

Siccità, scarsità e crisi idriche

Il contributo della ricerca
a supporto della definizione
del bilancio idrico

A cura di
Emanuele Romano
Ivan Portoghese



HABITAT SIGNA

Studi e ricerche su sistema terra e ambiente

collana del
Consiglio Nazionale delle Ricerche
Dipartimento Scienze del sistema terra e tecnologie per l'ambiente

diretta da
Francesco Petracchini

comitato scientifico a cura del consiglio scientifico di dipartimento
Andrea Billi, Claudio Faccenna, Gian Luigi Liberti, Andrea Rinaldo, Sabrina Speich

comitato editoriale
Sara Di Marcello, Maria Elena Martinotti

ideazione del nome e design della collana
Lucia Caraffa

Siccità, scarsità e crisi idriche

Volume 1 della collana HABITAT SIGNA

editing
Sara Di Marcello, Ivan Portoghese, Emanuele Romano, Angelica Zonta

impaginazione e copertina
Lucia Caraffa

graphical abstract
Matteo Tucci
www.luminescentia.com

crediti fotografici

Copertina e pag. 4 - Greg Montani, Pixabay.com; pagg. 20, 27, 562 - Carolyn, Pexels.com; pag. 238 - George Becker, Pexels.com; pagg. 477 e 512 - Frank Cone, Pexels.com; pag. 482 - FOX, Pexels.com; pag. 495 - Teono123, Pexels.com
Freepik.com: pagg. 30, 47, 50, 56, 68, 70,75, 86, 89, 96, 99, 104, 118, 121, 202, 212, 258, 268, 278, 284, 301, 303, 304, 311,325, 328, 339, 347, 350, 357, 366, 369, 384, 388, 391, 397, 406, 401, 402, 432, 426, 438, 440, 461, 480, 513, 514, 517, 518, 523, 541.
L'Editore è a disposizione degli aventi diritto per eventuali inesattezze nella citazione delle fonti.

© Cnr Edizioni, 2024

P.le Aldo Moro 7
00185 Roma
www.edizioni.cnr.it

ISSN 3035-2290

ISBN (ed. stampa) 978 88 8080 673 8

ISBN (ed. digitale) 978 88 8080 674 5

DOI <https://doi.org/10.69115/habitatsigna-2024-1>



This work is licensed under CC BY-SA 4.0



Siccità, scarsità e crisi idriche

Il contributo della ricerca
a supporto della definizione
del bilancio idrico

A cura di
Emanuele Romano
Ivan Portoghese



Indice

[5](#)
[21](#)

Prefazioni
Introduzione

[29](#)

1

Il bilancio idrologico, la disponