghiaccio stesso. Questo passaggio ha permesso di raggiungere un successivo ampio salone in parte occupato dal ghiacciaio principale (Fig. 4).

La grotta prosegue poi attraverso una serie di passaggi tra blocchi di frana fino ad un altro ampio ambiente di crollo collegato a meandri, pozzi e gallerie con uno sviluppo complessivo finora esplorato di 2420 m e con un dislivello totale di 330 m. La prima parte della cavità è percorsa da una notevole corrente d'aria, uscente nella stagione estiva ma con temporanee inversioni del flusso in occasione di cambiamenti meteorologici in superficie (legati a perturbazioni, variazioni barometriche, vento). Un anemometro ad ultrasuoni piazzato all'imbocco della prima forra ha rilevato dati in una settimana estiva evidenziando tale situazione. Con la stagione fredda la circolazione d'aria si inverte, presentando ancora inversioni temporanee dei flussi.

Gli acquisitori sono stati installati a partire dal 2016 in diverse zone della cavità, iniziando dai settori a monte e a valle del ghiacciaio principale (Fig. 5). Grazie alla notevole quantità di dati ed alle numerose osservazioni, è possibile ipotizzare in via preliminare sia le modalità di formazione del ghiacciaio, sia le cause della sua fase attuale di accelerata fusione. La genesi è probabilmente legata al congelamento delle acque di percolazione che raggiungono questi ambienti dove le temperature dell'ammasso roccioso e dell'aria sono  $< 0^{\circ}\text{C}$  per 5-6 mesi l'anno (Fig. 6).

Nei restanti mesi le temperature di roc-



cia e aria rimangono pochi decimi di grado al di sopra di  $0^{\circ}\text{C}$ . Tale situazione è legata alla circolazione d'aria presente nella cavità. Nei mesi freddi, significativi volumi d'aria entranti dall'ingresso della grotta abbassano di diversi gradi sotto lo zero la temperatura dell'aria (minima registrata di  $-7,6^{\circ}\text{C}$ ) e dell'ammasso roccioso (minima di  $-1,2^{\circ}\text{C}$  ad una profondità di 1 m), interessando questi ambienti fino a distanze di diverse centinaia di metri dall'imbocco. Nel periodo primaverile, in seguito alla fusione della

neve, si infiltrano acque con temperature prossime a  $0^{\circ}\text{C}$  che raggiungono la cavità. Si originano in questo modo dei veli d'acqua che scorrendo sulla roccia o su altri depositi di ghiaccio, congelano poco alla volta, dando origine ai numerosi strati che compongono il ghiacciaio. In estate, in seguito all'inversione della circolazione d'aria, la temperatura di questi ambienti continua a rimanere molto bassa. L'aria, proveniente dagli ingressi alti del sistema carsico e con temperature di alcuni gradi sopra gli 0

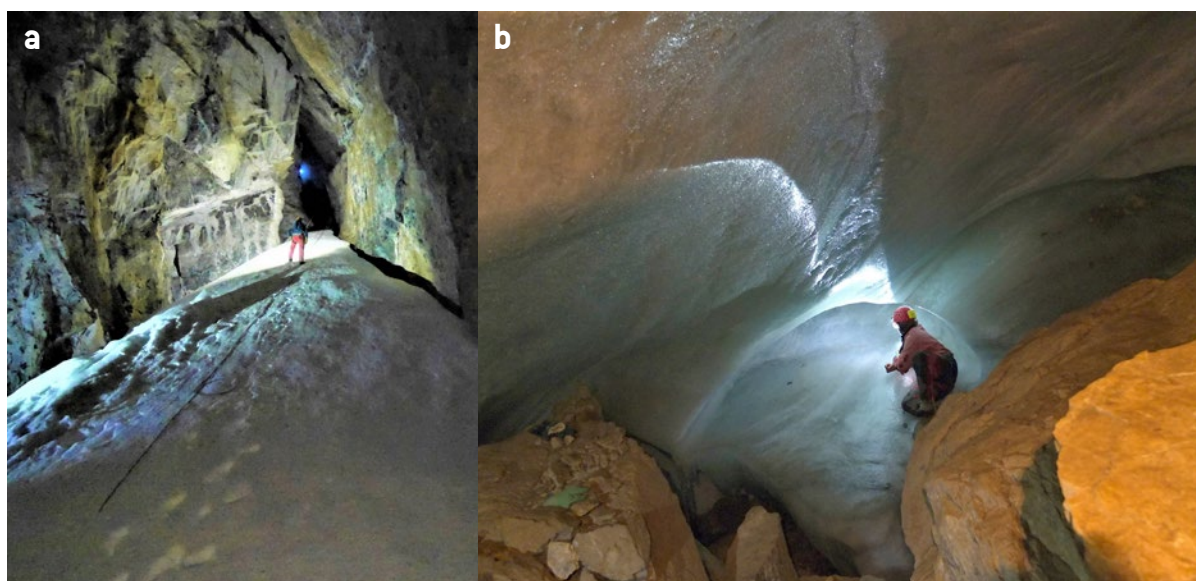
Fig. 5 - Planimetria della prima parte delle cavità con ubicazione dei due ghiacciai ipogei ed ubicazione dei sensori.

Fig. 6 - Andamento annuale (luglio 2018-luglio 2019) della temperatura dell'aria in superficie e nella cavità del Rem del ghiaccio.

Fig. 7 - Progressiva riduzione del ghiacciaio ipogeo del Rem del ghiaccio tra gli anni 2016 e 2021.



Fig. 8 - a) Il pozzo di Lambda 21 con il nevaio superficiale. b) Il ghiacciaio ipogeo di Lambda 21 sottostante il nevaio.



°C, si raffredda fluendo nelle gallerie e nei meandri dove la temperatura della roccia è ancora molto ridotta, condizionata dai valori invernali e dalla presenza del ghiaccio fondente.

Benché i dati termici ipogei presentino solo blande oscillazioni con una certa variabilità interannuale, nei sette anni di osservazioni (2016-2022) si è assistito alla sensibile riduzione del volume della massa glaciale nell'abisso Rem (Fig. 7). Al fine di studiare e preservare alcuni

campioni di ghiaccio di questa grotta, nel 2019 sono state prelevate 6 carote di ghiaccio di circa 50 cm di lunghezza ciascuna, lungo una sezione verticale del ghiacciaio principale. Le carote sono conservate presso l'Euro Cold Lab del Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e della Terra dell'Università di Milano-Bicocca e sono in corso le analisi cristallografiche delle sezioni sottili e le analisi isotopiche (quest'ultime a cura dell'Università Ca' Foscari di Venezia).

### Il Pozzo "Lambda-21"

Il Pozzo Lambda-21 si trova nel massiccio del M. Mongioie (Alpi Liguri) ed è costituito da un ampio pozzo con una inclinazione di circa 45° con ingresso a quota 2330 m s.l.m. A 20 m di profondità inizia un esteso conoide di neve (Fig. 8a) che ricopre il sottostante ghiacciaio (Fig. 8b). Al fondo di questo grande ambiente un ingente deposito di frana occlude il passaggio agli speleologi ma lascia fluire una notevole circo-

lazione d'aria. Analogamente all'abisso Rem del ghiaccio, anche questa cavità si comporta da "ingresso basso": nella stagione fredda la neve penetra all'interno del pozzo principalmente per piccole valanghe che si staccano dai ripidi versanti sovrastanti che si riversano nell'ampio imbuto dell'ingresso. La genesi di questo ghiacciaio ipogeo è quindi simile a quella che porta alla formazione dei ghiacciai di superficie. Sulla parete al fondo della cavità sono evidenti anche depositi di ghiaccio legati al congelamento dell'acqua di percolazione. Sono le basse temperature legate alla circolazione dell'aria (minime registrate al fondo della cavità  $< -5^{\circ}\text{C}$ , a partire dal 2018) e della roccia (minima di  $-2,8^{\circ}\text{C}$  registrata a 40 cm di profondità), con un meccanismo del tutto simile a quello descritto per l'abisso Rem del ghiaccio, a creare le condizioni che nei secoli hanno preservato la massa glaciale.

#### La Grotta "Ro-mina"

Sullo stesso versante e un'ottantina di metri più in basso del Pozzo Lambda-21 si trova l'ingresso della Grotta Ro-mina

che nel 2008, quando è stata scoperta, era una fessura soffiante di alcuni decimetri di lunghezza. L'allargamento artificiale di tale passaggio ha consentito l'accesso e l'esplorazione di una stretta condotta orizzontale chiusa dopo 120 m da un importante accumulo di frana. Dopo alcuni anni dalla sua apertura, gli speleologi hanno iniziato ad osservare la formazione di depositi di ghiaccio nel settore terminale di questa cavità, la cui origine è legata al notevole incremento di circolazione d'aria, in particolare nella stagione invernale. Infatti, prima dello scavo, l'ingresso aspirava significativi volumi d'aria fintanto che la fessura non veniva intasata dalla neve, in occasione delle precipitazioni nevose. Con l'allargamento dell'ingresso e la sistemazione di una lamiera per impedirne la chiusura da parte della neve, da allora confluiscono in grotta ingenti volumi d'aria nei mesi freddi che abbassano di alcuni gradi la temperatura della roccia. In seguito a temporanee chiusure dell'ingresso, legate ad abbondanti nevicate, la temperatura della grotta (misurata ad alta frequenza a partire dal 2016) mostra

significativi aumenti di alcuni decimi di grado in tali periodi (Fig. 9). Un sensore di temperatura, piazzato nel ghiaccio a pochi centimetri di profondità, ha evidenziato il periodo in cui si formano questi depositi (Fig. 10). Nella stagione invernale si osservano temperature molto ridotte (minima registrata di  $-2,6^{\circ}\text{C}$ ) con oscillazioni evidenti legate alla variazione termica della situazione in superficie (grotta in aspirazione). In primavera, in seguito alla percolazione delle acque di fusione nivale, i veli d'acqua liquida che scorrono sulla superficie del ghiaccio solidificano e progressivamente il sensore di temperatura viene coperto ed isolato da diversi decimetri di ghiaccio. Di conseguenza la temperatura registrata aumenta fino ad un valore che rimane molto costante per diversi mesi, dell'ordine di qualche centesimo di grado  $< 0^{\circ}\text{C}$ .

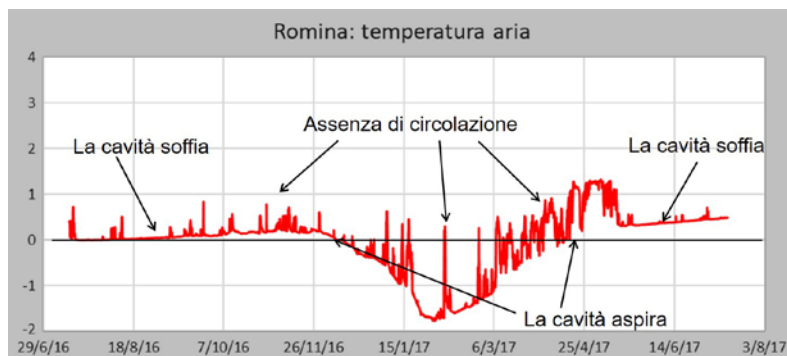
#### La grotta del "Pertus d'la Patarassa"

L'ingresso della Grotta Pertus d'la Patarassa si trova nella valle di Narbona (valle laterale dell'alta valle Grana) ad una quota di 2024 m s.l.m. La cavità,



*Fig. 9 - Depositi di ghiaccio nella Grotta Ro-mina legati al congelamento dell'acqua di percolazione ad ottobre del 2022, nonostante l'estate particolarmente calda appena trascorsa.*

Fig. 10 - Andamento annuale (luglio 2016 - luglio 2017) della temperatura dell'aria della Grotta Ro-mina.



lunga 34 m e profonda 8 m, ospita al fondo un piccolo ghiacciaio, residuo di un deposito molto più ampio ormai quasi del tutto scomparso. La circolazione d'aria è assente, la grotta si comporta da trappola di aria fredda che consente oggi una parziale conservazione del ghiaccio anche nel periodo estivo raggiungendo una temperatura massima di + 1,8 °C nel mese di ottobre (misurata a partire dal 2017). La formazione di questi depositi è legata alla solidificazione delle acque di percolazione che giungono in primavera in un ambiente con temperature fino a -3,6 °C.

Sulla base di tutti i dati raccolti in questo studio risulta quindi che l'incremento delle temperature in superficie ha causato un cambiamento della situazione meteorologica sotterranea (anche se con variazioni di temperature di pochi decimi di grado), interrompendo l'equilibrio favorevole alla formazione e al mantenimento delle masse glaciali.

## CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Le Alpi sud-occidentali (dalle Liguri alle Cozie) sono caratterizzate dalla presenza di vaste aree carsiche e numerosissime

sono le cavità presenti che raggiungono anche notevoli profondità e svariati chilometri di lunghezza. Mentre i principali fenomeni carsici sia superficiali che profondi sono conosciuti ed ampiamente descritti in numerosi lavori, pochi sono i dati riguardanti le cavità caratterizzate dalla presenza di depositi di ghiaccio perenne o con veri e propri ghiacciai ipogei ubicati anche a quote relativamente basse. Insieme ai "pozzi a neve", cavità ad andamento prettamente verticale con profondità variabili da 10 ad oltre 80 metri che contengono cospicui depositi di neve perenne, queste grotte rappresentano dei punti estremamente interessanti per osservare l'impatto sugli ambienti ipogei legato ai cambiamenti del clima nella zona alpina. La presenza di ghiaccio perenne in diverse cavità del settore alpino è testimoniata oralmente dalle popolazioni locali, ma si trovano descrizioni sommarie anche in alcuni testi del XVIII e del XIX secolo.

I notevoli incrementi della temperatura in atmosfera che si stanno registrando soprattutto nel settore alpino condizionano pesantemente la presenza di questi depositi, in alcuni casi provocando la completa scomparsa del ghiaccio nel periodo di fine estate e in autunno, in altri con la marcata riduzione di spessore dei ghiacciai ipogei. A partire dagli inizi del XXI secolo ed in particolare nell'ultima decina di anni tali fenomeni sono stati oggetto della osservazione diretta degli speleologi. Nelle Alpi Liguri, nella famosa "Balma Ghiacciata" del Mondolè, come in numerose cavità sui versanti settentrionali dei massicci del Monte Mongioie e del Marguareis, il ghiaccio, che una volta era presente anche nel periodo autunnale, è ora del tutto scomparso o fonde completamente verso fine estate.

Nel 2016 è iniziato lo studio di alcune ice caves da parte del Dipartimento Rischio Naturali e Ambientali di Arpa Piemonte e del Dipartimento Ingegneria dell'Ambiente, Territorio e Infrastrutture del Politecnico di Torino (con il supporto dello Speleo Club Tanaro ed il Parco Alpi Marittime). La ricerca viene condotta

attraverso il monitoraggio in continuo dei valori di temperatura di aria e roccia in diversi settori delle cavità, con analisi chimico-fisiche del ghiaccio, campionamenti di materiale organico e datazioni con  $^{14}\text{C}$ . Quasi tutte le grotte in fase di studio sono caratterizzate da una notevole circolazione d'aria di tipo "tubo a vento". Nei periodi freddi notevoli flussi d'aria entrano dagli ingressi bassi (le zone con ghiaccio sono prossime a tali ingressi) e fuoriescono dagli ingressi alti. Nei mesi più caldi la circolazione d'aria all'interno degli ammassi rocciosi si inverte. Tale fenomeno è legato alla differenza di densità tra le colonne d'aria esterne e quelle interne che hanno temperature differenti. Si viene così a formare un gradiente di pressione fra interno ed esterno della montagna che provoca questi importanti flussi d'aria. Quindi, nei settori dove si trova il ghiaccio la temperatura dell'aria e della roccia è, nelle stagioni fredde, decisamente inferiore a  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  poiché l'aria proviene direttamente dalla superficie, mentre nei periodi estivi, l'aria più calda entrante dagli ingressi alti, attraversa l'ammasso roccioso raffreddandosi progressivamente nei settori prossimi agli ingressi bassi dove, a causa della forte aspirazione nel periodo invernale, la temperatura della roccia è sempre prossima ad  $1\text{--}2\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La temperatura media di queste zone è di poco inferiore a  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , condizioni che hanno consentito la conservazione del ghiaccio.

I meccanismi genetici che portano alla formazione dei depositi di ghiaccio sono diversi ma sempre riconducibili alla temperatura della roccia fratturata e carsificata, nella quale scorrono significativi flussi di aria e di acqua che la raffreddano. Negli ultimi decenni, nelle cavità, questi delicati equilibri tra la temperatura della roccia e quella dell'aria sono cambiati a causa dell'incremento delle temperature in superficie. Di conseguenza la situazione ideale che ha permesso la formazione e la conservazione per secoli di questi depositi è venuta meno ed è iniziata così una progressiva riduzione della massa glaciale e/o nevosa.

Lo studio ed il monitoraggio di queste cavità da parte di Arpa Piemonte e Politecnico di Torino continua e, alle grotte sopra citate, si aggiungono altri siti che consentono di aumentare l'area di osservazione e migliorare la definizione del modello genetico (nel giugno 2022 è stata installata una nuova rete di monitoraggio termico nella Balma ghiacciata del Mondolè Fig. 11). Altre reti strumentali installate in grotte con uno o più ingressi contribuiscono a completare il quadro degli scambi energetici che av-

vengono tra geosfera, idrosfera, atmosfera e criosfera. Tra queste ricordiamo quelle del primo tunnel alpino realizzato nel XV secolo a 2900 m di quota vicino al Monviso ("Pertus du Viso" o "Buco di Viso") in Valle Po e la grotta turistica di Bossea in Val Corsaglia, che ospita da oltre 50 anni anche un importante laboratorio carsologico del CAI, recentemente implementato con il progetto Paleo Lab del Politecnico di Torino a cui collaborano Arpa Piemonte e INRIM (Istituto Nazionale per la Ricerca Metrologica).



Fig. 11 - Stalagmiti di ghiaccio nella grotta Balma ghiacciata del Mondolè, giugno 2022.

## Bibliografia

- Borsato A., Miorandi R. & Flora O. (2006) - I depositi di ghiaccio ipogei della Grotta dello Specchio e del Castelletto di Mezzo (Dolomiti di Brenta, Trentino): morfologia, età ed evoluzione recente, *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.* 81 (2004); p. 53-74.
- Brevini F. (2004) - Rocce, Mondadori; pp.252
- Boscart J. (2008) - Italie: Gouffre Scarasson, *Spéléo Magazine*, 64: 18-23.
- Calleri V. (2019) - Il ghiacciaio sotterraneo di Scarasson: la brina e la rugiada, *Speleologia*, 80: 51-55.
- Colucci R.R., Fontana D., Forte E., Potleca M. & Guglielmin M. (2016a) - Response of ice caves to weather extremes in the Southeastern Alps, Europe, *Geomorphology* 261; p. 1-11.
- Colucci R.R., Boccali C., Žebre M. and Guglielmin M. (2016b) - Rock glaciers, protalus ramparts and pronic ramparts in the south-eastern Alps, *Geomorphology* 269; p. 112-121.
- Ferrario A. & Tognini A. (Eds.) (2016) - *Catasto Speleologico Lombardo (Progetto Tu.Pa.Ca.)*, Federazione Speleologica Lombarda; pp. 448.
- Gruppo Speleologico Piemontese (2014) - *Il Biecai, Grotte* 161; p. 20-60.
- Ischia M. & Borsato A. (2005) - Depositi di ghiaccio nelle cavità delle Dolomiti di Brenta, In: *Atti XIII Conv. Reg. Spel. Trent.* - A. Adige, Villazzano, ottobre 2005.
- Maggi V., Colucci R.R., Scoto F., Giudice G. & Randazzo L. (2018) - Ice caves in Italy, chapter 19, in Perçoiu A. and Lauritzen S.-E. (eds.) - *Ice Caves*, Elsevier, ISBN: 978-0-12-811739-2; p. 399-423.
- Morel L., Maire R., Valla F., Decker J., Siffre M., Boscart J., Caillault S., Lamboglia C., Lamboglia J., Petit J. R. & Ogand M. (2017) - *Fonte du glacier souterrain de Scarasson (Marguareis, Italie). Suivi instrumenté de la température, de l'humidité et du recul*, Collection EDYTEM, 19 ; p. 101-108.
- Perçoiu A. & Lauritzen S.-E. (eds.) (2018) - *Ice Caves*, Elsevier, ISBN: 978-0-12-811739-2; p. 729.
- Vigna B. & Paro L. (2019) - Ghiacciai ipogei e grotte con depositi di ghiaccio e neve, in Mercalli L. & Cat Berro D. (eds.) - *Ultimi ghiacci. Clima e ghiacciai nelle Alpi Marittime, Memorie dell'Atmosfera* 11, Edizioni Società Meteorologica Subalpina, ISBN 978-88-903023-9-8; p. 307-313.





# CLIMATOLOGIA

- 2 Neve e clima sulle Alpi italiane
- 12 Alta Valle Formazza: il suo clima  
Studio ed analisi microclimatica

# NEVE e CLIMA sulle ALPI ITALIANE

## Mauro Valt

AINEVA, Vicolo dell'Adige, Trento Italy  
mauro.valt@gmail.it

## Paola Cianfarra

Università degli Studi di Genova,  
Dipartimento di Scienze della Terra,  
dell'Ambiente e della Vita – DISTAV,  
Corso Europa 26, I-16132 Genova, Italy

## Martino Valt

Alpine Ski Instructor  
Via Meneghina, 12  
32020 FALCADE (BL)

### SNOW AND CLIMATE IN THE ITALIAN ALPS

*In the Italian Alps, over 20 historic series of snow depth (HS) and new snow depth (HN) are available for the 1961-2020 period. These series have been set up to determine the typical values of the 1961-1990 and 1991-2020 periods, regarding snow depth parameters of 1, 5, 30 and 50 cm (dHS), average snow depth (HS<sub>imed</sub>), new snow (HN) and snow reliability index. The first data show a decrease of days with the different dHS parameters, especially at low elevations (< 1,500 m of height) and particularly for dHS30 and dHS50. A negative, though less significant, trend can also be observed over 1,500 m of height. The daily average snow depth index (HS<sub>imed</sub>) shows that snow depth increases slow down as from mid-January, mainly at low elevations. Such decrease of the HS<sub>imed</sub> value is not always supported by a solid statistic as for the annual cumulative sum of fresh snow values (HN) as the latter, though featuring a negative trend, are much less significant than dHS and HS<sub>imed</sub> parameters. A reason for this trend may be a rise in snow cover melting periods during the winter season that would reduce HS increases with the same HN precipitation values. The period with the most snow in the Italian Alps was 1971-1980, while the decade with the least snowfalls was 2011-2020. For the 1991-2020 period, the snow reliability index for skiing has grown to 1,750 m of height, i.e. more than 230 m compared with the previous period. The first findings show a snow reliability index growth of 213 m for each degree of temperature rise. Other than analysing data in the 2 periods, several studies have also been carried out on individual stations comparing surveyed and published data about situation in Swiss and Austrian mountains. The study has confirmed a rise of height in the snow reliability index for Southern Alps, due to a milder climate compared with the continental climate of Austria and partially of Switzerland.*

Sulle Alpi italiane sono disponibili oltre 20 serie storiche di altezza neve al suolo (HS) e neve fresca (HN) per il periodo 1961-2020.

Queste serie sono state elaborate per definire i valori caratteristici dei periodi 1961-1990 e 1991-2020, per i parametri di altezza neve al suolo di 1, 5, 30 e 50 cm (dHS), spessore medio (HS<sub>imed</sub>), neve fresca (HN) e quota della neve affidabile (LAN).

Le prime elaborazioni hanno evidenziato una diminuzione dei giorni con i diversi dHS specie alle basse quote (< 1500 m di quota) ed in particolare di dHS30 e dHS50. Anche oltre i 1500 m di quota il trend è negativo ma meno importante. L'andamento dell'indice giornaliero dello spessore medio del manto nevoso (HS<sub>imed</sub>) ha evidenziato un rallentamento degli incrementi di neve al suolo da metà di gennaio, soprattutto alle basse quote. Tale diminuzione del valore e HS<sub>imed</sub> non è sempre supportata da una statistica robusta dei valori di sommatoria annuale di neve fresca (HN) poiché questi ultimi, pur mostrando un trend negativo, presentano una significatività inferiore rispetto ai parametri di dHS e HS<sub>imed</sub>. Una possibile ipotesi di questo andamento è un aumento dei periodi di fusione del manto nevoso durante la stagione invernale che ridurrebbero gli aumenti di HS a parità di precipitazione HN. Il periodo con il maggior innevamento sulle Alpi italiane è stato il 1971-1980 mentre il decennio con meno neve il 2011-2020.

La quota dell'affidabilità della neve naturale (LAN) per lo sci si è innalzata a quota 1750 m per il periodo 1991-2020, oltre 230 m rispetto al precedente periodo. Le prime elaborazioni indicano un aumento della LAN di 213 m per ogni grado di aumento della temperatura. Oltre alle elaborazioni sui 2 periodi, sono state condotte le indagini sulle singole stazioni con confronti sui dati indagati e pubblicati relativi alla montagna della Svizzera e dell'Austria. L'analisi ha confermato per le Alpi meridionali un incremento di quota legato ad un clima più mite rispetto al clima continentale dell'Austria e parzialmente della Svizzera.



## INTRODUZIONE

L'IPPC (2018) ha indicato il turismo come uno dei settori economici influenzato dai cambiamenti climatici. In molte aree il turismo è un importante pilastro per la stabilità economica (Steiger et al. 2020) e quello invernale è fortemente dipendente dalle risorse naturali, in primo luogo dalla neve (Shih et al. 2009). La presenza di "snow impact", quindi la visione di un ambiente imbiancato, incide positivamente sulla frequentazione e sulla sua filiera. Lo scenario "total white", che equivale ad un ambiente montano totalmente innevato, da cartolina di Natale, porta ad un aumento del flusso turistico stimato al 25% nel ponte dell'Immacolata e del 77% nel periodo prima di Natale, per estendersi per tutto l'inverno (ad esempio +38% dal 7 al 31 di gennaio) (JFC, 2018).

Negli ultimi decenni la copertura nevosa ha subito delle importanti variazioni sia sull'arco alpino meridionale che in generale su tutto il pianeta, complice anche l'aumento delle temperature (Notarnicola, 2022).

A livello globale, l'estensione della copertura nevosa annuale (12 mesi- periodo 1982-2020) indica una tendenza negativa del  $-3,6\% \pm 2,7\%$  quantificabile in  $-15,1$  giorni  $\pm 11,6$  giorni (Notarnicola, 2022) di durata del manto nevoso.

La stagione più colpita è l'inverno con

una riduzione media dell'estensione del manto nevoso pari a  $-11,5\% \pm 6,9\%$ , mentre la stagione più colpita da variazioni positive, perché ci sono aree dove nevicata maggiormente, a livello globale, è la primavera, con un aumento medio del  $10\% \pm 5,9\%$  nel Pamir (Afghanistan, Pakistan, Cina, Kirgizstan) (Notarnicola, 2022).

Agli inizi degli anni ottanta l'eruzione del vulcano messicano El Chichon ha provocato un lieve raffreddamento che ha contrastato la diminuzione globale della neve, ma si è trattato di un fenomeno circoscritto nel tempo (Notarnicola, <https://www.eurac.edu/it/magazine/in-tutte-le-aree-montane-del-mondo-la-neve-si-ferma-in-media-due-settimane-in-meno>).

Per Alpi europee, l'analisi condotta su una base di oltre 800 stazioni nel periodo 1971- 2019 (Metiu et al. 2021) ha evidenziato un trend negativo sull'85% delle stazioni e solo un 15% con un trend positivo (generalmente sulle stazioni in quota). La copertura nevosa è diminuita maggiormente sulle stazioni al di sotto dei 2000 m, più sulle Alpi meridionali (principalmente Italia) rispetto alle Alpi settentrionali.

Nella fascia sotto i 1000 m, la stagione con neve al suolo si è accorciata di 22 giorni sul versante nord delle Alpi e di 26 giorni sul versante sud, mentre fra i

1000 e i 2000 m la diminuzione è stata di 24 e 33 giorni, per il ritardo nella formazione del manto nevoso autunnale ma soprattutto per l'anticipo della fusione (Crespi et al. 2021).

In Austria, nel periodo 1962-2020 la copertura nevosa (dHS1) ha un trend negativo di -4,4 giorni decennio fra i 500 e i 1000 m (-26,4 giorni), di -2,6 giorni decennio fra i 1000 e i 1500 m (15,6 giorni), di -0,99 giorni decennio fra i 1500 e i 2000 m (-5,9 giorni) e di -0,1 giorni decennio fra i 2000 e i 2500 m e nulla alle quote superiori (Olefs et al. 2020).

In Svizzera, l'analisi delle serie storiche sul periodo 1961-2021 (Buchmann et al. 2022) è stata effettuata nelle due fasce altimetriche: sotto i 1500 m di quota, definita come "bassa quota" e sopra definita come "alta quota". Questa distinzione altimetrica, come già utilizzata in diversi articoli (es. Valt e Cianfarra, 2010), è importante poiché al di sotto dei 1500 m le influenze dell'aumento globale delle temperature sono evidenti sugli effetti del manto nevoso mentre alle quote superiori, dove normalmente la neve è ancora presente, gli effetti futuri potranno essere importanti.

Per quanto riguarda la permanenza della neve al suolo con spessori di 5 (dHS5) e 30 cm (dHS30), la tendenza negativa per le stazioni della Svizzera è per la quasi totalità su valori di -5,6 giorni per decennio per dHS5 (giorni con almeno 5 cm di neve al suolo) e -5,7 per dHS30 (giorni con almeno 30 cm di neve al suolo, pari rispettivamente a -31,9 e -34,2 giorni nel periodo 1961-2021 per le stazioni ubicate alle basse quote. Per le stazioni oltre i 1500 m è invece di -3,3 giorni decennio (-14,6 giorni) per dHS5 e -4,3 giorni decennio per dHS30 (-25,8 giorni). La percentuale di stazioni con una tendenza negativa significativa per dHS5 e dHS30 è anche più alta per le quote più basse: 81 % delle stazioni di altitudine inferiore e 69 % di quelle di altitudine superiore per dHS5 e 70 %, rispettivamente 33 % per dHS30.

Il discorso è inverso per la soglia di 50 cm (dHS50): la tendenza media per le



quote più basse è di -4,7 giorni decennio (-28,2 giorni) e di -5,4 (-32,4 giorni) per le stazioni situate più in alto. Tuttavia solo il 54% delle stazioni alle basse quote hanno un trend negativo per la dHS50, che diventa del 93% delle stazioni alle quote più elevate.

E' quindi evidente che il regime delle nevi è mutato negli ultimi anni con una ricaduta negativa sia sugli aspetti naturali, come i ghiacciai e la disponibilità delle risorse idriche nivale, sia sulle possibilità degli sport invernali. Questi ultimi hanno visto la compensazione della neve mancante con gli investimenti per la produzione programmata di neve.

Nel presente lavoro viene redatto un primo quadro sull'andamento delle Alpi italiane con un confronto fra i trentenni climatici 1961-1990 e 1991-2020, il primo caratterizzato anche da un forte sviluppo degli impianti di risalita a fondovalle. Vengono presi in considerazione i valori di altezza neve al suolo HS5, HS30 e HS 50 cm nel periodo da dicembre ad aprile (DJFMA), la quantità di neve fresca caduta (HN) e la quota della neve sciabile.

Infine, vengono effettuate alcune considerazioni sulle tendenze future del manto nevoso riportate nei principali articoli recenti.

## FONTE DEI DATI

Sull'arco alpino italiano sono disponibili una ventina di serie storiche di altezza neve (HS) e di neve fresca (HN) i cui dati iniziano negli anni '60 e sono aggiornate. Queste stazioni di montagna sono distribuite in gran parte sulle Alpi occidentali e nelle Alpi orientali. Per 18 stazioni sono disponibili entrambi i valori e per le rimanenti solo un parametro (Fig. 1).

Le serie storiche sono state ricostruite attraverso la consultazione degli Annali Idrologici dell'ex Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, dei data base dei Servizi Valanghe AINEVA, dei data base di alcune Compagnie di gestione delle acque superficiali dell'arco alpino (CVA Valle D'Aosta, Enel) e della Società Meteorologica Italiana.

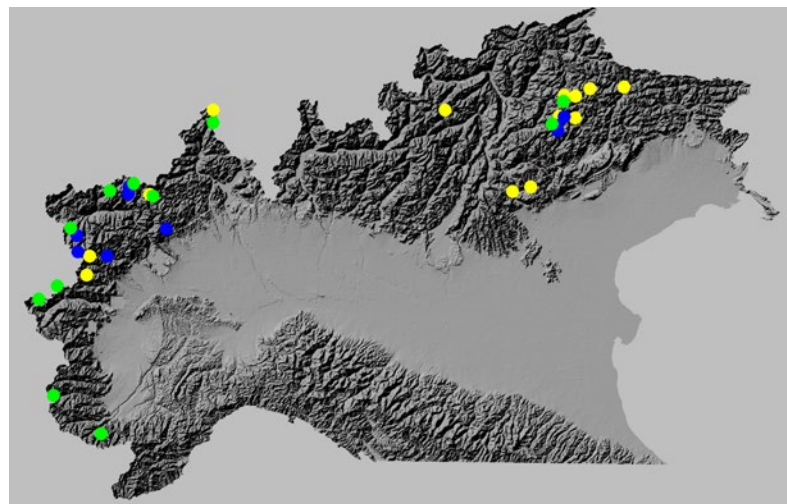


Fig. 1 - Stazione delle Alpi. In giallo le stazioni con misure di HS e HN, in verde le stazioni solo con misure di HS (neve al suolo) e in blu le stazioni solo con misure di HN (neve fresca).

Per i dati recenti sono stati consultati anche i geoportali di [www.arpa.piemonte.it](http://www.arpa.piemonte.it); [www.arpa.veneto.it](http://www.arpa.veneto.it); [meteotrentino.it](http://meteotrentino.it); <http://presidi2.regione.vda.it/>; <https://www.meteo.fvg.it/neve.php>; <https://meteomont.carabinieri.it/home>; <http://www.meteomont.org/>; <https://www.arpa.lombardia.it/Pages/Ricerca-Dati-ed-Indicatori.aspx>; <http://meteo.provincia.bz.it/stazioni-meteo-montagna.asp> e [www.nimbus.it](http://www.nimbus.it).

I problemi principali delle serie storiche sono l'omogeneizzazione e il reperimento dei meta dati, ovvero delle informazioni relative al punto di misura che nel corso dei decenni può anche essere variato. Per il parametro neve, "meno delicato" della temperatura dell'aria o della pioggia, non costituiscono un grande pregiudizio piccoli spostamenti del sito di misura nell'ordine di 50-100 m di quota o di posizione e, pertanto, nel presente lavoro i dati sono stati accettati.

In tutti i grafici e le tabelle del presente lavoro, l'anno di riferimento è l'anno idrologico: l'anno 2022 inizia il 1° ottobre 2021 e termina il 30 settembre 2022 e così per le stagioni precedenti.

Parte di tutti i dati utilizzati erano già aggregati in tabelle nelle pubblicazioni e siti consultati, per altri si è provveduto ad effettuare le elaborazioni necessarie. Inoltre, per definire gli eventi eccezionali (estremi o rari), è stato determinato il 0,10 e il 0,90 percentile rispetto al periodo di riferimento. Gli scarti medi che si collocano oltre tali soglie sono stati considerati eventi rari. Sono stati

considerati come valori rientranti nella variabilità media quelli situati fra il 1° e il 3° quartile (25% e 75%). Gli scarti medi che si collocano all'interno del 1° quartile e del 3° quartile, fino al 0,10 e 0,90 percentile, sono stati definiti eventi al di fuori della norma. Tale metodologia è stata utilizzata per la sua semplicità e per omogeneità con i lavori precedenti. Per tutte le serie storiche si è proceduto con il test non parametrico di Mann-Kendall utilizzando il software Mekesens 2.0. I valori di significatività trovati per i trend sono espressi nelle appropriate tabelle con i simboli +, \*, \*\* e \*\*\* che indicano un livello di significatività pari a:

\*\*\* if trend at  $\alpha = 0.001$  level of significance

\*\* if trend at  $\alpha = 0.01$  level of significance

\* if trend at  $\alpha = 0.05$  level of significance

+ if trend at  $\alpha = 0.1$  level of significance

Il valore di Q (trend) viene elaborato con il software Mekesens 2.0 (Salmi et al. 2002) e definito con il metodo delle mediane Theil-Sen (Theil, 1950; Sen, 1968).

## ELABORAZIONI

I dati di altezza neve e di neve fresca di ogni stazione, sono stati analizzati singolarmente e in modo raggruppato temporale e altimetrico. In base alla disponibilità del parametro sono stati definiti i valori caratteristici di:

- Durata del manto nevoso al suolo con almeno 1 cm di neve (dHS1) (cm) (inverno)
- Durata del manto nevoso al suolo con più di 5 cm di neve (dHS30) (cm) (DJFMA)

Fig. 2 - Tendenza Q (Theil - Sen Slope) per singola stazione e per parametro di dHS.

Fig. 3 - Valori caratteristici per sintola stazione e parametro per i 2 periodi 1961-1990 (30 anni) e 1991-2020 e differenza. La colorazione indica i range di tendenza.

| Theil-Sen Slope (Q) dHS    | dHS1  | dHS5  | dHS30 | dHS50 |
|----------------------------|-------|-------|-------|-------|
| Careser, 2600 m            | -0,13 | 0,00  | 0,00  | 0,00  |
| Lago Goillet, 2526 m       | -0,07 | 0,00  | 0,00  | 0,00  |
| Lago Gabiet, 2378 m        | -0,19 | 0,00  | 0,00  | 0,00  |
| Lago Toggia, 2165 m        | -0,14 | 0,00  | 0,00  | 0,00  |
| Cignana, 2137 m            | -0,60 | 0,00  | -0,18 | -0,67 |
| Lago di Cavia, 2100 m      | -0,32 | 0,00  | 0,00  | -0,38 |
| Lago di Fedaia, 2050 m     | 0,06  | 0,00  | 0,00  | 0,00  |
| Moncenisio, 2000 m         | -0,20 | 0,00  | -0,26 | -0,50 |
| Rochemolles, 1929 m        | -0,55 | -0,02 | -0,74 | -1,15 |
| Gressoney, 1850 m          | -0,32 | -0,15 | -0,31 | -0,47 |
| Valgrisenche, 1772 m       | -0,37 | -0,17 | -0,46 | -0,49 |
| Arabba, 1630 m             | -0,75 | -0,75 | -0,81 | -1,04 |
| Ceresole R., 1579 m        | -0,50 | -0,46 | -0,91 | -1,00 |
| Saretto, 1540 m            | -0,78 | -0,60 | -0,88 | -0,82 |
| Balme, 1452 m              | -0,86 | -0,76 | -1,27 | -1,00 |
| Andraz, 1440 m             | -0,77 | -0,67 | -0,74 | -0,60 |
| Formazza, 1280 m           | -0,54 | -0,44 | -0,59 | -0,83 |
| Cortina, 1250 m            | -0,53 | -0,50 | -0,66 | -0,41 |
| Asiago, 1000 m             | -0,56 | -0,76 | -0,32 | 0,00  |
| Entraque, Lago Piastra 990 | -0,38 | -0,48 | -0,57 | -0,38 |
| Tonezza, 935 m             | -0,67 | -0,62 | -0,23 | -0,02 |
| Auronzo, 864 m             | -0,75 | -0,94 | -0,15 | 0,00  |
| Ghirlo, 750 m              | -0,67 | -0,57 | -0,10 | 0,00  |

- c. Durata del manto nevoso al suolo con più di 30 cm di neve (dHS30) (cm) (DJFMA)
- d. Durata del manto nevoso al suolo con più di 50 cm di neve (dHS50) (cm) (DJFMA)
- e. Spessore medio di neve al suolo stagionale (HS<sub>imed</sub>) (cm)
- f. Analisi delle tendenze con il test non parametrico di Mann Kendall (di seguito MK) (Mann, 1945, Kedall, 1975, Salmi et al. 2002))

- g. Valore del trend valutato con Theil-Sen slopes (cm decade)
- h. Indice di spessore medio della neve al suolo (HS<sub>imed</sub>), calcolato come media aritmetica sui valori disponibili per il raggruppamento delle stazioni al di sotto dei 1500 m di quota (bassa quota) (cm)
- i. Indice di spessore medio della neve al suolo (HS<sub>imed</sub>), calcolato come media aritmetica sui valori (cm) disponibili per il raggruppamento delle stazioni al di sopra dei 1500 m di quota (alta quota)
- j. Sommatoria stagionale di neve fresca dal 1° dicembre al 30 aprile (DJFMA) (cm)
- k. SAI Index del cumulo stagionale di neve fresca (DJFMA) per il raggruppamento delle stazioni al di sotto dei 1500 m
- l. SAI Index del cumulo stagionale di neve fresca (DJFMA) per il raggruppamento delle stazioni al di sopra dei 1500 m
- m. Per il solo valore di HS<sub>imed</sub> medio di DJFMA è calcolato il punto di cambiamento di regime con il pacchetto Breakpoints (strucchange package) di R. Per le elaborazioni da a) a h) sono stati determinati i valori caratteristici

(ISPRA,2022) per;

- Periodo climatico 1961-1990
- Periodo climatico 1991-2020.

## RISULTATI

### a. durata del manto nevoso con 1 cm di spessore (dhs1), periodo 1° novembre - 15 giugno

E' stata analizzata la durata del manto nevoso con almeno 1 cm di neve al suolo (dHS1) per tutta la stagione invernale, partendo da novembre (per alcune serie sono disponibili dati validati di ottobre) fino al 15 di giugno. Tutte le stazioni, eccetto per Lago di Fedaia a 2000 m nelle Alpi orientali, il trend è negativo (Fig. 2 e 3) e per la maggior parte con un elevato grado di significatività al test di MK (\*\* o \*\*\*) (Fig. 4). Il valore ricavato per i 2 grandi raggruppamenti (alta e bassa quota) sono di un trend negativo di -3,5 giorni decennio per le stazioni in quota (oltre i 1500 m), pari a -21 giorni nel periodo 1961-2020 e di -6,4 decennio (-39 giorni) per quelle a bassa quota (Fig. 5a). I valori caratteristici dei 2 trentenni, 1961-1990 e 1991-2020, sono riportati nelle Fig. 5 a) b) c) d). La durata caratteristica del manto nevoso è diminuita di ben 20 giorni alle basse quote e di 8

| Stazione, quota        | 1961-1990 |       |        | 1991-2020 |       |        | 1961-1990 |       |        | 1991-2020 |       |        | 1961-1990 |       |        | 1991-2020 |       |        | 1961-1990 |       |        | 1991-2020 |       |        |
|------------------------|-----------|-------|--------|-----------|-------|--------|-----------|-------|--------|-----------|-------|--------|-----------|-------|--------|-----------|-------|--------|-----------|-------|--------|-----------|-------|--------|
|                        | HS01      | HS01  | Scarto | HS05      | HS05  | Scarto | HS30      | HS30  | Scarto | HS50      | HS50  | Scarto | HS01      | HS01  | Scarto | HS05      | HS05  | Scarto | HS30      | HS30  | Scarto | HS50      | HS50  | Scarto |
| Careser, 2600 m        | 219,3     | 214,2 | -5,1   | 148,6     | 147,3 | -1,4   | 144,5     | 134,5 | -10    | 134,5     | 119,3 | -15,2  | 128,7     | 140,8 | 12,1   | 128,7     | 140,8 | 12,1   | 128,7     | 140,8 | 12,1   | 128,7     | 140,8 | 12,1   |
| Lago Goillet, 2526 m   | 218,1     | 217,8 | -0,3   | 148,9     | 150,7 | 1,7    | 139,5     | 144,7 | 5,2    | 128,7     | 140,8 | 12,1   | 128,7     | 140,8 | 12,1   | 128,7     | 140,8 | 12,1   | 128,7     | 140,8 | 12,1   | 128,7     | 140,8 | 12,1   |
| Lago Gabiet, 2378 m    | 154,2     | 206,6 | 52,5   | 150,1     | 148,7 | -1,5   | 142       | 141,7 | -0,4   | 130,6     | 131,1 | 0,5    | 130,6     | 131,1 | 0,5    | 130,6     | 131,1 | 0,5    | 130,6     | 131,1 | 0,5    | 130,6     | 131,1 | 0,5    |
| Lago Toggia, 2165 m    | 220,2     | 215,8 | -4,4   | 150,7     | 150   | -0,7   | 149,3     | 145,5 | -3,8   | 142,5     | 140,2 | -2,3   | 142,5     | 140,2 | -2,3   | 142,5     | 140,2 | -2,3   | 142,5     | 140,2 | -2,3   | 142,5     | 140,2 | -2,3   |
| Cignana, 2137 m        | 192,5     | 178,9 | -13,7  | 140       | 143,1 | 3,1    | 122,8     | 118,7 | -4,1   | 103,7     | 89,3  | -14,4  | 103,7     | 89,3  | -14,4  | 103,7     | 89,3  | -14,4  | 103,7     | 89,3  | -14,4  | 103,7     | 89,3  | -14,4  |
| Lago di Cavia, 2100 m  | 202,7     | 190,9 | -11,8  | 148,4     | 147,1 | -1,3   | 140,3     | 122   | -18,4  | 122,5     | 105,9 | -16,7  | 122,5     | 105,9 | -16,7  | 122,5     | 105,9 | -16,7  | 122,5     | 105,9 | -16,7  | 122,5     | 105,9 | -16,7  |
| Lago di Fedaia, 2050 m | 195,2     | 195,1 | -0,1   | 148,3     | 147,2 | -1,1   | 138       | 132,7 | -5,2   | 118,1     | 116,3 | -1,8   | 118,1     | 116,3 | -1,8   | 118,1     | 116,3 | -1,8   | 118,1     | 116,3 | -1,8   | 118,1     | 116,3 | -1,8   |
| Moncenisio, 2000 m     | 184,1     | 174,3 | -9,8   | 147,4     | 141,8 | -5,7   | 120,4     | 108,7 | -11,8  | 102,2     | 82,6  | -19,6  | 102,2     | 82,6  | -19,6  | 102,2     | 82,6  | -19,6  | 102,2     | 82,6  | -19,6  | 102,2     | 82,6  | -19,6  |
| Rochemolles, 1929 m    | 184,4     | 166,2 | -18,2  | 146,9     | 140   | -6,9   | 132,3     | 107,4 | -24,8  | 116,5     | 78,7  | -37,8  | 116,5     | 78,7  | -37,8  | 116,5     | 78,7  | -37,8  | 116,5     | 78,7  | -37,8  | 116,5     | 78,7  | -37,8  |
| Gressoney, 1850 m      | 173,3     | 158,7 | -14,6  | 143,5     | 135,9 | -7,7   | 118,6     | 106,9 | -11,7  | 96,6      | 82,2  | -14,4  | 96,6      | 82,2  | -14,4  | 96,6      | 82,2  | -14,4  | 96,6      | 82,2  | -14,4  | 96,6      | 82,2  | -14,4  |
| Valgrisenche, 1772 m   | 166,2     | 149,8 | -16,4  | 142       | 130,6 | -11,4  | 112,6     | 96,7  | -15,9  | 91,5      | 72,5  | -19,1  | 91,5      | 72,5  | -19,1  | 91,5      | 72,5  | -19,1  | 91,5      | 72,5  | -19,1  | 91,5      | 72,5  | -19,1  |
| Arabba, 1630 m         | 155,1     | 129,8 | -25,3  | 134,5     | 107,2 | -27,4  | 103,3     | 73,5  | -29,8  | 77,9      | 45,3  | -32,6  | 77,9      | 45,3  | -32,6  | 77,9      | 45,3  | -32,6  | 77,9      | 45,3  | -32,6  | 77,9      | 45,3  | -32,6  |
| Ceresole R., 1579 m    | 149,8     | 132,5 | -17,3  | 128,9     | 113   | -15,8  | 101,3     | 67,4  | -33,9  | 74,5      | 39,5  | -35,1  | 74,5      | 39,5  | -35,1  | 74,5      | 39,5  | -35,1  | 74,5      | 39,5  | -35,1  | 74,5      | 39,5  | -35,1  |
| Saretto, 1540 m        | 151,3     | 119,8 | -31,5  | 125,6     | 102,6 | -23    | 93,6      | 66,5  | -27,1  | 70,3      | 42,9  | -27,4  | 70,3      | 42,9  | -27,4  | 70,3      | 42,9  | -27,4  | 70,3      | 42,9  | -27,4  | 70,3      | 42,9  | -27,4  |
| Balme, 1452 m          | 137,5     | 110   | -27,5  | 119,8     | 95,8  | -24,1  | 91,8      | 56    | -35,8  | 64,1      | 33,1  | -31    | 64,1      | 33,1  | -31    | 64,1      | 33,1  | -31    | 64,1      | 33,1  | -31    | 64,1      | 33,1  | -31    |
| Andraz, 1440 m         | 150,4     | 123,7 | -26,8  | 130,4     | 107,9 | -22,5  | 87,1      | 64,8  | -22,3  | 58,3      | 30    | -28,3  | 58,3      | 30    | -28,3  | 58,3      | 30    | -28,3  | 58,3      | 30    | -28,3  | 58,3      | 30    | -28,3  |
| Formazza, 1280 m       | 154,9     | 136,8 | -18,1  | 135,5     | 118,8 | -16,8  | 107,7     | 89,8  | -17,9  | 86,9      | 66,3  | -20,7  | 86,9      | 66,3  | -20,7  | 86,9      | 66,3  | -20,7  | 86,9      | 66,3  | -20,7  | 86,9      | 66,3  | -20,7  |
| Cortina, 1250 m        | 116,5     | 103,7 | -12,8  | 107,1     | 94,3  | -12,7  | 70,1      | 47,2  | -22,9  | 45,8      | 22,3  | -23,5  | 45,8      | 22,3  | -23,5  | 45,8      | 22,3  | -23,5  | 45,8      | 22,3  | -23,5  | 45,8      | 22,3  | -23,5  |
| Asiago, 1000 m         | 92,9      | 78    | -14,9  | 82,5      | 63,1  | -19,5  | 45,4      | 14,9  | -30,5  | 23,5      | 5,7   | -17,8  | 23,5      | 5,7   | -17,8  | 23,5      | 5,7   | -17,8  | 23,5      | 5,7   | -17,8  | 23,5      | 5,7   | -17,8  |
| Lago Piastra, 990      | 100,9     | 86,4  | -14,5  | 86        | 71,9  | -14,1  | 52,1      | 32,9  | -19,2  | 39,1      | 18,6  | -20,5  | 39,1      | 18,6  | -20,5  | 39,1      | 18,6  | -20,5  | 39,1      | 18,6  | -20,5  | 39,1      | 18,6  | -20,5  |
| Tonezza, 935 m         | 97,7      | 79,1  | -18,6  | 83,7      | 66    | -17,6  | 43,1      | 23,5  | -19,7  | 22,9      | 11,6  | -11,2  | 22,9      | 11,6  | -11,2  | 22,9      | 11,6  | -11,2  | 22,9      | 11,6  | -11,2  | 22,9      | 11,6  | -11,2  |
| Auronzo, 864 m         | 98        | 80,1  | -17,9  | 81        | 56,7  | -24,2  | 30,3      | 13,8  | -16,5  | 12,1      | 3,6   | -8,5   | 12,1      | 3,6   | -8,5   | 12,1      | 3,6   | -8,5   | 12,1      | 3,6   | -8,5   | 12,1      | 3,6   | -8,5   |
| Ghirlo, 750 m          | 95,2      | 77,4  | -17,8  | 78,4      | 65,3  | -13,2  | 35,9      | 22,8  | -13,1  | 17,9      | 11,9  | -6     | 17,9      | 11,9  | -6     | 17,9      | 11,9  | -6     | 17,9      | 11,9  | -6     | 17,9      | 11,9  | -6     |

giorni alle alte quote. Questa netta differenza evidenzia come i maggiori cambiamenti avvenuti negli ultimi 60 anni, sono stati più importanti alle basse quote. Nella Fig. 6a e 6b, sono riportati i valori medi annuali, le linee del valore del trentennio di riferimento e i valori medi di ogni decade. Per la situazione a bassa quota si nota il divario fra i 2 periodi di 30 anni, ma soprattutto un intervallo fra il 1981 e il 2010 molto simile e poi il decennio più recente (2011-2020) caratterizzato da un calo del numero di dHS1. Per quando concerne l'andamento in quota, a parte il periodo 1971-1980, caratterizzato da lunghe stagioni invernali, le altre decadi sono molto simili. La maggior variabilità si riscontra nel periodo 1961-1990 rispetto al periodo recente.

#### b. Durata del manto nevoso con 5 cm di spessore (dHS5), periodo 1° dicembre – 30 aprile (DJFMA)

L'altezza del manto nevoso con almeno 5 cm di spessore è stata indagata per il periodo da dicembre ad aprile come nel recente lavoro della Svizzera (Buchmann et al. 2022).

I dati relativi alle singole stazioni, elaborati con MK, evidenziano un trend negativo per tutte le stazioni al di sotto dei 2000 m di quota (Fig. 2 e 3), con diversi gradi di significatività (indici \* e +) (Fig.4). Il valore del test di Theil-Sen (Q), metodo robusto che si basa sulla regressione lineare della mediana, evidenzia una tendenza negativa anche di oltre -7 giorni decennio per alcune stazioni come Arabba (1630 m), Asiago (1000 m), Balme (1452 m) per arrivare ai -9,4 giorni decennio, pari a -56 giorni, di Auronzo di Cadore (854 m).

Per le stazioni in quota non viene riscontrato nessun trend significativo con il metodo delle mediane (Theil-Sen) mentre con il metodo delle medie viene riscontrato un leggero trend negativo (valori non riportati in tabella) per la maggior parte delle stazioni. Tutte le stazioni di bassa quota sono in negativo mentre in quota, per 2 stazioni, Lago Gollet e Lago Cignana, i rispettivi

| <b>Mann Kendall (MK)</b>   | <b>dHS1</b> | <b>dHS5</b> | <b>dHS30</b> | <b>dHS50</b> |
|----------------------------|-------------|-------------|--------------|--------------|
| Careser, 2600 m            | *           |             | +            | +            |
| Lago Goillet, 2526 m       |             |             |              |              |
| Lago Gabiet, 2378 m        |             |             |              |              |
| Lago Toggia, 2165 m        | **          |             |              |              |
| Cignana, 2137 m            | ***         |             |              | +            |
| Lago di Cavia, 2100 m      | +           |             | *            |              |
| Lago di Fedaia, 2050 m     |             |             |              |              |
| Moncenisio, 2000 m         |             |             |              |              |
| Rochemolles, 1929 m        | ***         | ***         | ***          | ***          |
| Gressoney, 1850 m          | *           | **          |              |              |
| Valgrisenche, 1772 m       | *           | *           | +            |              |
| Arabba, 1630 m             | ***         | ***         | **           | **           |
| Ceresole R., 1579 m        | **          | **          | **           | **           |
| Saretto, 1540 m            | ***         | **          | **           | **           |
| Balme, 1452 m              | **          | **          | ***          | **           |
| Andraz, 1440 m             | ***         | ***         | *            | *            |
| Formazza, 1280 m           | ***         | **          | *            | *            |
| Cortina, 1250 m            | *           | *           | *            | *            |
| Asiago, 1000 m             | +           | *           | **           |              |
| Entraque, Lago Piastra 990 |             |             | *            | *            |
| Tonezza, 935 m             | *           | *           | +            |              |
| Auronzo, 864 m             | ***         | ***         | **           | *            |
| Ghirlo, 750 m              | **          | *           | +            | *            |

Fig. 4 - Grado di significatività definito con Mann Kendall con il software Mekesens 2.0.

|    |       | Periodo<br>mesi       | Media 1961-1990<br>giorni | Media 1991-2020<br>giorni | Differenza<br>giorni |     |
|----|-------|-----------------------|---------------------------|---------------------------|----------------------|-----|
| a) | dHS1  | Alta quota (>1500 m)  | NDJFMAM                   | 183                       | 175                  | -8  |
|    |       | Bassa quota (<1500 m) | NDJFMAM                   | 125                       | 105                  | -20 |
| b) | dHS5  | Alta quota (>1500 m)  | DJFMA                     | 143                       | 136                  | -7  |
|    |       | Bassa quota (<1500 m) | DJFMA                     | 105                       | 87                   | -18 |
| c) | dHS30 | Alta quota (>1500 m)  | DJFMA                     | 126                       | 112                  | -14 |
|    |       | Bassa quota (<1500 m) | DJFMA                     | 105                       | 45                   | -60 |
| d) | dHS50 | Alta quota (>1500 m)  | DJFMA                     | 108                       | 92                   | -16 |
|    |       | Bassa quota (<1500 m) | DJFMA                     | 47                        | 26                   | -21 |

valori sono positivi. Questa tendenza a locali aumenti della durata del manto nevoso in quota è stata osservata anche nei lavori sulle Alpi della Svizzera (Buchmann et al. 2020) e dell'Austria (Olefs et al. 2021).

Il raggruppamento dei dati per "bassa quota" e "alta quota", includendo in entrambi raggruppamenti le stazioni fra i 1500 m e i 1630 m di quota nella fascia di transizione, elaborati per il periodo 1961-1990, 1991-2020, evidenziano una riduzione netta della durata del manto nevoso alle basse quote di - 6,2 giorni decade (-37,9 giorni) e minore in alta quota -1,5 giorni decade (-9 giorni) (Fig.4b).

In Fig. 5 b sono riportati i valori riassuntivi dei periodi climatici 1961-1990 e 1991-2020 per il periodo DJFMA. Come si può osservare la diminuzione alle basse quote è del 18% delle giornate mentre alle quote elevate è più contenuta (al 5%).

Nelle Fig. 7 a e Fig. 7 b, oltre ai valori medi per stagione invernale e per trentennio, sono riportati anche i valori per singolo decennio. Gli andamenti evidenziano la progressiva diminuzione, con piccoli "scalini" situati in mezzo ai 2 trentenni e il forte decremento delle decadi finali di entrambi i trentenni (1981-1990 e 2011-2020). L'andamento a bassa quota è molto simile a quello registrato

Fig. 5 a, b, c, d - Valori caratteristici della durata del manto nevoso per i diversi dHS.

Fig. 6 - a) Andamento del parametro dHS1 per decennio e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per i raggruppamenti di stazione a bassa quota (< 1500 m); b) Andamento del parametro dHS1 per decennio e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per i raggruppamenti di stazione a alta quota (> 1500 m).

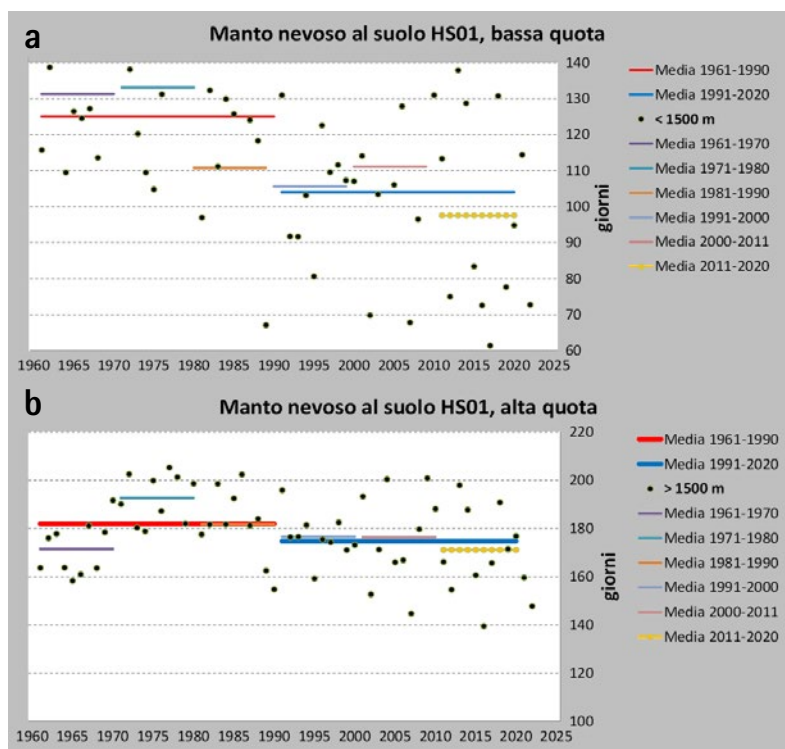
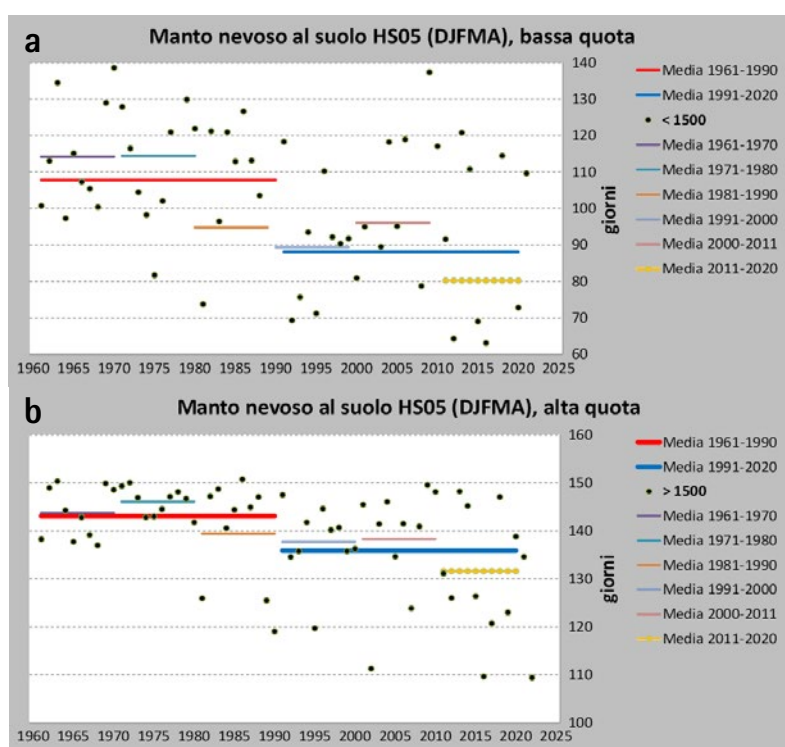


Fig. 7 - a) Andamento del parametro dHS5 per decennio e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per i raggruppamenti di stazione a bassa quota (< 1500 m); b) Andamento del parametro dHS5 per decennio e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per i raggruppamenti di stazione a alta quota (> 1500 m).



per dHS1, mentre in quota, l'andamento non è più stazionario ma, dopo il decennio 1971-1980, in generale regressione, più accentuata nel periodo 2011-2020.

#### c. Durata del manto nevoso con 30 cm di spessore (dHS30), periodo 1° dicembre – 30 aprile (DJFMA)

La durata del manto nevoso con almeno 30 cm di neve al suolo (dHS30) è un parametro molto utilizzato, come per la

valutazione della quota della neve sciabile. Il periodo di riferimento è DJFMA, anche se alcuni autori si fermano a metà aprile con le valutazioni.

L'analisi di dHS30 fornisce una prima indicazione sulla variazione della quantità di neve presente in una stagione invernale come durata (giorni) ma anche come spessore di neve (HS).

I risultati statistici indicano un andamento diverso dallo spessore dHS5. In-

anzitutto il trend è negativo anche su qualche stazione di alta quota (Cignana, 2137 m; Moncenisio, 2000 m) e il valore aumenta dai -2,6 giorni decade (-15,6 giorni) di Moncenisio a 2000 m fino ai -8/9 giorni decade (-48/54 giorni) nella fascia altimetrica intorno ai 1500-1600 m, con un massimo di -12,7 giorni decade (-76,2 giorni) alla stazione di Balme (1452 m), per poi diminuire di incremento relativo alle quote più basse, come ad esempio Ghirlo (750 m) - 1 giorno decade o -5,7 giorni decade (-34,2 giorni) di Lago Piastra (900 m) (Fig. 2 e 3).

Ben 7 le stazioni al di sotto dei 2000 m con trend negativo significativo (rispettivamente con \*\* e \*\*\*) (Fig. 4).

In sintesi, per dHS30 il trend per le stazioni di bassa quota (< 1500 m) è di -5,8 giorni decennio, pari a -35 giorni e di -3,2 giorni decennio, pari a -19 giorni per l'alta quota (> 1500 m) (Fig. 4).

I valori calcolati sui 2 trentenni (Fig. 5c) evidenziano una spiccata diminuzione alle basse quote (-35%) e un significativo decremento anche in quota (14 giorni pari al 11%).

Per le stazioni in quota (Fig. 8 a), l'andamento degli ultimi decenni è molto simile fra loro, mentre il decennio 1971-1980 è sempre quello con il maggior numero di giornate. Tuttavia, nell'ultimo trentennio la variabilità è elevata rispetto al 1961-1990. Alle basse quote (Fig. 8 b), spicca la decade 2001-2010 con uno scostamento importante rispetto alle adiacenti. Questo è dovuto ad alcune stagioni invernali molto nevose che hanno garantito un buon innnevamento anche alle basse quote (esempio inverno 2009).

#### d. Durata del manto nevoso con 50 cm di spessore (dHS50), periodo 1° dicembre – 30 aprile (DJFMA)

La diminuzione importante dei giorni in quota con dHS30, si fa sentire maggiormente con lo spessore di dHS50.

Oltre i 2000 m di quota, le stazioni non presentano nessun trend significativo con il metodo delle mediane. Solo 3 delle 8 stazioni esaminate hanno una tendenza negativa (Fig. 2 e 3). Nella

fascia altimetrica fra i 2000 e i 1400 m ben 5 stazioni evidenziano un trend negativo con una elevata significatività (\*\* e \*\*\*) (Fig. 4).

Il trend alle basse quote e alle alte quote è molto simile e pari rispettivamente a -4,6 giorni decennio e a -4,7 giorni corrispondenti nel periodo 1961-2020 a -27,6 e -28,6 giorni.

Significativa la differenza in termini di giornate fra i 2 trentenni con una diminuzione del 47% alle basse quote e del 15% alle alte quote (Fig. 5d).

In quota, come per dHS30, le recenti 4 decadi sono molto simili come valore assoluto ma con un aumento della variabilità (Fig. 9 a, b). L'andamento dei decenni è simile ai precedenti.

### e. Neve al suolo

In Fig. 10, è rappresentato il valore medio della neve al suolo ( $HS_{imed}$ ) del trentennio 1961-1990 e 1991-2020 per la fascia altimetrica oltre i 1500 m di quota con andamento giornaliero. Appare subito evidente come il primo periodo abbia un valore decisamente più elevato con una quantità di neve al suolo abbondante specie verso la primavera.

Infatti, nella prima parte dell'inverno, da ottobre a metà gennaio, i due andamenti non si scostano molto fra di loro, con una differenza di 9-10 cm (15-20% del valore dello spessore), per poi divergere molto specie da febbraio, quando il valore di  $HS_{imed}$ , rimane stazionario senza significativi incrementi di spessore. Al 28 di febbraio, la differenza è di ben 24 cm, pari al 40% dello spessore e al 31 di marzo di 23 cm pari al 62% dello spessore. Dal mese di marzo in poi la fusione del manto nevoso segue un andamento simile, ma condizionata dal diverso spessore di neve. Lo spessore medio di 5 cm di neve al suolo viene raggiunto 12 giorni prima rispetto al periodo 1961-1990. Nella fascia altimetrica superiore (Fig. 11) l'andamento è simile, con uno scarto minimo fino a metà gennaio per poi aumentare fino al 20% a fine di febbraio, con uno scarto di 25 cm. Nella prima decade del mese di marzo viene rag-

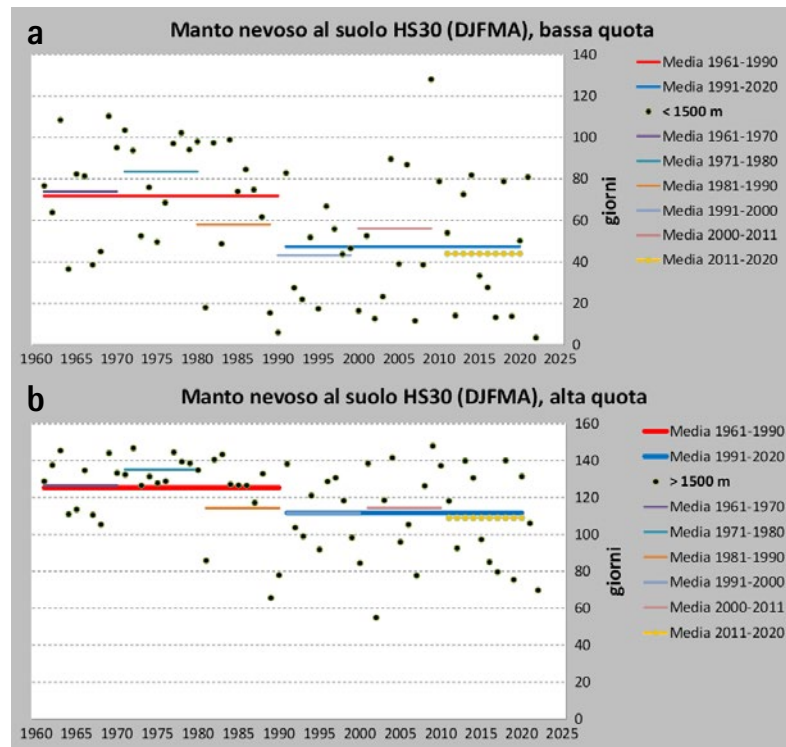


Fig. 8 - a) Andamento del parametro dHS30 per decennio e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per i raggruppamenti di stazione a bassa quota (< 1500 m); b) Andamento del parametro dHS30 per decennio e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per i raggruppamenti di stazione a alta quota (> 1500 m).

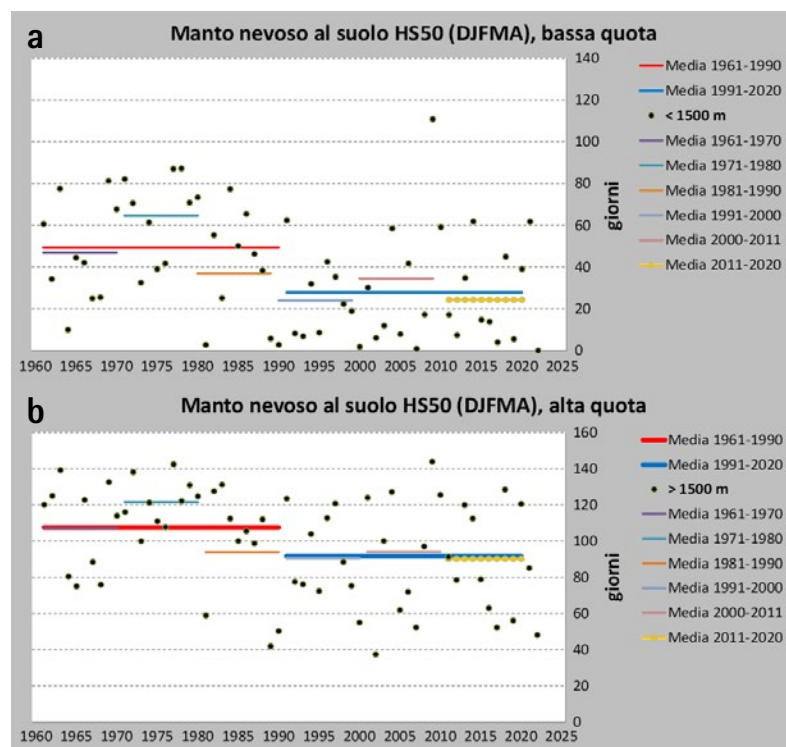


Fig. 9 - a) Andamento del parametro dHS50 per decennio e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per i raggruppamenti di stazione a bassa quota (< 1500 m); b) Andamento del parametro dHS50 per decennio e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per i raggruppamenti di stazione a alta quota (> 1500 m).

giunto il massimo valore di  $HS_{imed}$  nel periodo recente e poi inizia una accelerata fusione del manto nevoso per tutto marzo. Nella prima decade di aprile viene raggiunto il massimo deficit con oltre 40 cm di spessore medio, pari al 34% dello spessore. La misura di 5 cm di spessore di neve al suolo viene raggiunta 12 giorni prima che nel trentennio recente. La maggior parte delle stazioni presenta un trend negativo (Fig. 12) nel periodo

DJFMA ma con grado di significatività più elevato in MA. Il trend in DJFMA è di -3,3 cm per decennio alle basse quote e maggiore alle quote elevate, con -4,8 cm per decennio a conferma anche del trend negativo elevato degli spessori di dHS30 e dHS50 oltre i 1500 m di quota (DJFMA). Sia in DJF che in MA il trend negativo è maggiore in quota con -3,8 cm decade, che diventa di ben -8,8 cm decade nel periodo MA, mentre alle bas-

Fig. 10 - Andamento stagionale di  $HS_{imed}$  per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per il raggruppamento stazioni bassa quota (< 1500 m).

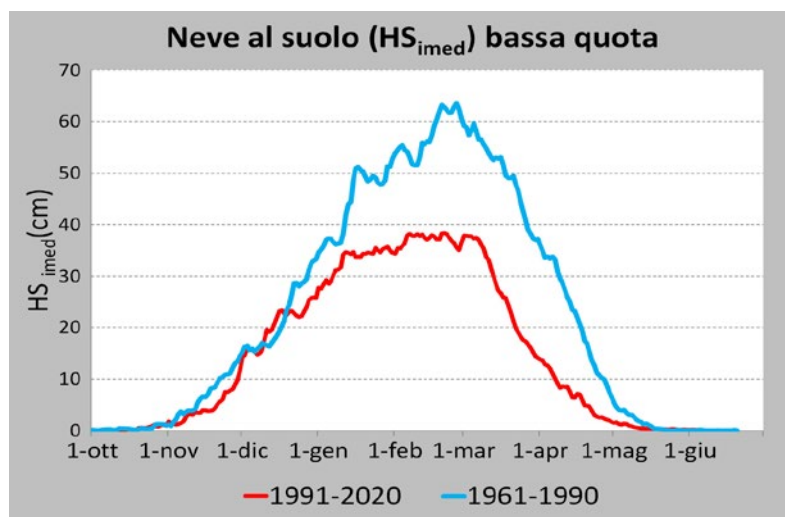


Fig. 11 - Andamento stagionale di  $HS_{imed}$  per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per il raggruppamento stazioni alta quota (> 1500 m).

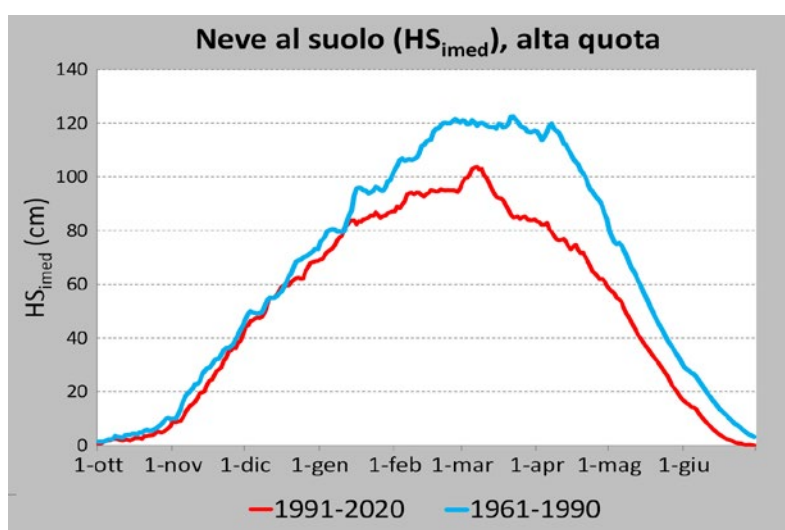


Fig. 12 - Tendenza  $Q$  (Theil – Sen Slope) per singola stazione per il parametro  $HS_{imed}$  e grado di significatività MANN Kendall elaborato con Mekesens 2.0.

| Mann Kendall (MK)<br>Theil-Sen Slope (Q) | DJFMA |     | DJF   |     | MA    |     |
|------------------------------------------|-------|-----|-------|-----|-------|-----|
|                                          | Q     | MK  | Q     | MK  | Q     | MK  |
| Careser, 2600 m                          | -1,49 | **  | -0,90 | +   | -2,21 | *** |
| Ceresole Lago Serru, 2275 m              | 0,55  |     | 0,57  |     | 0,47  |     |
| Cavia, 2100 m                            | -0,71 |     | -0,44 |     | -1,09 | *   |
| Passo Rolle, 2000 m                      | -0,10 |     | -0,10 |     | -0,56 | +   |
| Ussin, 1931 m                            | -1,12 | **  | -0,61 | *   | -1,39 | *** |
| Locana-Lago Telesio, 1917 m              | -0,38 |     | -0,38 |     | -1,45 | **  |
| Gressoney, 1840 m                        | -0,09 |     | -0,09 |     | -0,24 |     |
| Perreres, 1839 m                         | -0,48 |     | -0,48 |     | -0,92 | *   |
| Rhemes Notre Dame, 1775 m                | -1,15 | *** | -1,15 | *** | -1,69 | *** |
| Arabba, 1650 m                           | -0,27 |     | -0,27 |     | -0,67 | +   |
| Paneveggio, 1600 m                       | -0,06 |     | -0,06 |     | -0,57 | *   |
| Ceresole Reale, 1579 m                   | -0,56 | *   | -0,56 | *   | -0,63 | **  |
| Andraz, 1450 m                           | -0,42 | +   | -0,42 | +   | -0,62 | **  |
| Balme, 1450 m                            | -0,44 | *   | -0,44 | *   | -0,79 | *** |
| Cortina, 1225 m                          | -0,65 | **  | -0,59 | **  | -0,64 | *** |
| San Martino, 1200 m                      | -0,32 | *   | -0,23 |     | -0,40 | *   |
| Oropa, 1180 m                            | -0,50 | *   | -0,34 |     | -0,57 | *   |
| Falcade, 1150 m                          | -0,29 | *   | -0,35 | *   | -0,11 |     |
| Asiago, 1000 m                           | -0,12 |     | -0,20 | +   | -0,03 |     |
| Tonezza, 985 m                           | -0,26 | *   | -0,30 | +   | -0,19 | *   |
| Auronzo, 856 m                           | -0,14 | +   | -0,23 | *   | -0,04 |     |
| Ghirlo, 750 m                            | -0,18 | **  | -0,26 | **  | -0,05 | **  |
| Rosone, 714 m                            | -0,12 | +   | -0,19 | +   | -0,03 |     |

se quote rimane stazionario (Fig. 13).

I valori caratteristici per trentennio e suddivisi per DJFMA, DJF e MA, confermano l'accentuata diminuzione degli spessori soprattutto in quota e nel periodo MA (Fig. 13), quando viene raggiunto di norma il valore massimo di altezza neve al suolo ( $HS_{max}$ ).

L'andamento di  $HS_{imed}$  per decennio evidenzia ancora il periodo 1971-80 (Fig. 14) come il maggiormente nevoso, e poi presenta una riduzione con la temporanea ripresa del periodo 2001-2010. In quota (Fig. 15), il periodo con minor spessore medio al suolo è stato il 1980-1989 e i periodi recenti, pur non discostandosi di molto, sono leggermente in ripresa anche se la variabilità è molto accentuata.

#### f. Neve fresca

Per comprendere meglio gli andamenti della neve al suolo è stata indagata la sommatoria di neve fresca in DJFMA per 23 stazioni, 13 delle quali coincidenti con le stesse di dHS e  $HS_{imed}$  (Fig. 1).

Nella Fig. 16 sono riportati i valori statistici di MK e di Theil – Sen per ogni stazione e per i periodi DJF e MA, in Fig. 17 i valori caratteristici di precipitazione in cm. Nel periodo DJFMA il 78% delle stazioni hanno un trend negativo e solo 5 positivo (Careser, Passo Rolle, Ceresole Reale, Tonezza e Rosone), in DJF solo Rhemes N.D., oltre alle 5 citate, hanno un trend positivo. Situazione ben diversa nel periodo di marzo-aprile (MA) quando solo Passo Rolle mantiene una positività, mentre tutte le altre stazioni presentano un trend negativo.

Rispetto ai parametri precedenti sono poche le stazioni con un trend negativo ad elevata significatività.

I valori dei due trentenni, espressi in cm (Fig.18), evidenziano una diminuzione di neve fresca (DJFMA) simile (-38/-36 cm) pari all' 11% in alta quota e al 14,5% alle quote basse rispetto alla media 1961-1990.

In termini assoluti di cm di neve, il deficit è maggiore alle basse quote nel periodo DJF e maggiore alle alte quote in MA.

Il decennio 1971-1980 è stato caratterizzato (Fig. 19 e 20), dalla maggiore nevosità a tutte le quote, e il decennio 1991-2000 è stato invece quello più secco. Il decennio 2011-2020 è stato più nevoso ad alta quota dei precedenti, mentre alle quote basse è sempre il 2001-2010 il più nevoso dell'ultimo trentennio. I dati presentano una grande dispersione degli ultimi 15 anni. Infatti, questi ultimi 3 lustri sono stati caratterizzati da una forte variabilità climatica con inverni molto nevosi (2009, 2010, 2014, 2020 etc.) alternati ad altri molto secchi come il 2012 e 2017.

### g. Quota dell'affidabilità della neve naturale per lo sci

La quota della affidabilità della neve naturale (LAN) per lo sci viene definita come la quota dove per almeno 100 giorni, da dicembre ad aprile (DJFMA), la neve rimane al suolo con almeno 30 cm di spessore (dHS30) (Beniston, 1997). Questo criterio viene utilizzato a livello internazionale per descrivere la neve anche dal punto vista di risorsa turistica: Burki (2000) definisce la sopravvivenza di un comprensorio sciistico quando almeno 7 stagioni invernali su 10 abbiano una copertura nevosa fra HS30 e HS50 per almeno 100 giorni da dicembre ad aprile.

Tuttavia la quota dell'affidabilità della neve naturale varia da regione a regione in funzione delle differenze di clima delle Alpi.

Alberg et al. (2007) in "Climate Change in The European Alps – Adapting Winter Tourism and Natural Hazard Management" descrive la situazione delle Alpi con i lavori del tempo. In Svizzera, Föhn (1990) and Laternser e Schneebeli (2003) avevano definito una LAN intorno ai 1200- 1300 m di quota. Wielke et AL. (2004) comparando diversi parametri della neve fra Svizzera e Austria, avevano trovato risultati simili ma a circa 150 m più in quota in Svizzera rispetto all'Austria orientale, indicando una transizione da un clima atlantico - marittimo a uno più continentale. Per incorporare

|                          |                       | Periodo | Media 1961-1990 | Media 1991-2020 | Differenza |
|--------------------------|-----------------------|---------|-----------------|-----------------|------------|
|                          |                       | mesi    | cm              | cm              | cm         |
| <b>HS<sub>imed</sub></b> | Alta quota (>1500 m)  | DJFMA   | 96              | 85              | -11        |
|                          | Bassa quota (<1500 m) | DJFMA   | 38              | 27              | -12        |
|                          | Alta quota (>1500 m)  | DJF     | 91              | 84              | -7         |
|                          | Bassa quota (<1500 m) | DJF     | 40              | 30              | -10        |
|                          | Alta quota (>1500 m)  | MA      | 124             | 91              | -33        |
|                          | Bassa quota (<1500 m) | MA      | 36              | 17              | -19        |

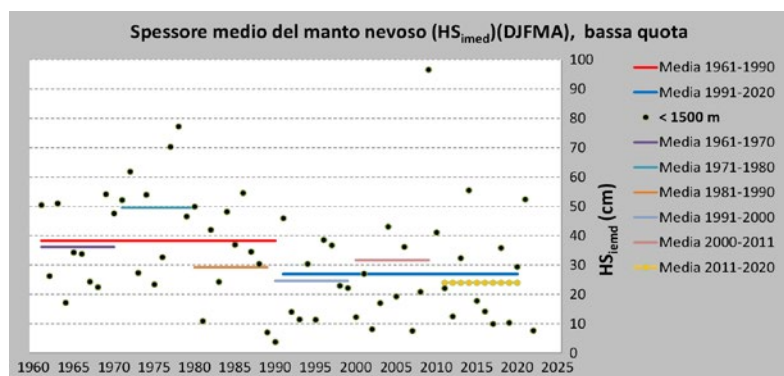


Fig. 13 - Valori caratteristici per HSImed per i periodi invernali DJFMA, DJF e MA per i trentenni 1961-1990 e 1991-2020.

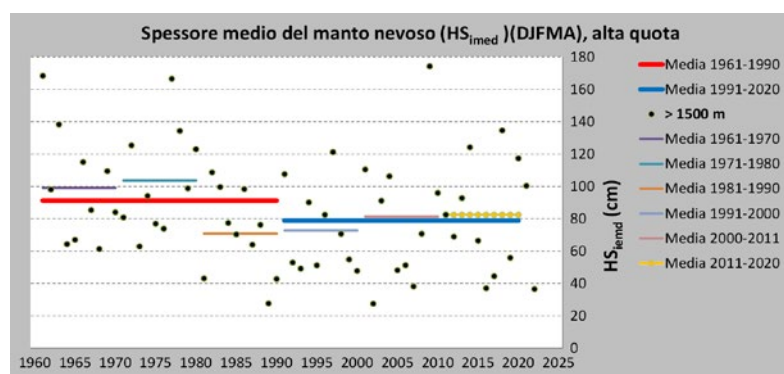


Fig. 14 - Andamento del parametro HSImed per decade e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per le stazioni a bassa quota (< 1500 m).

| <b>Mann Kendall (MK)</b>    |       | <b>DJFMA</b> |    | <b>DJF</b> |    | <b>MA</b> |    |
|-----------------------------|-------|--------------|----|------------|----|-----------|----|
| <b>Theil-Sen Slope (Q)</b>  |       | Q            | MK | Q          | MK | Q         | MK |
| Careser, 2600 m             | 0,15  | 0,31         |    | -0,12      |    | -0,56     |    |
| Ceresole Lago Serru, 2275 m | -1,43 | -0,43        |    | -0,41      |    | -0,41     |    |
| Cavia, 2100 m               | -1,68 | -1,37        | +  | -0,30      |    | -0,30     | *  |
| Passo Rolle, 2000 m         | 0,53  | 0,13         |    | 0,00       |    | 0,00      |    |
| Ussin, 1931 m               | -0,43 | -0,30        |    | -0,30      |    | -0,30     | *  |
| Locana-Lago Telesio, 1917 m | -1,82 | -1,75        | *  | -1,77      |    | -1,77     | *  |
| Gressoney, 1840 m           | -0,29 | -0,19        |    | 0,00       |    | 0,00      |    |
| Perreres, 1839 m            | -1,33 | -0,05        |    | -1,33      |    | -1,33     | ** |
| Rhemes Notre Dame, 1775 m   | -0,19 | 0,53         |    | -0,38      |    | -0,38     |    |
| Arabba, 1650 m              | -0,52 | -0,39        |    | -0,19      |    | -0,19     |    |
| Paneveggio, 1600 m          | -2,49 | -1,68        | ** | -0,67      | ** | -0,67     |    |
| Ceresole Reale, 1579 m      | 0,00  | 0,13         |    | 0,00       |    | 0,00      |    |
| Andraz, 1450 m              | -1,87 | -1,36        | +  | -0,26      | +  | -0,26     |    |
| Balme, 1450 m               | -0,43 | -0,09        |    | -0,20      |    | -0,20     |    |
| Cortina, 1225 m             | -2,17 | -1,07        | *  | -0,61      |    | -0,61     |    |
| San Martino, 1200 m         | -0,96 | -0,74        |    | -0,25      |    | -0,25     |    |
| Oropa, 1180 m               | -0,62 | -0,44        |    | -0,32      |    | -0,32     |    |
| Falcade, 1150 m             | -1,77 | -0,91        | *  | -0,50      |    | -0,50     |    |
| Asiago, 1000 m              | -0,84 | -0,48        | +  | -0,32      |    | -0,32     |    |
| Tonezza, 985 m              | 0,04  | 0,27         |    | 0,00       |    | 0,00      |    |
| Auronzo, 856 m              | -0,71 | -0,54        | *  | -0,01      | +  | -0,01     |    |
| Ghirlo, 750 m               | -1,30 | -0,80        | *  | -0,15      | +  | -0,15     |    |
| Rosone, 714 m               | 0,46  | 0,49         |    | 0,00       |    | 0,00      |    |

Fig. 15 - Andamento del parametro HSImed per decade e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per le stazioni ad alta quota (> 1500 m).

Fig. 16 - Tendenza Q (Theil - Sen Slope) per singola stazione per il parametro HN (neve fresca) e grado di significatività MANN Kendall elaborato con Mekesens 2.0.

| H N (neve fresca, cm)       | 1961-1990 |       |         | 1991-2020 |       |         | 1961-1990 |     |         | 1991-2020 |     |         | 1961-1990 |     |         | 1991-2020 |     |         |
|-----------------------------|-----------|-------|---------|-----------|-------|---------|-----------|-----|---------|-----------|-----|---------|-----------|-----|---------|-----------|-----|---------|
|                             | DJFMA     | DJFMA | Scarto  | DJFMA     | DJFMA | Scarto  | DJF       | DJF | Scarto  | DJF       | DJF | Scarto  | MA        | MA  | Scarto  | MA        | MA  | Scarto  |
| Careser, 2600 m             | 355       | 357   | 1,98667 | 206       | 214   | 8,07333 | 148       | 142 | -6,0867 | 206       | 180 | -25,941 | 206       | 180 | -25,941 | 206       | 180 | -25,941 |
| Ceresole Lago Serru, 2275 m | 462       | 409   | -52,87  | 256       | 229   | -26,929 | 206       | 180 | -25,941 | 206       | 180 | -25,941 | 206       | 180 | -25,941 | 206       | 180 | -25,941 |
| Cavia, 2100 m               | 521       | 440   | -81,662 | 284       | 240   | -44,659 | 237       | 200 | -37,003 | 237       | 200 | -37,003 | 237       | 200 | -37,003 | 237       | 200 | -37,003 |
| Passo Rolle, 2000 m         | 343       | 346   | 3,07586 | 196       | 198   | 2,87931 | 148       | 148 | 0,19655 | 148       | 148 | 0,19655 | 148       | 148 | 0,19655 | 148       | 148 | 0,19655 |
| Ussin, 1931 m               | 159       | 157   | -1,4    | 116       | 128   | 11,5    | 43        | 30  | -12,9   | 43        | 30  | -12,9   | 43        | 30  | -12,9   | 43        | 30  | -12,9   |
| Locana-Lago Telesio, 1917 m | 436       | 362   | -74,333 | 236       | 216   | -20,533 | 200       | 146 | -53,8   | 200       | 146 | -53,8   | 200       | 146 | -53,8   | 200       | 146 | -53,8   |
| Gressoney, 1840 m           | 328       | 296   | -31,681 | 191       | 186   | -4,8024 | 137       | 110 | -26,879 | 137       | 110 | -26,879 | 137       | 110 | -26,879 | 137       | 110 | -26,879 |
| Perreres, 1839 m            | 330       | 278   | -51,864 | 209       | 202   | -7,3379 | 121       | 76  | -44,526 | 121       | 76  | -44,526 | 121       | 76  | -44,526 | 121       | 76  | -44,526 |
| Rhemes Notre Dame, 1775 m   | 333       | 300   | -33,166 | 211       | 208   | -3,4057 | 122       | 92  | -29,76  | 122       | 92  | -29,76  | 122       | 92  | -29,76  | 122       | 92  | -29,76  |
| Arabba, 1650 m              | 322       | 302   | -19,604 | 196       | 190   | -6,7004 | 125       | 113 | -12,903 | 125       | 113 | -12,903 | 125       | 113 | -12,903 | 125       | 113 | -12,903 |
| Paneveggio, 1600 m          | 290       | 200   | -90,467 | 184       | 122   | -62,167 | 106       | 78  | -28,3   | 106       | 78  | -28,3   | 106       | 78  | -28,3   | 106       | 78  | -28,3   |
| Ceresole Reale, 1579 m      | 293       | 268   | -25,133 | 191       | 184   | -6,5    | 103       | 84  | -18,633 | 103       | 84  | -18,633 | 103       | 84  | -18,633 | 103       | 84  | -18,633 |
| Balme, 1450 m               | 293       | 219   | -73,933 | 224       | 169   | -54,533 | 69        | 49  | -19,4   | 69        | 49  | -19,4   | 69        | 49  | -19,4   | 69        | 49  | -19,4   |
| Andraz, 1450 m              | 229       | 199   | -30,5   | 146       | 132   | -13,467 | 84        | 67  | -17,033 | 84        | 67  | -17,033 | 84        | 67  | -17,033 | 84        | 67  | -17,033 |
| Cortina, 1225 m             | 260       | 173   | -87,283 | 175       | 122   | -53,017 | 85        | 51  | -34,267 | 85        | 51  | -34,267 | 85        | 51  | -34,267 | 85        | 51  | -34,267 |
| San Martino, 1200 m         | 239       | 240   | 0,6119  | 145       | 147   | 1,67143 | 94        | 93  | -1,0595 | 94        | 93  | -1,0595 | 94        | 93  | -1,0595 | 94        | 93  | -1,0595 |
| Oropa, 1180 m               | 224       | 188   | -36,367 | 153       | 133   | -20,167 | 71        | 55  | -16,2   | 71        | 55  | -16,2   | 71        | 55  | -16,2   | 71        | 55  | -16,2   |
| Falcade, 1150 m             | 279       | 224   | -54,833 | 176       | 149   | -26,9   | 103       | 75  | -27,933 | 103       | 75  | -27,933 | 103       | 75  | -27,933 | 103       | 75  | -27,933 |
| Asiago, 1000 m              | 155       | 109   | -46,367 | 106       | 81    | -25,5   | 49        | 28  | -20,867 | 49        | 28  | -20,867 | 49        | 28  | -20,867 | 49        | 28  | -20,867 |
| Tonezza, 985 m              | 185       | 169   | -16,233 | 126       | 121   | -4,7333 | 59        | 48  | -11,5   | 59        | 48  | -11,5   | 59        | 48  | -11,5   | 59        | 48  | -11,5   |
| Auronzo, 856 m              | 101       | 74    | -26,733 | 83        | 63    | -19,667 | 19        | 11  | -7,0667 | 19        | 11  | -7,0667 | 19        | 11  | -7,0667 | 19        | 11  | -7,0667 |
| Ghirlo, 750 m               | 132       | 89    | -42,833 | 106       | 72    | -33,433 | 26        | 17  | -9,4    | 26        | 17  | -9,4    | 26        | 17  | -9,4    | 26        | 17  | -9,4    |
| Rosone, 714 m               | 74        | 81    | 7,56667 | 62        | 70    | 8,83333 | 12        | 11  | -1,2667 | 12        | 11  | -1,2667 | 12        | 11  | -1,2667 | 12        | 11  | -1,2667 |

| HN |                       | Periodo | Media 1961-1990 | Media 1991-2020 | Differenza |
|----|-----------------------|---------|-----------------|-----------------|------------|
|    |                       | mesi    | cm              | cm              | cm         |
| HN | Alta quota (>1500 m)  | DJFMA   | 348             | 310             | -38        |
|    | Bassa quota (<1500 m) | DJFMA   | 205             | 169             | -36        |
|    | Alta quota (>1500 m)  | DJF     | 206             | 193             | -13        |
|    | Bassa quota (<1500 m) | DJF     | 141             | 120             | -21        |
|    | Alta quota (>1500 m)  | MA      | 141             | 117             | -25        |
|    | Bassa quota (<1500 m) | MA      | 64              | 49              | -15        |

Fig. 17 - Valori caratteristici per sintola stazione e parametro per i 2 periodi 1961-1990 (30 anni) e 1991-2020 e differenza. La colorazione indica i range di tendenza.

Fig. 18 - Valori caratteristici di HN il periodo invernale DJFMA, DJF e MA per i trentenni 1961-1990 e 1991-2020.

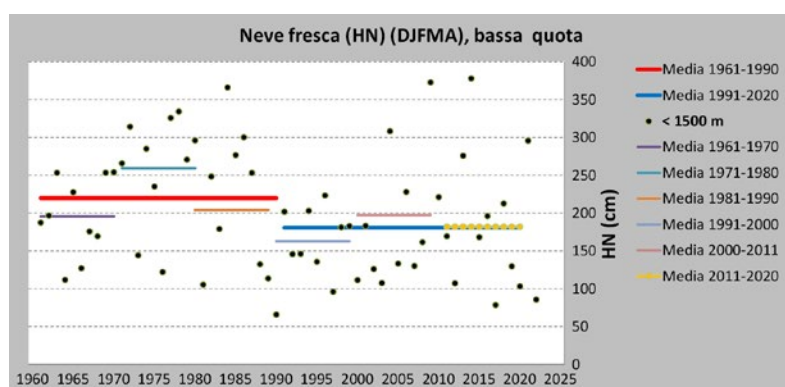


Fig. 19 - Andamento del parametro HN per decade e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per le stazioni a bassa quota (< 1500 m).

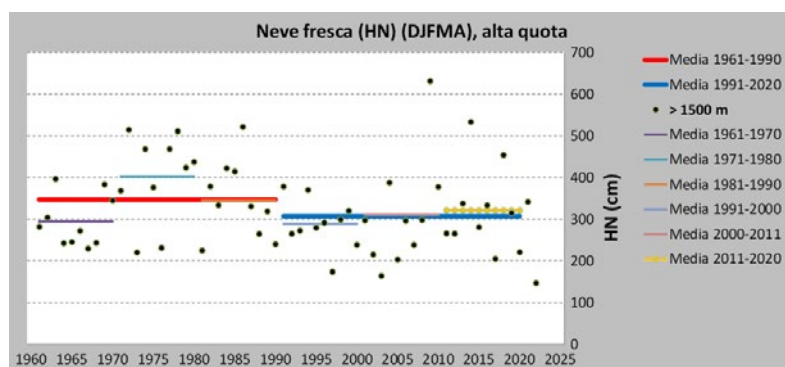


Fig. 20 - Andamento del parametro HN per decade e per i periodi 1961-1990 e 1991-2020 per le stazioni ad alta quota (> 1500 m).

l'effetto della continentalità (inverni più freddi nelle zone più orientali delle Alpi), la linea di base dell'affidabilità naturale della neve, stabilita per la Svizzera, era stata abbassata di 150 m, cioè 1050 m per l'Austria orientale rimanendo invariata a 1200 m di quota per l'Austria occidentale e la Svizzera, e innalzata di 300 m per i climi mediterranei. Ne è risultato che la maggior parte dei comprensori sciistici della Francia avevano una LAN a 1500 m, eccetto per Isère, Savoia e Alta Savoia a 1200 m, per la Svizzera a 1200 m, per l'Austria occidentale a 1200 m e a 1050 m per la parte orientale, per la Germania a 1050 m e 1200 m e per l'Italia tutti i comprensori sciistici a 1500 m. Recenti lavori hanno studiato l'impatto dell'aumento della temperatura per la Spagna (Luis Campos et al. 2018), la Svizzera (esp. Schmucki et al., 2015,) e per l'Austria (esp. Olefs et al. 2020), indicando anche i possibili scenari futuri. Per quanto riguarda l'arco alpino italiano (Fig. 21), la quota LAN è passata dai 1511 m del periodo 1961-1990 ai 1750 m di quota del 1991-2020. Il periodo con la quota più bassa è stato il 1971-1980 per poi gradualmente risalire fino oltre i 1800 m di quota del 2011-2020. La variabilità delle stagioni è più marcata nel tempo recente rispetto ai primi decenni. La serie annuale evidenzia un trend positivo con una buona significatività (\*\*) e con un valore di circa 73 metri di quota a decennio.

## DISCUSSIONE

Nella Fig. 22 viene riassunta la variazione della durata del manto nevoso, con diversi spessori, fra i 2 trentenni di riferimento climatico: 1961-1990 e 1991-2020, come scarto percentuale. Alle basse quote la diminuzione delle giornate con gli spessori minori (dHS1 e dHS5) e con gli spessori maggiori (dHS30 e dHS50), pur con valori assoluti diversi, sono dello stesso ordine di grandezza. La differenza fra il primo e il secondo trentennio, espressa come percentuale, evidenzia una netta riduzione di dHS30 e dHS50 alle basse

quote (-34/-44%) che determina una possibile minor massa di neve al suolo al di sotto dei 1500 m. Significativa è la differenza fra dHS5 e dHS30 che varia relativamente di poco oltre i 1500 m, da -5% a -15% pari a 6 punti percentuali, mentre alle basse quote il divario è di ben 16 punti percentuali, da -18% a -34%. La situazione delle Alpi italiane, per quanto riguarda la durata della neve con i diversi spessori, è stata messa in relazione (Fig. 23) con i valori determinati per l'Austria (Buchmann et al. 2022) (Fig. 23 a) e la Svizzera (Olefs et al. 2020) (Fig. 23 b) per valutare se sussistono degli andamenti simili.

Nei confronti fra Austria e Italia (ricalcolati in funzione del data set austriaco) appare evidente che oltre i 2000 m di quota i valori siano molto simili, mentre alle quote inferiori il divario della durata della copertura nevosa è molto accentuato in Italia nella fascia fra i 1000 e i 2000 m. Questa notevole differenza è anche in linea con i risultati di Matiu et al., 2020.

Per quanto riguarda le Alpi svizzere, alle quote inferiori ai 1500 m, la riduzione degli spessori sono simili con tutti gli spessori di neve indagati. Oltre i 1500 m di quota, la riduzione di giornate è maggiore sul versante della Svizzera, con uno scarto ridotto di 5-7 giornate in generale.

L'andamento dello spessore medio del manto nevoso  $HS_{imed}$  evidenzia meglio la variazione del manto nevoso fra i 2 trentenni, indicando anche il periodo della stagione invernale dove avviene il cambiamento.

Confrontando l'andamento dei 2 trentenni, a bassa e alta quota di  $HS_{imed}$  nella serie giornaliera (Fig. 10 e 11), gli spessori di neve al suolo hanno variato regime dal 1991 al 2020 soprattutto da metà gennaio in poi. Questa situazione può essere ricondotta ad un minor apporto di neve fresca o a periodi inusuali di fusione del manto nevoso specie alle basse quote, conseguenza di un generale riscaldamento. Oltre alla fusione potrebbe sussistere un cambiamento di

regime della precipitazione, più liquida che solida alle basse quote. In questo lavoro non viene indagato su questa ipotesi, ma potrebbe dare indicazioni importanti sull'andamento stagionale della neve al suolo.

Osservando l'andamento medio dei diversi decenni, il cambiamento di regime è avvenuto nel 1981-1990 dopo il periodo nevoso 1971-80. Gli spessori si attestano, sia alle basse quote che in alto, su un range di valori più basso.

Il punto di cambiamento di regime (breakpoint) per la bassa quota (<1500 m) è stato individuato nel 1987 (Fig. 24) e nel 1980 per le alte quote (> 1500 m) (Fig. 25). Tuttavia gli intervalli di confidenza del 90% sono alquanto ampi e quindi queste stagioni, se pur indicative, presentano un certo margine di incertezza.

Questo andamento della neve al suolo, decisamente più abbondante nel trentennio 1961-1990 e anche più duraturo nella stagione, può motivare anche il forte sviluppo di comprensori sciistici a bassa quota di quel periodo, con skilift nei fondovalle e a ridosso dei paesi.

La mancanza di neve a bassa quota, iniziata a fine degli anni '80 e proseguita per il decennio successivo, ha portato alla scomparsa di tutti questi piccoli comprensori. Questa considerazione va al di là della quantità di neve in pista per un'ottima sciata che lo sciatore di quei tempi richiedeva rispetto alle esigenze dello sci moderno.

Alcuni siti riportano oltre 300 le piccole stazioni dismesse, forse non tutte per la mancanza di neve ma per gran parte di loro la non sostenibilità economica è iniziata con una quota neve più elevata.

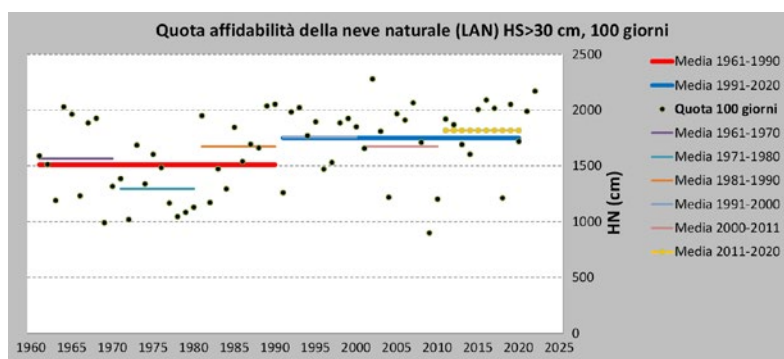


Fig. 21 - Andamento della quota della neve naturale affidabile per lo sci.

Fig. 22 - Scarto percentuale della durata del manto nevoso per parametro dHS.

Fig. 23 - Confronto fra settori dell'arco alpino per alcuni parametri del manto nevoso.

|       |       | Periodo | Differenza fra il periodo 1961-90 e 1991-2020 espresso in % e in (giorni) per diversi spessori di neve |                       |
|-------|-------|---------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|
|       |       |         | Bassa quota (< 1500 m)                                                                                 | Alta quota (> 1500 m) |
|       | mesi  |         |                                                                                                        |                       |
| dHS1  | DJFMA |         | -16% (-20)                                                                                             | -4% (-8)              |
| dHS5  | DJFMA |         | -18% (-19)                                                                                             | -5% (-7)              |
| dHS30 | DJFMA |         | -34% (-24)                                                                                             | -11% (-14)            |
| dHS50 | DJFMA |         | -44% (-22)                                                                                             | -15% (-16)            |

|                    |       | Periodo | 500-1000 m  | 1000 -1500 m  | 1500-2000 m | 2000-2500 m |
|--------------------|-------|---------|-------------|---------------|-------------|-------------|
|                    |       | mesi    | giorni      | giorni        | giorni      | giorni      |
| Austria 1962-2020  | dHS1  | NDJFMA  | -26,4       | -15,6         | -5,9        | -0,6        |
| Italia 1961-2020   | dHS1  | NDJFMA  | -36,2       | -34,6         | -23,5       | -3,2        |
| a)                 |       |         |             |               |             |             |
|                    |       |         | 500- 1500 m | 1500 - 2500 m |             |             |
| Svizzera 1961-2020 | dHS5  | DJFMA   | -31,9       | -14,6         |             |             |
| Italia 1961-2020   | dHS5  | DJFMA   | -38,9       | -9            |             |             |
| Svizzera 1961-2020 | dHS30 | DJFMA   | -34,2       | -25,8         |             |             |
| Italia 1961-2020   | dHS30 | DJFMA   | -37,2       | -19,2         |             |             |
| Svizzera 1961-2020 | dHS50 | DJFMA   | -28,2       | -32,4         |             |             |
| Italia 1961-2020   | dHS50 | DJFMA   | -30,2       | -28,2         |             |             |
| b)                 |       |         |             |               |             |             |

Fig. 24 - Discontinuità di  $HS_{imed}$  per le stazioni in bassa quota.

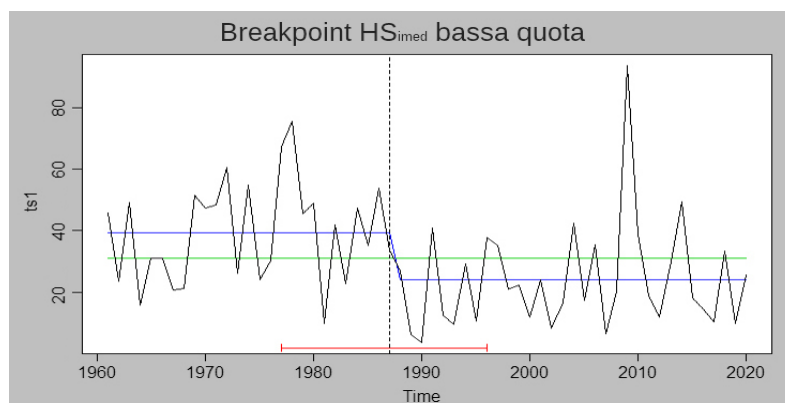
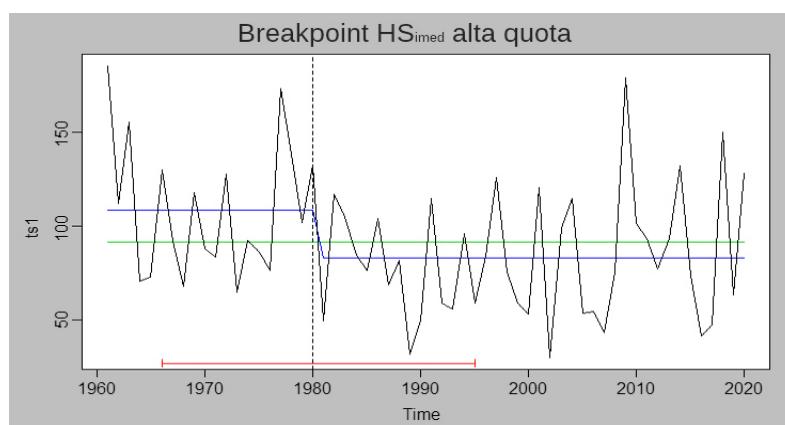


Fig. 25 - Discontinuità di  $HS_{imed}$  per le stazioni in alta quota.



L'analisi della precipitazione nevosa (HN), che dovrebbe indicare una spiccata riduzione in considerazione dei trend negativi con una elevata significatività MK riscontrati elaborazioni di dHS 1,5,30, 50 e di  $HS_{imed}$ , evidenzia un'anomalia. Infatti le stazioni hanno trend negativi ma con una significatività più bassa degli altri parametri indagati. Questo evidenzia che l'andamento della neve fresca non è l'elemento decisivo per la presenza e permanenza della neve al suolo sia in termini di spessori che di durata.

Infatti  $HS_{imed}$  indica chiaramente e in modo assai robusto un trend alla diminuzione. Pertanto una possibile causa è che a parità di precipitazione non corrisponda un aumento degli spessori di neve suolo e questo per 2 possibili motivi:

- elevate temperature dopo le precipitazioni nevose, che accelerano il metamorfismo e la fusione del manto nevoso
- periodi invernali con temperature miti, che favoriscono la fusione del manto nevoso e la riduzione degli spessori di neve, così che le nevicate successive non hanno un impatto positivo sugli spessori assoluti.

Fra l'altro alcune ricerche hanno evidenziato una stazionarietà della precipitazione invernale (AA.VV, 2015) misurata con i pluviometri, con tutti i difetti della sottostima, e questa avallerebbe la maggior frequenza di possibili periodi di fusione del manto nevoso a parità di precipitazione (liquida+solida).

Per quanto riguarda la quota della neve affidabile (LAN), alcuni autori svizzeri (Föhn, 1990, Haeberli e Beniston, 1998) hanno stimato che per un incremento della temperatura media dell'aria di  $1^{\circ}\text{C}$ , la quota della LAN sarebbe aumentata di 150 m.

Per quanto riguarda il versante italiano delle Alpi, le prime elaborazioni indicano un aumento della temperatura di  $+1,1^{\circ}\text{C}$  DJFMA fra i 2 trentenni (Valt e Cianfarra, 2022; Valt, 2022). L'aumento di quota della LAN è stato di 240 m, che ricalcolato all'unità di temperatura corrisponderebbe a 218 m di innalzamento di quota della LAN per  $+1^{\circ}\text{C}$  di aumento della temperatura.

Anche il trend elaborato con i singoli valori annuali, indica un trend positivo ad alta significatività (\*\*\*) per la temperatura dell'aria (DJFMA) ( $Q=0,34^{\circ}\text{C}$  per

decennio). Il trend negativo per la LAN, determinato con le quote stazionali è pari a  $Q=72,79$  m per decennio. Rapportando l'incremento della temperatura dell'aria e la diminuzione della LAN risulta che per ogni grado centigrado di incremento della temperatura dell'aria la LAN si innalza di 213 m di quota sulle Alpi italiane, che non si discosta molto dal valore climatico. Questo trend, riferito ad un'area con un clima mediterraneo è maggiore di quello definito per le Alpi svizzere da Föhn (1990), Haeberli e Beniston (1998), caratterizzate da un clima alpino e in parte continentale.

## TENDENZE FUTURE

La copertura nevosa presenta forti variazioni naturali da un anno all'altro e reagisce alle variazioni della temperatura e delle precipitazioni.

Poiché la temperatura dell'aria è il parametro più robusto dei modelli climatici, gli scenari per l'evoluzione futura del manto nevoso sono più attendibili alle quote con una forte sensibilità alla temperatura, cioè alle basse e medie quote (fino a 1500-2000 m). Oltre i 2000 m, pur con le variazioni di temperature previste, farà comunque freddo cosicchè nevichi e l'evoluzione futura del manto nevoso dipenderà dalla quantità delle precipitazioni e quindi dagli scenari meteorologici futuri. Secondo alcuni autori, anche in futuro (2021-2050), la neve naturale mostrerà un'ampia variabilità di anno in anno e una variabilità multidecadale che potrà mascherare l'effetto del riscaldamento a lungo termine su scala regionale.

Tuttavia le simulazioni dei modelli climatici regionali mostrano una drastica diminuzione sia della durata della copertura nevosa sia della risorsa idrica in Europa entro la fine del XXI secolo.

Per le Alpi a un'altitudine di 1500 m le simulazioni recenti prevedono una riduzione della SWE dell'80-90% entro la fine del secolo.

Tuttavia, va notato che l'aumento della temperatura dell'aria previsto per i prossimi decenni è accompagnato da grandi incertezze sui cambiamenti delle precipi-

tazioni invernali. Per l'Europa continentale i modelli climatici non mostrano una chiara variazione delle precipitazioni fino al 2050 e un leggero aumento delle precipitazioni invernali.

Il clima futuro molto probabilmente non consentirà l'esistenza di una copertura nevosa permanente durante l'estate, anche alle quote più elevate delle Alpi ove si pratica lo sci estivo, con ovvie implicazioni per i ghiacciai rimanenti.

A causa del progressivo riscaldamento, i vincoli per la produzione di neve programmata aumenteranno fortemente nelle Alpi europee, soprattutto a basse e medie altitudini fino a circa 1500 m, poiché le fasce orarie per la produzione di neve si ridurranno fortemente a tutte le quote (le tecnologie odierne hanno limiti tecnici legati alla temperatura).

## CONCLUSIONI

Nel presente lavoro sono stati indagati gli spessori di neve al suolo con 1, 5, 30 e 50 cm, la distribuzione annuale della neve al suolo, la quantità di neve fresca caduta e la quota dell'affidabilità della neve naturale al suolo. Per ogni parametro sono stati definiti i valori caratteristici del trentennio 1961-1990 e 1991-2020 con i dovuti confronti.

La quantità di neve al suolo, in tutti i suoi aspetti, è diminuita nel trentennio recente specie alle basse quote (> 1500 m) più sensibili all'aumento globale della temperatura. Alle quote superiori nevica di meno e gli spessori di neve al suolo sono in diminuzione in tutti i parametri anche se sussistono singole stazioni con parametri in crescita. Il confronto con il versante settentrionale delle Alpi ha dato delle risposte simili per il settore più occidentale (Svizzera) mentre la continentalità dell'Austria evidenzia ancora sostanziali differenze nell'innnevamento.

La quota di affidabilità della neve naturale è in innalzamento, indicando una maggior possibilità di sciabilità per i comprensori ad alta quota. Le elaborazioni sul periodo di 60 anni evidenziano un incremento della quota della neve di 213 m per ogni aumento di 1°C della temperatura.

## RIGRAZIAMENTI

Il presente lavoro è stato possibile grazie all'opera di osservazione e registrazione dei dati da parte di tutti gli osservatori neve dell'arco alpino che nel corso degli anni si sono avvicinati. Un particolare ringraziamento alla Compagnia Valdo-

stana delle Acque - CVA S.p.A per aver messo a disposizione la sua banca dati, alla Società Meteorologica Italiana, in particolare a Daniele Cat Betto per i dati storici delle Alpi e i suggerimenti, ad ENEL per una parte dei dati nelle Alpi orientali.

## Bibliografia

- IPCC, 2018. Global warming of 1.5°C. In: An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C Above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty, <https://www.ipcc.ch/sr15/>
- Steiger R., Posch E., Tappainer G. e Walde J. (2020) The impact of climate change on demand of ski tourism - a simulation study based on stated preferences. *Ecological Economics* 170 (2020) <https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2019.106589>
- Shih, C., Nicholls, S., Holecek, D.F., 2009. Impact of weather on downhill ski lift ticketsales. *J. Travel Res.* 47 (3), 359-372 <https://doi.org/10.1177/00472875083212>
- JFC. (2018). Skipass Panorama Turismo. Situazione congiunturale Montagna Bianca Italiana. Modena. Pag. 51. [www.jfc.it](http://www.jfc.it)
- Notarnicola C. (2022). Overall negative trends for snow cover extent and duration in global mountain regions over 1982-2020. *Scientific Reports* | (2022) 12:13731. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-16743-w>
- Matiu, M. et al. (2021) Observed snow depth trends in the European Alps: 1971 to 2019. *Cryosphere* 15, 1343-1382. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1343-2021>
- Crespi A., Matiu M., Bertoldi G. Petitta M., e M. Zebisch. (2021). A high-resolution gridded dataset of daily temperature and precipitation records (1980-2018) for Trentino-South Tyrol (north-eastern Italian Alps). *Earth Syst. Sci. Data*, 13, 2801-2818, 2021. <https://doi.org/10.5194/essd-13-2801-2021>
- Olefs M., Formayer H., Gobiet A., Marke T., Schoner W. e M.Revesz. (2021). Past and future changes of the Austrian climate - Importance for tourism. *Journal of Outdoor Recreation and Tourism* Volume 34, June 2021, 100395 <https://doi.org/10.1016/j.jort.2021.100395>
- Buchmann M., Resch G., Brgert M., Brönnimann S., Chimani B., Schöner W. e C. Marty (2022) Homogenizing Swiss Snow e depth series - Impact on decadal trends and extremes Preprint *egusphere-2022-715* <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-715>
- Valt, M., e P. Cianfarra. (2010). Recent snow cover variability in the Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology*, 64, 146-157
- Mann, H.B. (1945). Nonparametric test against trend. *Econometrica* 1945, 13, 245-259
- Kendall, M.G. (1975). *Rank Correlation Methods*, 4th ed.; Charles Griffin: London, UK.
- Salmi T., Määttä A., Pia Anttila, Tuija Ruoho-Airola (2002) Detecting Trends of Annual values of atmospheric Pollutant the Mann-Kendall Test and Sen'Slope estimates the excel template application Makesens. Publications on air quality No. 31 Finnish Meteorological Institute, Helsinki 2002. Pag. 35. [https://www.researchgate.net/publication/259357030\\_MAKESENS\\_10xls](https://www.researchgate.net/publication/259357030_MAKESENS_10xls)
- Sen, P. K. (1968). "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau." *JASA*, 1379-1389.
- Theil, H. (1950) "A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis." Reprinted in 1992 in Henri Theil's contributions to economics and econometrics, Springer, 345-381.
- ISPRA (2022) Valori climatici normali di temperatura e precipitazione in Italia. ISPRA, Stato dell'Ambiente 99/2022 ISBN 978-88-448-1120-4
- Olef M., Koch R., Schöner W. e T. Marke. (2020). Changes in Snow Depth, Snow Cover Duration, and Potential Snowmaking Conditions in Austria, 1961- 2020. A model Based Approach. *Atmosphere* 2020, 11(12), 1330; <https://doi.org/10.3390/atmos11121330>
- AA.VV. (2015). Il clima del Tirolo, Alto Adige, Bellunese, Pag. 102 <http://www.clima-alpino.eu/download>
- Beniston, M. (1997) Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: Links to changes in largescale climatic forcings. *Clim. Chang.* 1997, 36, 281-300.
- Buerki R (2000): Klimaänderung und Anpassungsprozesse im Wintertourismus. Ostschweizerische Geographische Gesellschaft NF H. 6, St. Gallen
- OECD, (2007). Climate change in the European Alps. S. Agarwala (ed.), OECD Publications, Paris, p. 127.
- Foehn, P.M., (1990). Schnee und Lawinen. In: Schnee, Eis und Wasser in der Alpen in einer waermeren Atmosphaere, Mitteil. VAW/ETH Zuerich, Nr. 108, S. pp. 33-48
- Laternser, M., Schneebeli, M., (2003). Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). *Int J Climatol* 23(7):733-750. doi:10.1002/joc.912
- Wielke, L.M., Haimberger, L., Hantel, M., (2004). Snow cover duration in Switzerland compared to Austria. *Meteorol Z* 13(1):13-17. doi:10.1127/0941-2948/2004/0013-0013
- Campos Rodrigues L., Freire-González J., González Puig A. e Puig-Ventosa I. (2018). Climate Change Adaptation of Alpine Ski Tourism in Spain. *Climate* 2018, 6(2), 29; <https://doi.org/10.3390/cli6020029>
- Schmucki E., Marty C., Fierz C., Weingartner R. e M. Lehning. (2015) Impact of climate change in Switzerland on socio economic snow indices Theoretical and Applied Climatology 127(3-4) DOI:10.1007/s00704-015-1676-7
- Valt M. e P. Cianfarra (2022). L'inverno 2021-22 sulle Alpi italiane. Neve e valanghe - Speciale stagione invernale 2021-22, pagg. 10-23
- Valt M. (2022). Gli ultimi 30 anni di "Nostra signora dell'inverno. Professione Montagna Anno XXXV n. 166, settembre/ottobre 2022 pag. 76-79

# ALTA VAL FORMAZZA il SUO CLIMA

## STUDIO ED ANALISI MICROCLIMATICA

**Alessandro Mezzenzana**  
Tesi di Laurea Politecnico di Milano

### **CLIMATE IN UPPER FORMAZZA VALLEY** **Microclimatic study and analysis**

*The aim of the following study, carried out about 5 years ago, was to detect and study all the parameters required to define climate in a determined portion of territory. The area taken into exam is the upper Formazza valley, an Italian valley nestled in the Swiss territory that, as we shall see, is totally independent from the rest of the regional area, with strong differences and peculiarities. Analysing and studying even such a small portion of territory makes us understand how the climate change underway is devastating and how it affects all of us much more than many people would think or hope. Within the following case study, scientists have tried to outline what are the factors that make this geographical area so unique from the viewpoint of climate; glaciers, permafrost, and severe weather events are the characteristics of this territory, making it peculiar when compared with similar territories at the same latitudes. The aim of this work was to give a scientific answer that can also be understandable for less expert people. We shall see how, though being included in the Italian territory, the Formazza valley is strongly affected by Swiss inland regions. Last but not least, men have strongly affected the microclimate of this valley by creating several reservoirs for energy production, which have upset and accelerated some processes.*

Il seguente studio, prodotto circa 5 anni fa, si è posto come obiettivo quello di individuare e studiare i parametri necessari a delineare il clima in una determinata porzione di territorio.

L'area presa in esame è quella dell'Alta Val Formazza, una valle italiana del Piemonte incuneata in territorio elvetico che, come vedremo, risulta assolutamente indipendente dal resto del territorio regionale, con profonde difformità e peculiarità.

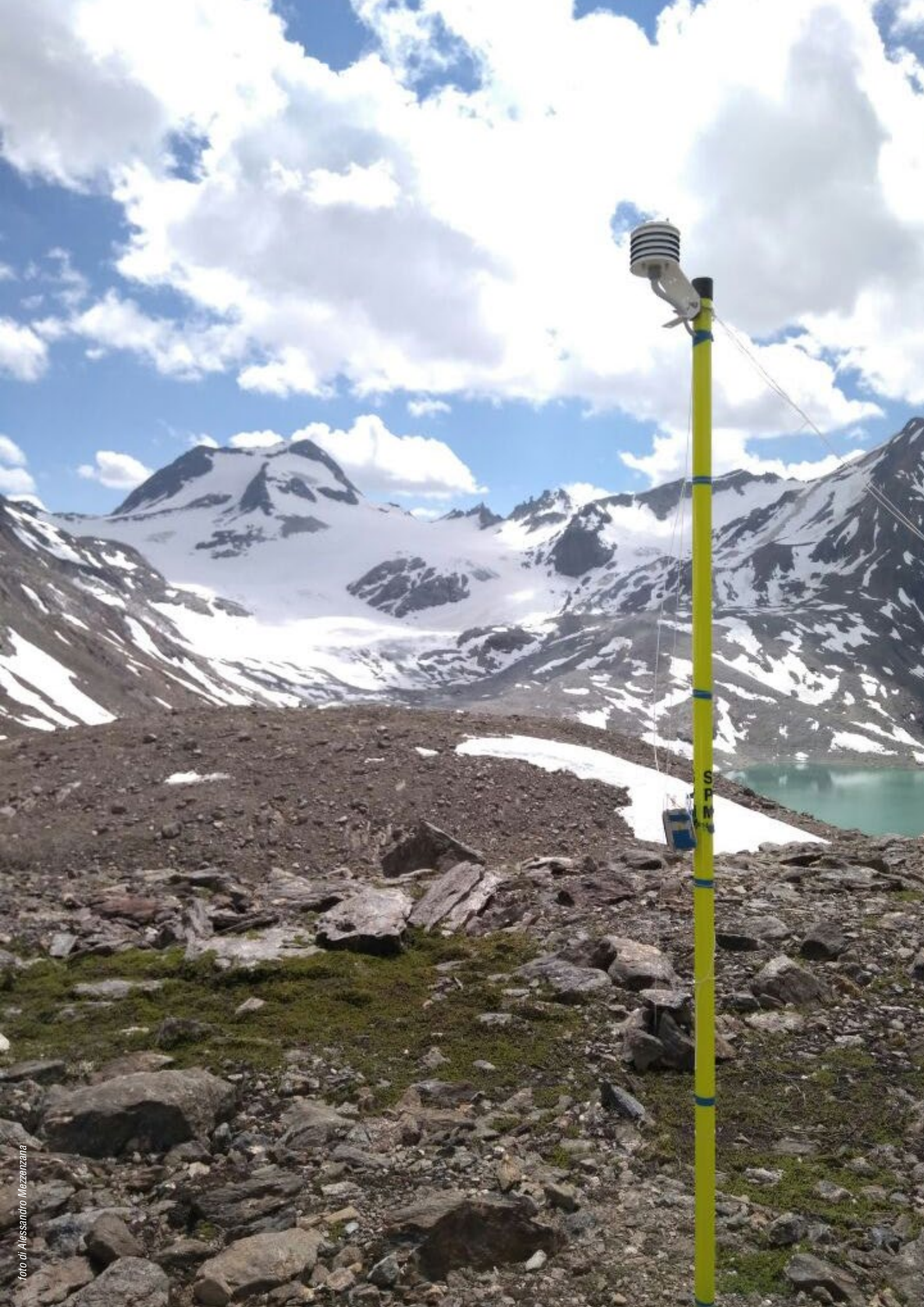
Analizzare e studiare anche una così piccola porzione di territorio, ci fa comprendere quanto il cambiamento climatico in atto sia devastante e ci tocchi da molto più vicino di quanto molti pensano o sperano.

All'interno del seguente caso-studio si è cercato di delineare i fattori che rendono quest'area geografica così unica nel suo genere dal punto di vista climatico: ghiacciai, permafrost, fenomeni di Sever Weather caratterizzano il territorio rendendolo di fatto unico se paragonato a suoi simili, posti alle medesime latitudini.

L'obiettivo del lavoro è stato proprio quello di dare una risposta scientifica ma allo stesso tempo comprensibile anche ad occhi meno esperti.

Vedremo come, pur facendo parte del territorio italiano, la Val Formazza è fortemente influenzata dalle regioni svizzere più interne.

A definire e modificare infine il microclima di questa valle ci ha pensato poi l'uomo con la realizzazione di numerosi invasi per la produzione di energia, che hanno stravolto ed accelerato alcuni processi.



## INTRODUZIONE

Lo scopo di questo articolo è quello di lasciare al lettore una comprensione scientifica di ciò che può avvenire a livello climatico in una determinata area. Ma di preciso il clima cos'è? E perché si parla di climatologia anziché meteorologia?

In realtà le due definizioni sono fortemente correlate, al punto tale che una dipende dall'altra. Il fattore principale che le differenzia è il tempo, non meteorologico bensì gli archi temporali di studio. La meteorologia è la scienza che studia i fenomeni che avvengono nell'atmosfera, nonché leggi e cause determinanti, all'interno di un ristretto arco temporale (ore/giorni).

Per quanto concerne la climatologia, si può dire che essa si basi sui dati meteorologici quotidiani definendo però quelle condizioni che caratterizzano una determinata area in periodi ben più estesi (decenni).

Il clima di un territorio deriva da un insieme di fattori legati a diverse scale geografiche che ne influenzano le caratteristiche e le peculiarità a livello della macroscale, della mesoscale e della microscale.

Parlare di micro-clima significa che, in seguito ad un'analisi fatta su macro e meso scala, si procede allo studio dei dati recepiti in una determinata porzione di territorio che differiscono dal resto della regione geografica.

I meccanismi analizzati sono a livello di precipitazioni, nebbie, temperature e direzioni del vento nei diversi periodi dell'anno.

Di fondamentale importanza, all'interno di questo studio, è l'orientamento della valle.

Il clima è direttamente influenzato dalla radiazione solare e dalle sue interazioni con il suolo: la radiazione solare influisce direttamente sulla temperatura dell'aria e del terreno.

Gli elementi climatici, anche detti fattori del clima, si suddividono in due classi: statici e dinamici; i primi sono costituiti dalla distanza del mare, latitudine, longitudine e vegetazione caratteristica della zona. Gli elementi dinamici comprendono le masse d'aria, governate dalle variazioni di pressione atmosferica.

Il vento, altro fattore fondamentale, influisce direttamente sul territorio spostando masse d'aria atmosferica; lo spo-

stamento avviene da aree ad alta pressione verso zone con bassa pressione.

Parlare di masse d'aria significa parlare implicitamente di perturbazioni. L'origine delle perturbazioni è frutto di uno scontro, al suolo, che avviene tra due masse d'aria differenti; lo scontro tra queste masse d'aria genera una zona tra le due, denominata fronte.

## INQUADRAMENTO TERRITORIALE

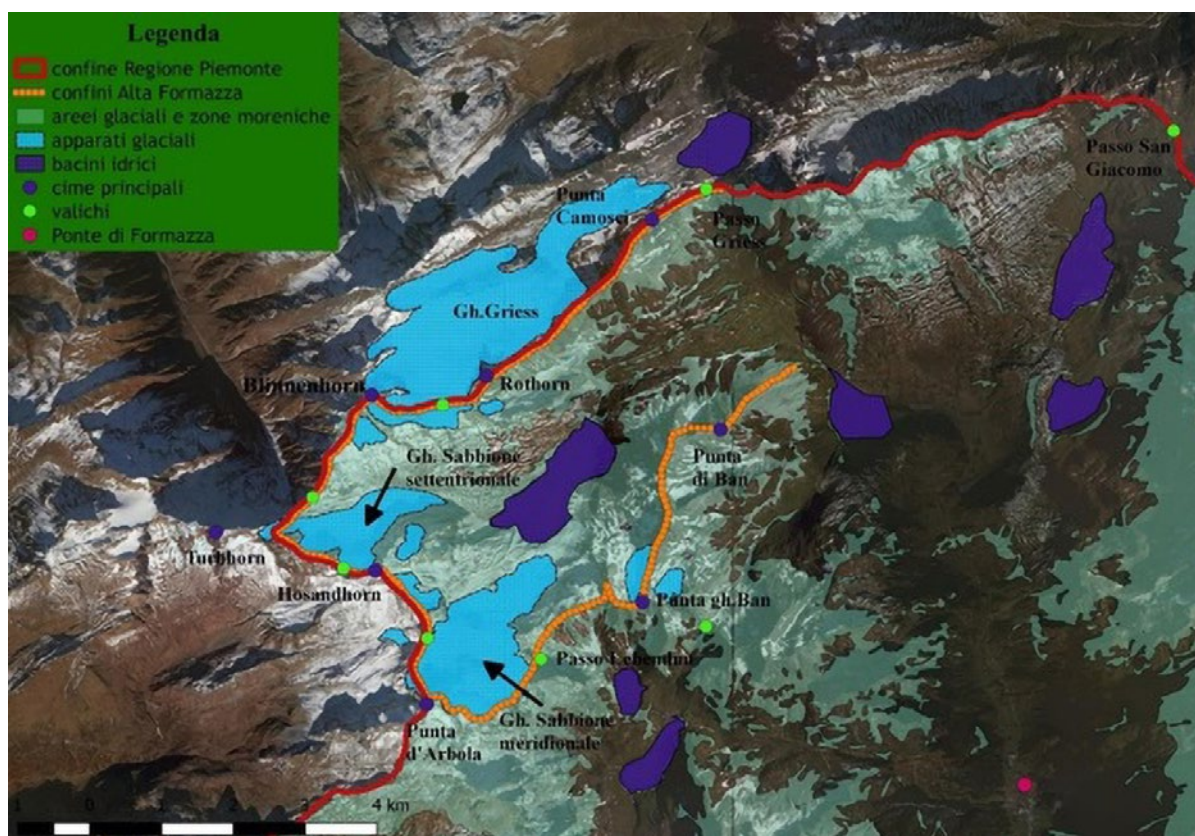
Per poter apprendere appieno lo studio climatico, a qualunque scala, di una determinata area, bisogna in prima battuta inquadrarla geograficamente, così da capire il contesto in cui è inserita.

Nello specifico, la Val Formazza si trova nella zona settentrionale del Piemonte, contornata su tre lati dalla vicina Svizzera (Fig. 1).

Importante sottolineare la vicinanza con la Svizzera perché nell'arco di 20/30km in linea d'aria sono presenti i principali bacini glaciali delle Alpi. Uno su tutti il ghiacciaio dell'Aletschhorn, il più lungo d'Europa.

La macro-area in cui è inserita la Val Formazza è quella della Val d'Ossola,

Fig. 1 - Inquadrimento geografico.





che si estende dal Passo del Sempione (a nord) fino al Lago Maggiore, che la delimita inferiormente.

L'intera vallata ossolana ha un'estensione verticale da Nord a Sud tranne che in un punto dove, a causa di una struttura montuosa, subisce una piccola deviazione.

Le conformazioni montuose ossolane presentano asperità di una certa importanza; la punta Nordend, con una quota di 4600m, risulta essere la più alta dell'intera vallata. All'interno del massiccio montuoso del Monte Rosa, in valle Anzasca, c'è uno dei principali bacini glaciologici delle Alpi.

La Val Formazza, anch'essa con estensione longitudinale N-S, presenta asperità più ridotte, con cime che oscillano tra i 3000 e i 3400 m.

Nonostante la quota altimetrica non particolarmente elevata, presenta conformazioni glaciologiche di note-

vole estensione; uno dei più estesi è il ghiacciaio del Griess, che si estende fino ai 2300 m, dove termina in un invaso artificiale.

L'intera vallata è percorsa dal fiume Toce che ne scava e modella i fianchi, oggi ma soprattutto nel tempo.

Presenta poche diramazioni trasversali e la principale è quella del Vannino, che dalla frazione Valdo sale verso ovest in direzione della Punta d'Arbola.

La principale caratteristica morfologica/paesaggistica della valle, che va assolutamente considerata, è la massiccia presenza di invasi artificiali, realizzati nella prima metà del 1900. Le dighe del Sabbione, Vannino, Morasco, Toggia e Busin sono le 4 principali, a cui fanno seguito altri invasi minori posti nelle loro vicinanze; il tutto al fine di sfruttare appieno il grande quantitativo di acqua per la produzione di energia elettrica. Queste grandi opere hanno

contribuito non poco alla modifica del microclima dei vari settori geografici.

L'invaso del Sabbione, quello principalmente interessato dallo studio in oggetto, ha la capacità maggiore della valle e, a pieno carico, raggiunge i 44 mln di metri cubi d'acqua.

Il presente studio microclimatico si concentra in particolar modo sull'area dell'Alta Val Formazza; viene quindi riportato di seguito un inquadramento territoriale più specifico di questo settore.

Per Alta Val Formazza si intende la porzione di territorio che dall'ultimo abitato, Riale, si estende verso ovest fino alla cresta degli Stralgrat.

A differenza della vallata principale, questa presenta un'estensione Est-Ovest; infatti all'altezza del Lago di Morasco la vallata crea un'ansa dove subisce una deviazione verso ovest.

Ricalca quasi interamente il bacino idrografico del Sabbione, con al centro l'in-

*Stazione di rilevamento  
(foto di Alessandro  
Mezzenzana).*

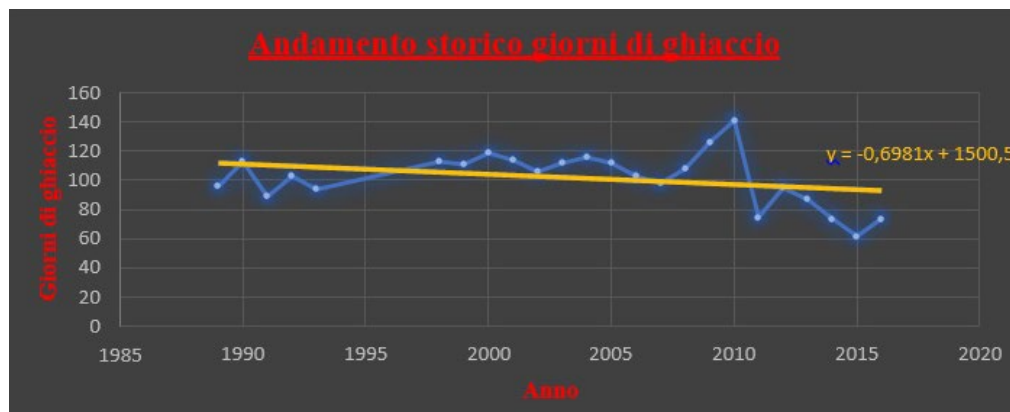


Fig. 2 - Interessante analisi sull'andamento dei giorni di ghiaccio, su un intervallo di oltre 30 anni.

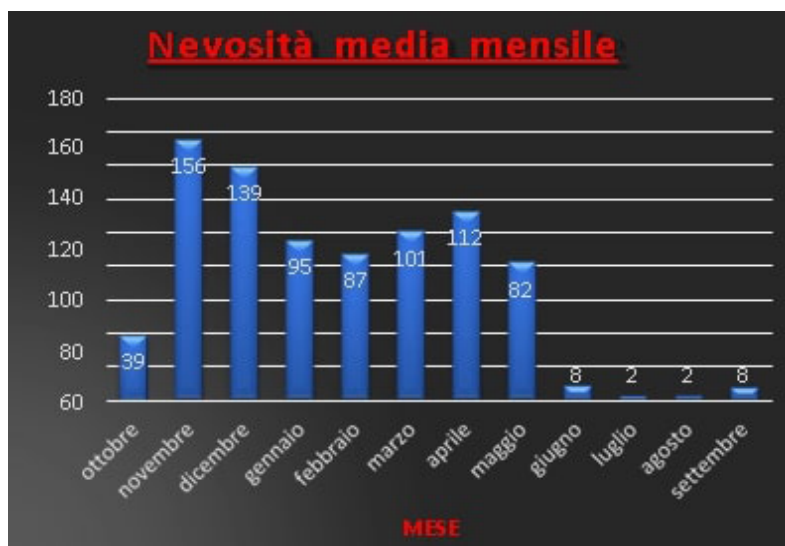


Fig. 3 - Grafico raffigurante le medie mensili di precipitazione nevosa espressi in cm.

vaso omonimo, il più grande della valle. L'intera area è contornata da un profilo di cime che si ergono ad una quota che varia tra i 3000 e i 3400 m. La cima più alta è il Blinnenhorn, 3374 m s.l.m.

I valichi più significativi che la collegano alla Svizzera, a nord ed ovest e alla restante vallata a sud, sono il Passo di Griess 2469 m (verso il Nufenenpass CH), il Passo di Lebendun (verso la Val Vannino 2900 m e l'Hosanjoch 3100 m (Valle di Binn ad Ovest).

Come detto in precedenza, l'alta Val Formazza è caratterizzata da numerosi apparati glaciali che risultano alquanto insoliti per le quote alle quali si trovano. Decenni fa il ghiacciaio del Sabbione, da cui prende il nome l'invaso artificiale, formava un'unica lingua che riempiva l'intera vallata principale; ora al di sopra del lago il ghiacciaio si è diviso in due apparati differenti: settentrionale e meridionale.

Anche se in forte regressione e ridotto ormai a poco più di una lingua di neve,

persiste il ghiacciaio di Ban, posto sul versante settentrionale della linea di cresta che separa l'Alta Val Formazza dal vallone di Nefelgiù.

Il più grande apparato della valle, anche se in territorio elvetico, è quello del Griess; dalla cima del Blinnenhorn raggiunge l'invaso artificiale posto a 2300 m. È il più grande, per estensione, delle Alpi Lepontine.

## STUDIO ED ANALISI CLIMATICA

Come detto lo studio climatico può avvenire su scale differenti; a livello macroclimatico la Val Formazza può essere inserita nella fascia con clima continentale temperato.

I fattori che caratterizzano il macroclima della zona sono principalmente a livello geografico:

- posizione di transizione tra area continentale centro-europea e mediterranea;
- vicinanza al mar Mediterraneo.

Nelle stagioni estive e invernali la presenza dell'alta pressione risulta più marcata e stabile che nei restanti periodi dell'anno. L'area del Piemonte si connota come zona di scontro di masse d'aria continentali provenienti dalla piana del Po, flussi d'aria provenienti dal Mediterraneo e correnti atlantiche.

Un altro livello a cui può essere utile fare una valutazione climatica è quello a mesoscala; viene fatta una considerazione sulla provincia del Verbano-Cusio-Ossola, nella quale ricade la Val Formazza. I caratteri principali del clima ossolano sono:

- vicinanza a grandi laghi (lago Maggiore) e ad altri invasi minori ma molto diffusi nella zona;
- climatologia tipica alpina: temperature rigide, forte escursione termica annua e precipitazioni abbondanti.

La media annua delle precipitazioni, 1680 mm, è un chiaro indice che delinea l'area come una delle più piovose d'Italia; la media nazionale infatti è di soli 980 mm.

Questo valore può essere motivato del fatto che sulla Pianura Padana e sul Lago Maggiore si formano grandi masse d'aria umide che, sospinte dai venti, risalgono le pendici montuose scaricando grandi quantità di precipitazioni.

Altro fattore è la vicinanza con la valle del Rodano che permette un forte afflusso di masse d'aria fredde.

A livello microclimatico, invece, per poter ricostruire i possibili moti circolatori all'interno della vallata bisogna analizzare le caratteristiche morfologiche.

Per lo studio microclimatico, l'analisi si è basata sulle due centraline meteorologiche presenti in valle. Una di queste è posta a 2453 m, sulla piana dei Camosci, a poche centinaia di metri dal passo del Griess. Questa ha fornito allo studio dati riguardanti: temperatura, umidità, vento, quantitativi di pioggia, neve fresca e altezza del manto nevoso.

La stazione di Formazza Sabbione, posta adiacente all'omonimo vaso, ha fornito dati riguardo la neve cumulata mensilmente.

La vicinanza della stazione Formazza al piano dei Camosci, risente della vicinanza al passo del Griess, il quale rappresenta un importante corridoio in grado di fornire diretto accesso alle masse d'aria provenienti dalla Valle del Rodano.

L'altra stazione invece, Formazza Sabbioni, è posta in un punto che risulta essere il collettore di 3 valichi importanti che spesso consentono l'ingresso di perturbazioni o nuvolosità persistente dalla valle di Binn.

## PARAMETRI METEOROLOGICI ANALIZZATI

### Temperatura

Di questo parametro abbiamo a disposizione una serie di dati registrati giornalmente dal 27 ottobre 1988.

La temperatura minima registrata è stata di  $-28,2^{\circ}\text{C}$ , il 7 febbraio del 1991; il 4 luglio del 2015 si è raggiunta la temperatura massima di  $+21,2^{\circ}\text{C}$ .

La temperatura media calcolata sull'intero periodo storico è di  $-0,26^{\circ}\text{C}$ ; la temperatura minima media è di  $-4^{\circ}\text{C}$ , mentre quella massima di  $+3,99^{\circ}\text{C}$ .

I dati registrati mostrano come, dal punto di vista di valori record, non è un'area particolarmente significativa. Tuttavia la temperatura media sull'intero arco temporale conferma la peculiarità climatica dell'area, rispetto a zone simili poste alle medesime quote sul restante arco alpino. Nella zona dell'Alta Val Formazza risultano porzioni territoriali ancora soggette a permafrost a quote non così elevate (circa 2300 m); per questo motivo si è deciso di analizzare la frequenza annuale di "giorni di ghiaccio" sulla zona.

Con questo termine si indicano quei giorni in cui la temperatura non è salita al di sopra degli zero gradi.

In un anno solare, la media di giorni di ghiaccio è 108; si segnala come negli ultimi 27 anni ci sia una progressiva diminuzione di questi. L'andamento della curva non risulta molto lineare, infatti gli ultimi 8 anni hanno registrato una diminuzione sempre più significativa (grafico Fig. 2).

### Precipitazioni

Le precipitazioni liquide sull'area hanno registrato un massimo il 14 ottobre del 2000, con un quantitativo cumulato nelle 24 ore di 170 mm.

La precipitazione nevosa maggiore, registrata nelle 24 ore, è stata di 128 cm, il 16 novembre 2002.

La media annuale di precipitazione liquida cumulata è di 895,9 mm. L'anno in cui si è registrata una maggiore piovosità è stato il 2000 con ben 1326,2 mm; quello meno piovoso il 2009 con 404,6 mm.

Per quanto concerne le precipitazioni nevose, la media annuale è di 811 cm e l'anno più nevoso è stato proprio il 2009, più precisamente la stagione invernale 2008-09, con 995 cm. Curioso notare come l'anno più nevoso abbia coinciso con quello meno piovoso.

Essendo la Val Formazza all'estremità settentrionale dell'intero territorio Verbanese, le perturbazioni provenienti da sud, che quindi beneficiano del Lago Maggiore per aumentare la loro consistenza, scaricano gran parte del quantitativo prima di raggiungere l'area di Formazza. Questo si evince dai dati di Regione Lombardia da cui si estrapola, come valore medio annuale di precipitazioni piovose, 1680 mm su un arco temporale che parte dal 1960.

### Umidità

Il fattore umidità è importante valutarlo per comprendere appieno il clima di una zona; la presenza massiccia di laghi e invasi nella zona porta questo valore a una media del 69,5%, sintomo di clima fortemente umido.

### Vento

Come detto in precedenza, il territorio formazzino è molto vicino al bacino del Rodano che consente l'ingresso a grandi masse d'aria. Per di più la vicinanza con la catena alpina dell'Oberland Bernese, con masse glaciali importanti e cime che raggiungono i 4000 m, la espone a impetuosi e gelidi venti.

L'area è soggetta a costante ventilazione, prevalentemente dai settori settentrio-

nali. Principale corridoio d'ingresso è il passo del Griess con un'asse longitudinale nord-sud.

Essendo zona di confine si è poi voluto analizzare la ricorrenza del fenomeno del Foehn; masse d'aria si innalzano sui versanti montuosi settentrionali raffreddandosi, per poi precipitare su quelli meridionali acquisendo però maggiore riscaldamento rispetto a quello perso in fase di ascesa.

Il Foehn ricade in quelli che vengono definiti fenomeni di Severe Weather, quindi fenomeni meteorologici rari e particolarmente intensi. Questo genera una situazione con umidità molto bassa  $<40\%$  e forti escursioni termiche rispetto al periodo.

Su un totale di 8653 giorni analizzati solo 21 sono risultati soggetti a questo tipo di fenomeno in modo significativo; l'area non risulta particolarmente soggetta.

## FOCUS STAGIONE INVERNALE

L'area di Formazza, benché non presenti quote particolarmente elevate, sembra subire il cambiamento climatico in maniera ridotta rispetto al resto dell'arco alpino.

Anche qui si registrano forti diminuzioni degli spessori e superfici delle masse glaciali, ma più modeste rispetto alle restanti.

È stato effettuato uno studio sulle precipitazioni nevose annuali; sulla serie storica analizzata (1952-2010) si registra un lieve calo.

Le medie mensili presentano un novembre nel quale mediamente si ha maggior apporto nevoso; la stagione invernale presenta due massimi a livello di precipitazioni nevose: novembre/dicembre e marzo/aprile, quindi rispettivamente a fine autunno e inizio primavera (Fig. 3). Il mese più freddo dell'anno è febbraio con una temperatura minima che mediamente si attesta sui  $-11,6^{\circ}\text{C}$ ; la temperatura massima media è di  $-2,3^{\circ}\text{C}$ .

Si è calcolato il coefficiente nivometrico (rapporto percentuale tra quantità

Fig. 4 - Grafico dell'andamento storico di neve cumulata nei mesi di novembre e dicembre.

Fig. 5 - Grafico per valutare posticipo delle precipitazioni stagionali.

Fig. 6 - Grafico che evidenzia possibili effetti dei cambiamenti climatici in corso.

di neve caduta, espressa in mm considerando 1mm=1cm, e la quantità totale di precipitazione annuale) e fatta una media di totale di questo; il risultato è del 50%, ovvero mediamente durante l'anno solare cade la stessa quantità di pioggia e neve.

Il periodo invernale in alta Formazza dura circa 7 mesi; a questo risultato si è

arrivati considerando come inizio e fine della stagione una nevicata con accumulo >5 cm.

Mediamente la prima nevicata si ha tra la prima e seconda decade di ottobre, mentre l'ultima verso la fine di maggio. Negli ultimi anni si è osservato sempre più frequentemente come la stagione invernale si stesse spostando avanti nel

tempo; novembre e dicembre con temperature al di sopra delle medie stagionali, talvolta con assenza di precipitazioni, e primavere disturbate da afflussi di aria artica, sono alcuni sintomi di un clima che sta subendo un cambiamento. Il problema delle sempre più esigue precipitazioni nevose annuali porta ad osservare maggiori zone di erosione che le precipitazioni invernali faticano a ricoprire, in quanto si tratta di neve più asciutta e spesso accompagnata da forti venti. Di conseguenza il processo di fusione primaverile viene accelerato, in quanto queste zone non ricoperte di neve assorbono maggior quantità di raggi solari.

Di seguito (Fig. 4) è riportato il confronto tra il numero dei giorni di neve e il quantitativo cumulato per i mesi di novembre e dicembre.

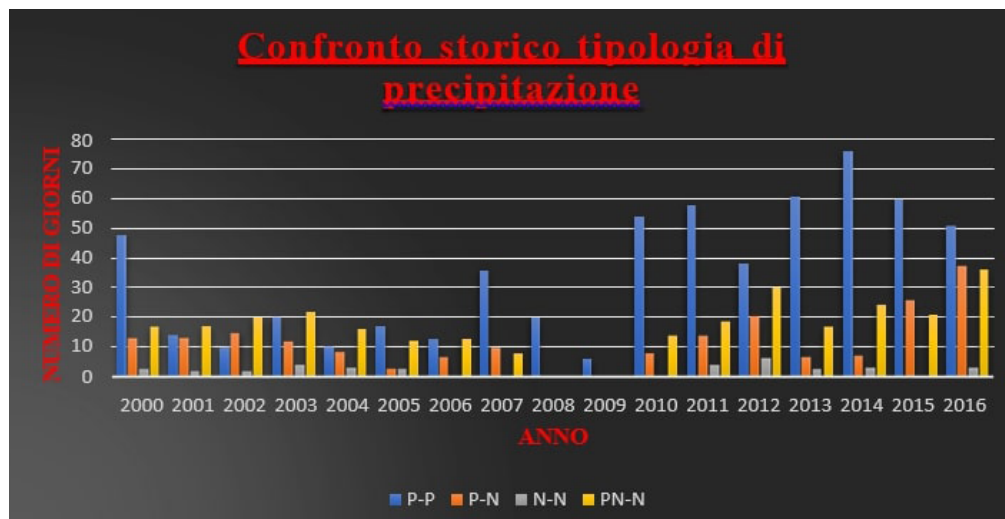
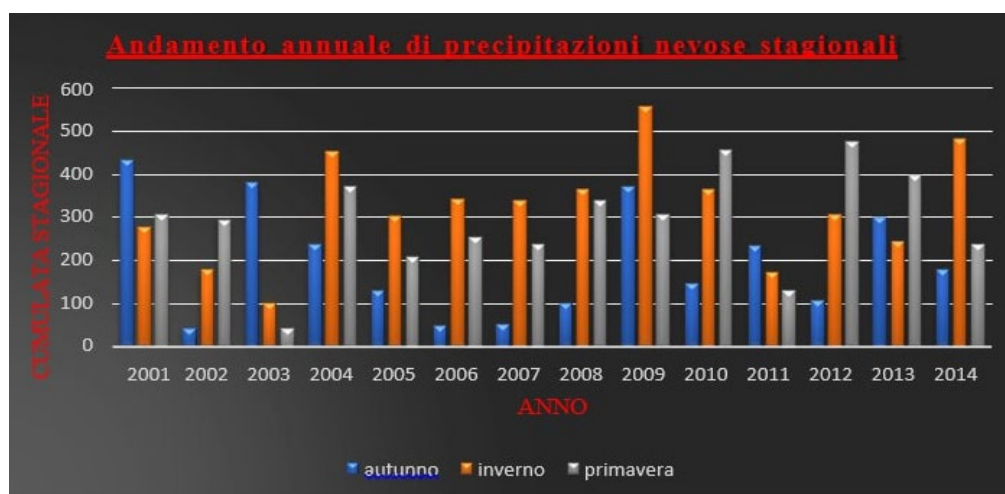
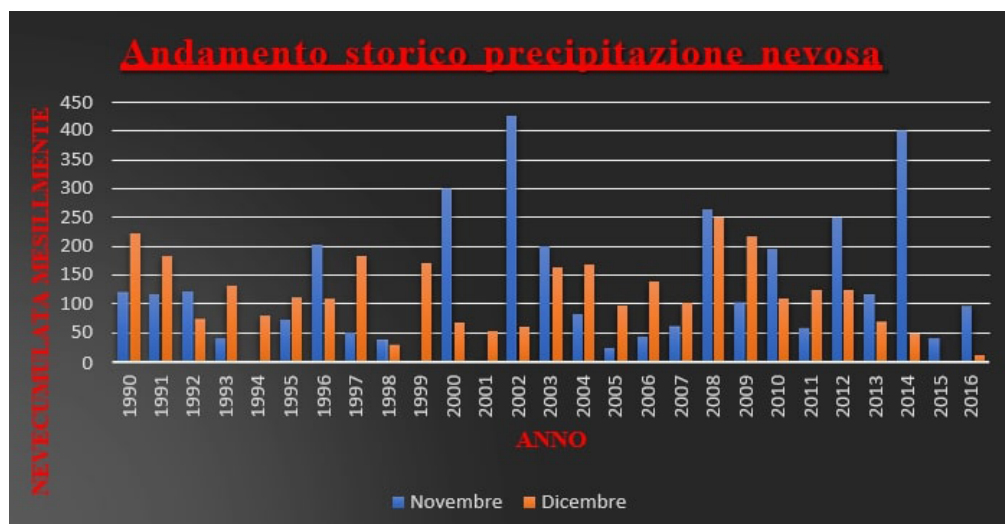
Come si evince dal grafico, l'andamento è molto oscillante, ma negli ultimi anni c'è stata una forte riduzione soprattutto per quanto concerne il mese di dicembre. Un altro aspetto importante da valutare è il numero medio di giorni con copertura nevosa; la media è di 232 giorni, valutata sull'anno solare. Il massimo è stato registrato nel 1994 con ben 280 giorni, mentre il minimo con 201 nel 2000.

Secondo quanto riportato da "L'innevamento naturale delle Alpi Piemontesi" a cura di Arpa Piemonte, i cambiamenti climatici hanno portato riduzioni non solo in termini di quantità di precipitazioni nevose ma anche di spessore e durata del manto nevoso.

Lo studio riporta una forte diminuzione di precipitazioni nevose al di sotto dei 1000/1500 m; lo studio riguardante tutti i siti montani all'interno della regione Piemonte ha presentato un deficit più modesto (pari al 10%) solo per la stazione Toggia in Formazza.

Per quanto riguarda i giorni di copertura nevosa annuale, nella stessa stazione si è registrato un calo del 7%, che risulta essere il minore rispetto alle altre aree montane (Fig. 5).

Avendo a disposizione parametri meteorologici anche per la centralina di valle,



denominata Formazza Bruggi a 1226 m di quota, si è effettuato un confronto tra i diversi parametri, rispetto a Formazza 2453 m.

Lo studio precedentemente citato, eseguito da Arpa Piemonte, riporta come il numero di giorni e le quantità di neve siano diminuite solo del 10% nella stazione Formazza Toggia; non rispecchia questa tendenza la centralina di valle, nella quale si è registrato un calo del 34%, in linea con i valori ottenuti per altri siti regionali (Fig. 6).

Significato delle sigle: P-P (pioggia in entrambe centraline), P-N (pioggia a valle e neve a monte), N-N (neve in entrambe), PN-N (sia pioggia che neve a valle e neve a monte).

Si evince dal grafico che c'è stato un aumento dei giorni di pioggia in entrambe le stazioni, il che può essere causato da una tendenza storica con anni più piovosi rispetto ad altri.

Risulta più interessante notare come sia in aumento il numero di giorni in cui a valle piove e nevica; questo può essere un effetto diretto dei cambiamenti climatici, che portano ad un innalzamento della quota neve.

Anche i giorni di pioggia a valle e neve in quota si dimostrano in aumento.

## FOCUS STAGIONE ESTIVA

Lo studio focalizzato sulla stagione estiva ha l'obiettivo di analizzare le precipitazioni liquide che, per la quasi totalità, si riversano sul territorio durante la stagione estiva; in particolare nei mesi di giugno, luglio, agosto e settembre. Infatti nei restanti mesi le precipitazioni si presentano unicamente in forma solida. Nell'grafico di Fig. 7 viene riportata la piovosità nei mesi analizzati. Il mese più piovoso è settembre con 167 mm.

Dalle analisi effettuate emerge che la maggior parte delle precipitazioni sono alimentate da correnti settentrionali, quindi con ingresso di masse d'aria umide dalla Valle del Rodano.

In conclusione si tratta di un'area dove piove molto, a dimostrazione dei quan-



Fig. 7 - Piovosità nei mesi estivi.

titativi trovati per i mesi di giugno e settembre, ma le precipitazioni risultano distribuite sulla stagione.

## INDICI CLIMATICI

A completamento dell'analisi microclimatica è stato calcolato l'indice bioclimatico di Riva Martinez; questo consente di classificare il clima presente.

$$It = (T + m + M) / 10$$

"T": temperatura media annua

"m": temperatura minima media del mese più freddo (febbraio -11.6 °C)

"M": temperatura massima media del mese più freddo (febbraio -2.3 °C)

Il risultato è di  $It = -1,5$

Il tipo di clima proposto da Riva-Martinez è di tipo freddo ( $-4 < It < -1$  clima freddo).

## CONCLUSIONI

Si è proposta una metodologia riguardante l'analisi microclimatica, con i dati a disposizione; lo studio del tempo climatico è avvenuto in modo complessivo, analizzando la variabilità ordinaria e fenomeni di Severe Weather.

In generale, si può affermare che il bacino del Sabbione ha un'alta capacità di assorbimento anche dei fenomeni intensi.

Per la sua posizione settentrionale e il suo sviluppo longitudinale, subisce l'irruzione di masse d'aria di origine Scandinava che portano precipitazioni nevose e favoriscono un clima rigido.

Nell'analisi dei valori estremi, per ogni parametro, si può osservare che le date di ricorrenza cadono in gran parte dopo

il 2000. Nonostante la serie storica non sia sufficientemente estesa per poter fare una tale considerazione, questi potrebbero essere dei segnali d'allarme di un clima che sta mutando, portando fenomeni sempre più intensi.

I risultati più significativi sono i seguenti:

- Clima particolarmente rigido
- Fenomeno delle nubi basse abbastanza frequente
- Circolazione prevalentemente da Nord
- Minor precipitazione nevosa cumulata annualmente
- Fenomeni Severe Weather non particolarmente frequenti e incidenti
- Diminuzione dei giorni di copertura nevosa
- Riduzione dei giorni di neve, con aumento di quelli piovosi nella stazione di valle
- Apparente spostamento della stagione nevosa verso stagione primaverile.

L'area trattata è molto sensibile ai cambiamenti climatici in atto, soprattutto per la presenza di apparati glaciali a quote relativamente basse; nonostante i segnali d'allarme si percepiscano anche qui, il cambiamento risulta più lento rispetto alle altre aree montane.

## Bibliografia

**Autore:**

ALESSANDRO MEZZENZANA

**Titolo dell'opera:**

ALTA VAL FORMAZZA: IL SUO CLIMA

**Ente di riferimento:**

TESI DI LAUREA POLITECNICO DI MILANO





# ASPETTI GIURIDICI

2

Il progetto Skialp@GSB

Quali novità nel diritto della  
montagna?

# il PROGETTO SKIALP@GSB

**Maurizio Flick**<sup>1</sup>  
Avvocato e Docente di Diritto  
Forestale e Ambientale -  
Università degli Studi di Padova

## QUALI NOVITÀ NEL DIRITTO DELLA MONTAGNA?

### **THE SKIALP@GSB PROJECT** **What's new in mountain law?**

*The article proposes a summary of the Skialp project, carried out between 2018 and 2022 in Valle d'Aosta with the aim of making the Gran San Bernardo valley a reference point for ski mountaineering. By addressing the project, the Author goes through the evolution of mountain law, showing how responsibilities for operators in the field have gradually grown over time and how this trend can affect the project development. And this is the case of the following actors in the field: ski-lift operators for accidents on ski slopes and off-piste; public administration for accidents in populated and scarcely populated areas; mountain hikers, climbers, ski-mountaineers and free riders; last but not least, mountain professionals, mountain guides instructors and accompanying people.*

*Information is the key. Today, the more information is provided, the least is the risk of being sued for any accidents. Players in the field should start from the assumption that for any kind of activity carried out, corresponding responsibility may arise in case of accident.*

L'articolo propone una sintesi del progetto Skialp. un progetto realizzato tra il 2018 e il 2022 in Valle d'Aosta diretto a far diventare la Valle del Gran San Bernardo un punto di riferimento per lo scialpinismo. L'Autore, contestualizzando il progetto, ripercorre l'evoluzione del diritto alla montagna evidenziando come le responsabilità in capo a chi vi opera siano progressivamente aumentate nel tempo e come questo trend possa incidere sulla realizzazione del progetto. È questo il caso delle seguenti figure: il gestore degli impianti per incidenti in pista e fuori; la pubblica amministrazione per incidenti in zone antropizzate e non antropizzate; i fruitori della montagna, alpinisti, sci-alpinisti e free rider; infine, i professionisti della montagna, guida, maestro e accompagnatore.

La chiave di volta si rinviene nell'informazione. Oggi, più informazioni si forniscono e meno si corre il rischio di essere chiamati a rispondere per eventuali sinistri. Bisogna partire dal presupposto che qualsiasi attività realizzata può creare un affidamento e dunque una corrispondente responsabilità in caso di sinistro.



## CHE COS'È IL PROGETTO SKIALP?

Il progetto Skialp è un progetto di studio con l'ambizioso obiettivo di far diventare la valle del Gran San Bernardo un punto di riferimento per lo scialpinismo.

È un progetto transfrontaliero, realizzato tra il 2018 e il 2022 tra Italia e Svizzera, a cui hanno partecipato diversi soggetti, tra cui numerosi Comuni italiani e del vallesse, diverse Società di Guide Alpine, Fondazioni e enti di ricerca.

Si tratta di un progetto pilota, all'avanguardia. Sostanzialmente l'idea era quella di creare all'incirca **30 itinerari** da caricare su una piattaforma on-line, con possibilità di intervento delle guide che possono aggiornarne le condizioni qualora lo abbiano recentemente percorso. La finalità? Richiamare sul versante italiano del Gran San Bernardo un numero sempre più alto di sci-alpinisti.

La materia è così particolare, così specifica, così di nicchia, che alla domanda se il progetto sia o meno realizzabile è difficile rispondere con un secco "sì" o "no". Non ci sono norme specifiche, come a volte ci si potrebbe aspettare, che indichino direttamente quali condotte siano

lecite e quali no.

Si tratta allora di partire dai principi generali del nostro ordinamento, dalla cultura della montagna che si annida nel nostro Paese per poter provare a dare qualche risposta. E il dato più profondo, che emerge già a prima vista, è quello di un approccio molto diverso tra Italia e Svizzera: in Svizzera **il principio di autoresponsabilità** è il cardine per comprendere l'approccio alla montagna. Potremmo liquidare la questione in poche parole dicendo che in Svizzera chi va in montagna si assume tutti i rischi delle attività che pone in essere.

E che in Italia, al contrario, chi va in montagna e subisce un danno - a volte anche quando non lo merita - può sperare di ottenere comunque un risarcimento.

Bisogna contestualizzare questo progetto nel panorama attuale e tenere in considerazione come il diritto della montagna sia un ottimo barometro, in grado di fotografare i tanti cambiamenti che si registrano a livello sociale, in particolare nell'ambito della responsabilità civile; si tratta di una materia di nicchia, particolare, molto specialistica. E i temi che abbiamo trattato in questo progetto sono

una nicchia nella nicchia. Il diritto della montagna rappresenta egregiamente un *trend*, un andamento più generale che ci restituisce un quadro di come si è evoluta nel tempo la nostra società e la nostra relazione con la montagna.

## L'EVOLUZIONE IN ITALIA DEL DIRITTO DELLA MONTAGNA NEGLI ULTIMI 30-40 ANNI

Un primo dato mi sembra sotto gli occhi di tutti. Rispetto a 30-40 anni fa **il diritto è oggi molto più presente in montagna**: disciplina molte più attività e sanziona molti più comportamenti.

Abbiamo assistito a numerosi ed epocali cambiamenti: il turismo di massa in montagna è aumentato esponenzialmente; gli sport di montagna si sono notevolmente evoluti e così anche gli strumenti con cui praticarli.

Tutte novità che hanno portato vantaggi indiscutibili per le comunità montane, ma che hanno anche fatto emergere nuovi problemi, nuovi nodi da sciogliere. Di fatto, però, agli occhi di molti, oggi **il diritto in montagna risulta opprimente**.

Siamo passati nel nostro ordinamento da una lunga fase durata oltre un secolo, tutto l'Ottocento e buona parte del Novecento, in cui dominava l'ideologia della fatalità, della disgrazia attribuita sempre e comunque a fenomeni naturali. Venivamo da un'epoca in cui tutto era considerato fatalità e non si individuava quasi mai un responsabile per le vittime della modernità.

Solo che dall'eccesso dettato dallo scaricare le colpe di qualsiasi evento alle disgrazie, alle fatalità e alla natura, siamo finiti all'estremo opposto: oggi assistiamo alla tendenza contraria e speculare che porta a scaricare sui titolari di posizioni di garanzia le responsabilità per qualsiasi danno che si verifichi.

Vi è una diffusa concezione della società come se fosse composta tutta e solo da minori, esentati da responsabilità; c'è un'indisponibilità a confrontarsi col



concetto di disgrazia che oramai è attribuita sempre e solo a deficienze umane. Provo a spiegarmi con un esempio: se trent'anni fa uno sci-alpinista avesse causato in Italia una valanga in uno spazio aperto e incontaminato durante un'ascensione, un'ipotetica corte chiamata a giudicarlo avrebbe probabilmente indagato esclusivamente le sue eventuali responsabilità e nulla più. Oggi quell'ipotetica corte verosimilmente rifletterebbe anche sull'eventuale responsabilità di tanti altri soggetti:

- 1) in primo luogo, di quella dell'**esercente funiviario** che ha trasportato da valle a monte lo scialpinista, magari perché non lo ha informato sui rischi di quell'area, ad esempio il canalone in cui si è verificato il sinistro notoriamente scarica.
  - 2) In secondo luogo, oggi probabilmente quella corte sarebbe chiamata a valutare eventuali responsabilità del **sindaco** del comune in cui la valanga è caduta, magari per non aver inibito l'accesso a quell'area a fronte del marcato rischio valanghe.
  - 3) E ancora, l'ipotetica corte potrebbe essere chiamata anche a valutare la responsabilità della **guida alpina, del maestro di sci, dell'accompagnatore di media montagna**, in sintesi dei professionisti della montagna, che passavano nelle vicinanze e non sono intervenuti nei soccorsi.
- E si potrebbe andare avanti...

## IL CONTESTO IN CUI SI ANDREBBE OGGI A INSERIRE IL PROGETTO SKIALP

Partiamo da una considerazione di fondo: nel nostro Paese assistiamo ad una sempre **maggiore tutela del fruitore della montagna** a scapito del principio di **autoresponsabilità**.

Il turismo di massa in montagna ha portato ad aprire le maglie dei risarcimenti, per molto tempo in Italia è stata agevolata la posizione del danneggiato. Non è un caso che oggi si pongano molte più domande se il gestore, il sindaco,



la guida o il maestro avrebbero potuto prevedere il danno, prevenirlo e, soprattutto, evitarlo.

In Italia è venuta meno la concezione di montagna come luogo incontaminato in cui il montanaro si assume la responsabilità per i danni che può subire durante un'ascensione.

Oggi, in caso di danno, si parte dal presupposto che il danneggiato inizia a prescindere dai fatti occorsi a cercare chi possa risarcirlo.

Questi aspetti sono fondamentali per valutare se e, nel caso come, possa essere ragionevole realizzare un progetto come Skialp.

Sia ben chiaro, è un *trend* che non riguarda solo la montagna, è un andamento generale, una tendenza, un orientamento complessivo del nostro sistema per cui **un tempo si risarciva poche volte e con poco denaro, mentre oggi sono aumentati i casi in cui si risarcisce ed è aumentato il valore dei risarcimenti**.

Tanti sono i parallelismi che potremmo fare con la responsabilità medica e forse si può comprendere meglio come queste dinamiche potrebbero portare a derive, ad esempio a emulare quanto accaduto per lungo tempo in ambito sanitario con la famigerata "medicina difensiva"<sup>1</sup>. Con-

dotte miopi che, traslate in ambito montano, potremmo chiamare di "montagna difensiva": gli operatori della montagna, a diverso titolo, potrebbero adottare deplorevoli condotte di autotutela perché mossi dalla paura di non potersi difendere adeguatamente in giudizio.

## IN CASO DI REALIZZAZIONE DEL PROGETTO SKIALP CHI E IN QUALI CASI POTREBBE ESSERE CHIAMATO A RISPONDERE?

Il progetto Skialp ha trattato i soggetti principali che potrebbero essere chiamati a rispondere ed in particolare: il gestore degli impianti per incidenti in pista e fuori; la pubblica amministrazione per incidenti in zone antropizzate e non antropizzate; i fruitori della montagna, alpinisti, sci-alpinisti e *free rider*; infine, i professionisti della montagna, guida, maestro e accompagnatore.

Di seguito una breve disamina del quadro di insieme rispetto a queste figure.

### A – IL GESTORE DEGLI IMPIANTI

Il **gestore degli impianti** di risalita fino agli anni 2000 era sostanzialmente considerato responsabile per i sinistri



durante la fase di risalita (su *ski-lift*, funivia, seggiovia), quasi mai per quelli che si verificavano durante la discesa su pista. Con la legge n. 363/2003 risalita e discesa sostanzialmente si equiparano con la conseguenza che sono aumentati notevolmente i casi di responsabilità dei gestori delle aree sciatiche attrezzate (Contratto di skipass).

Per il gestore degli impianti ci siamo prefigurati tre ipotesi di sinistro: a) su pista; b) su fuori pista; c) su piste di fatto.

Principalmente per il progetto Skialp può interessare il caso del fuoripista e, soprattutto, il caso in cui il gestore accompagna da valle a monte con la funivia o altro mezzo il *free rider* o lo scialpinista pubblicizzando l'attività sciatoria da monte a valle, quindi con scopo di lucro, ma non fornendo le dovute informazioni sul rischio che comporta scendere tramite questi itinerari di alta montagna. Già da questo sintetico quadro si può

dedurre l'importanza degli obblighi informativi, che spesso sono tenuti poco in considerazione ma che possono mutare profondamente le sorti di un eventuale giudizio.

## B – LA PUBBLICA AMMINISTRAZIONE

Discorso similare vale per la **pubblica amministrazione** e in particolare per i sindaci dei piccoli comuni montani: Anche in questo caso col tempo è mutato il criterio di attribuzione della responsabilità: non più quello della responsabilità extra contrattuale in capo alla P.A. (ex art. 2043 c.c.), ma una responsabilità da cose in custodia (ex art. 20151 c.c.). La conseguenza è che diventa molto più semplice, anche in questo caso, per il danneggiato ottenere il risarcimento del danno. L'altra faccia della medaglia è però un carico di responsabilità molto pesante in capo ai pubblici am-

ministratori.

Rispetto al progetto Skialp anche per la pubblica amministrazione siamo partiti dalla macro-distinzione relativa al luogo in cui il sinistro si verifica: zone antropizzate e zone non antropizzate.

È importante questa distinzione perché è lo spartiacque tra due criteri di attribuzione della responsabilità molto diversi tra loro: responsabilità extra contrattuale per le zone non antropizzate (ex art. 2043 c.c.) e responsabilità da cose in custodia per le zone antropizzate (ex art. 2051 c.c.).

Nelle zone **non antropizzate** ad esempio, se la valanga cade dal monte completamente isolato e non frequentato, presumibilmente sarà il povero scialpinista vittima della valanga che dovrà dimostrare la responsabilità della pubblica amministrazione e in particolare dimostrare che la pubblica amministrazione era a conoscenza di quel pericolo, e che avrebbe potuto evitare che si verificasse quel danno.

Un onere della prova rigoroso in capo allo scialpinista che spesso difficilmente gli permette di ottenere il risarcimento. Basti pensare alle condizioni mutevoli del manto nevoso e a come, in caso di caduta di una valanga, uno scialpinista difficilmente pensi a reperire le prove per un eventuale giudizio bensì a salvarsi la vita.

Nel caso in cui la valanga cada invece in una zona **antropizzata** c'è da chiedersi se l'ipotetica traccia caricata dalla pubblica amministrazione su Internet possa essere un elemento che trasmette tranquillità allo scialpinista. A mio avviso, la risposta è certamente affermativa: un conto è l'itinerario caricato sulla piattaforma da un amatore che va in montagna; un conto è l'itinerario caricato da un ente locale che si suppone abbia molte più informazioni e competenze dell'appassionato che si reca in montagna.

In un caso del genere il criterio di imputazione della responsabilità in capo alla pubblica amministrazione molto probabilmente sarebbe quello individuato dall'articolo 2051 c.c. per la responsa-

bilità da cose in custodia. Peraltro, è da evidenziare come con la c.d. "direttiva valanghe" n.231 del 2019 tra le zone antropizzate siano ricomprese le piste da sci. Sul punto si evidenzia come i sindaci dovranno gestire le emergenze e in particolare decidere la chiusura delle piste da sci e se c'è un pericolo imminente di slavina.

In questi casi si può ritenere che il danneggiato debba solo dimostrare di aver subito il danno in quel determinato luogo, starà poi al sindaco, o chi per lui, dimostrare che si è trattato di caso fortuito, che si è adoperato in ogni modo affinché quel sinistro non si verificasse.

### C – RESPONSABILITÀ DEL FREE RIDER O SCIALPINISTA

In caso di scontro tra sciatori fuori dall'area sciabile attrezzata, o qualora uno sciatore in fuoripista sia travolto da una valanga determinata da un altro sciatore, la responsabilità civile torna a dimensionarsi nel suo assetto minimale, quello disciplinato dall'articolo 2043 c.c. La volontaria esposizione al rischio di danno costituisce un elemento importante ai fini del giudizio di responsabilità, in questo caso ci si riferisce a rischio sportivo.

### D – GUIDA ALPINA E MAESTRO DI SCI

Medesimo discorso vale per **guide alpine e maestri di sci**: tranne in caso di macro-colpe, errori grossolani, un tempo era impensabile l'ipotesi di una causa vittoriosa contro la guida o il maestro di sci. Oggi non è più così: assistiamo ad un'inversione dell'onere della prova e molto spesso è il professionista della montagna (il maestro di sci o la guida) che in giudizio deve cercare di discolarsi.

**Rispetto al progetto Skialp, se pensiamo alla guida che aggiorna lo stato dell'itinerario sulla piattaforma è chiaro che si crea una sorta di affidamento.** L'input fornito dalla guida assume valore differente rispetto a quello che potrebbe fornire il contributo di un semplice amatore. La guida così facendo informa sullo stato dei luoghi e lo fa tramite l'occhio di un professionista della montagna. Ora, è chiaro che le condizioni del manto nevoso mutano anche nel giro di pochi minuti e che pertanto l'affidabilità di un eventuale aggiornamento dovrebbe valere per un tempo molto limitato.

Però, come si può dimostrare in quanto tempo è mutata la condizione dei luoghi?

Come si può dimostrare che l'informazione fornita dalla Guida era corretta alle ore 14:00 e poi alle 15:00 il vento ha modificato le condizioni del manto nevoso, lo stato dei luoghi e di sicurezza? Certamente la guida che intendesse aggiornare l'itinerario dovrebbe pesare con molta cautela le parole da utilizzare. In passato, l'onere di provare l'adempimento della guida ricadeva sull'accompagnato e la colpa costituiva il criterio per giudicare la qualità della prestazione e, dunque, l'esistenza stessa dell'inadempimento. Ciò significava che se non fosse stata fornita prova della colpa della guida, non sarebbe potuto sorgere il diritto al risarcimento a favore del cliente. Quindi, se durante un'escursione uno degli accompagnati subiva una lesione o comunque un danno, il cliente stesso, per conseguire il risarcimento, doveva dimostrare: a) di aver subito un danno; b) che la guida si era resa inadempiente al contratto tenendo un comportamento negligente o imprudente o di scarsa perizia o, comunque, colposo.

Oggi il cliente danneggiato deve provare unicamente a) il danno subito, b) il nesso di causalità, c) l'esistenza di un contratto.

Il cliente dovrà semplicemente alle-



gare l'inadempimento della guida, su quest'ultima graverà l'onere di provare di aver adempiuto correttamente, ovvero che l'inadempimento è stato dettato da cause a lui non imputabili, dimostrandolo. Ma la guida non può limitarsi a dimostrare di essere stato diligente, dovrà anche individuare la specifica causa che gli ha reso impossibile l'esecuzione della prestazione: il comportamento del cliente che ha causato il danno; la caduta della valanga causata in maniera imprevedibile da altri sci-alpinisti.

Solo la dimostrazione di uno di questi fattori, unitamente alla prova della diligenza, varrà infatti a esonerare il professionista della montagna da responsabilità, consentendo di acclarare con certezza che l'impossibilità della prestazione esulava dalla sua sfera di controllo.

Bisogna avere sempre chiaro il quadro di riferimento rispetto a guide alpine e maestri di sci. Il criterio differenziale si rinviene nella legge n. 6 del 1989 che prevede una riserva in favore delle guide alpine per l'uso di tecniche e di materiali alpinistici. La conseguenza è un'espressa esclusione per i maestri di sci. Tale differenza, *summa divisio*, non sempre viene

concretamente realizzata nella pratica.

## QUESITI E QUALCHE RISPOSTA DELLA GIURISPRUDENZA

Ci siamo posti diverse domande rispetto ai tanti casi che si possono presentare, qui ne posso condividere solo qualcuna. Ad esempio:

- Possiamo accostare la disciplina relativa ai sentieri di montagna a quella degli itinerari caricati sulla piattaforma per Skialp?
- Si possono prefigurare responsabilità in capo al compilatore di mappe e guide?
- Il preparatore di sentieri, ferrate e vie di arrampicata può essere considerato responsabile in caso di sinistro?
- Quali responsabilità possono profilarsi in capo al proprietario del terreno su cui si verifica il sinistro?
- È diverso se la traccia dell'itinerario viene caricata sulla piattaforma da un ente locale o da un privato scialpinista?

Nel volume abbiamo cercato di fornire le nostre risposte per allargare il quadro di insieme rispetto a un progetto tanto ambizioso.

- La giurisprudenza di merito ci sollecita qualche considerazione. Vi sono due sentenze della corte d'appello di Trento che fanno riflettere sul concetto di certezza del diritto e su come possa essere rischioso, anche per un pubblico amministratore in buona fede, un progetto come Skialp proprio alla luce del frastagliato quadro di insieme.

La prima è la sentenza numero 214 del 2019 che riguarda la morte di un ciaspolatore sui sentieri della Grande guerra. Il ciaspolatore si era allontanato dal sentiero di circa 50 m cadendo in un pozzo di areazione di una trincea della Prima guerra mondiale. In primo e in secondo grado non viene riconosciuta alcuna responsabilità in capo all'ente Parco. La Corte di Cassazione invece accoglie le istanze della famiglia rinviando nuovamente alla Corte d'Appello la quale, con la citata sentenza del 2019, riconosce un risarcimento di circa 1 milione di euro assimilando il pozzo non indicato ad una vera e propria insidia. Non si rinvergono comportamenti imprudenti da parte della vittima ed anzi viene ritenuta necessaria la custodia da parte dell'ente parco per le zone immediatamente circostanti al sentiero in quanto costituiscono la ragione di interesse della visita.

La seconda sentenza, sempre della Corte di Appello di Trento, è del 20 settembre 2019 e riguarda un caso di caduta massi sul sentiero. Nell'agosto del 2012 un turista che stava percorrendo un sentiero viene colpito da un masso staccatosi dalla montagna provocandogli una frattura. Il turista avvia un'azione per ottenere il risarcimento dei danni per circa 100.000 euro ritenendo che il sentiero vada assimilato alle strade vicinali per le quali l'ente proprietario avrebbe dovuto monitorare la situazione. La Corte ritiene invece che debbano essere curati dalla società di gestione la segnaletica, i segnavia, mantenuta la praticabilità del sentiero, ma che tale ente non possa essere ritenuto responsabile di tutto quello che può accadere attorno. In questa vicenda, in sostanza, la Corte d'Appello non ritiene responsabile l'ente che gestisce la rete sentieri.



Le due pronunce non sembrano, quantomeno ad avviso di chi scrive, coerenti l'una con l'altra. È pur vero che si tratta di casi differenti tra cui possiamo rilevare: il tipo di attività sportiva posta in essere (escursionismo in un caso e ciaspole nell'altro), il periodo dell'anno (nel primo caso a marzo, pieno inverno, nel secondo ad agosto piena estate), diversi sono i soggetti chiamati a rispondere, diverse le conseguenze dannose, diverso, infine, il luogo in cui si è verificato il sinistro (fuori del sentiero nel primo caso, sul sentiero nel secondo).

Tuttavia, ciò che desta un certo stupore, è che il risarcimento viene riconosciuto a chi il sentiero lo ha abbandonato mentre, invece, non viene riconosciuto a chi viene colpito da una caduta massi mentre si trova a percorrerlo.

Certo è che alla luce di due pronunce così incisive - e tra loro in antitesi - risulta difficile poter fornire suggerimenti netti agli operatori del settore. Ciò in quanto gli stessi giudicanti sembrano utilizzare di volta in volta principi distinti nelle loro valutazioni che non permettono di circoscrivere i reali confini di quali condotte e/o omissioni possano essere imputate e quali no in ambiente montano.

## CONCLUSIONI

Che cosa emerge da questo quadro di insieme?

Il **trend** è decisamente **più rigoroso rispetto al passato** per coloro che operano in montagna.

In questo senso il progetto ipotizzato per la Valle del Gran San Bernardo deve essere analizzato con molta cautela.

Ci sono timide fughe da parte della giurisprudenza dirette ad ampliare lo spazio dell'autoresponsabilità, ma sembrano ancora limitate.

Ad avviso di chi scrive, se si volesse realizzare un progetto come quello di Skialp, la **chiave di volta** sarebbe da rinvenire nell'**informazione**.

Oggi, **più informazioni** si forniscono e **meno** si corre il **rischio** di essere **chiamati a rispondere** per eventuali sinistri.



Bisogna partire dal presupposto che qualsiasi attività realizzata può creare un **affidamento** e dunque una corrispondente responsabilità in caso di sinistro. Si tratta allora di informare il più possibile l'utente: sulle circostanze, sui diritti e sui doveri che ricadono su chi frequenta la montagna.

Si tratta di informare sempre dei rischi, delle responsabilità, utilizzare dei *disclaimer/alert*.

**Si tratta, infine, di informare sui rischi che si corrono, sullo stato dei luoghi, sulle condizioni meteo.**

**Ovviamente anche l'informazione deve essere ben fornita con i dovuti accorgimenti, altrimenti può trasformarsi in un disastroso boomerang.**

Ma c'è un passaggio a monte da fare.

Bisognerebbe tornare a **educare** e, in certi casi **rieducare**, alla montagna tutti coloro che la frequentano, cercando di anticipare il verificarsi del sinistro e non di intervenire solo durante la fase patologica, quando la situazione è oramai irreversibile.

Viviamo nella società del rischio e forse dovremmo ipotizzare un ridimensionamento del ruolo del diritto. C'è chi auspica l'introduzione di un diritto più mite, non perché più indulgente, ma perché consapevole dei propri limiti e del dovere, in certi casi, di ritirarsi e tacere. Una strada del genere, però, la si può percorrere solo riabilitando anche nel nostro Paese il concetto di auto-responsabilità.



### Note

<sup>1</sup> Maurizio Flick, Avvocato e Docente di Diritto Forestale e Ambientale presso l'Università degli Studi di Padova, è componente del Comitato Scientifico della Fondazione Courmayeur. Per conto di Fondazione Courmayeur e Fondazione Montagna Sicura ha partecipato alla redazione del volume *PROGETTO SKIALP@GSB, Studio Giuridico Comparato Italia-Svizzera sulla promozione della pratica dello Sci alpinismo tra la valle del Gran San Bernardo e la località svizzera di Verbier*, Quaderno n. 24 *Montagna Rischio e Responsabilità*, 2021, Aosta, pp. 1-295.

<sup>2</sup> Sul punto è bene citare la *Legge Gelli-Bianco* (l. 8 marzo 2017, n. 24), che segue la dibattuta *Legge Balduzzi* (l. 8 novembre 2012, n. 189). Entrambi questi provvedimenti normativi hanno cercato di combattere la c.d. "medicina difensiva" alleggerendo l'onere probatorio a carico del personale sanitario. Nei paragrafi a seguire il tema sarà ulteriormente trattato, si rinvia pertanto a tale sede per eventuali approfondimenti.

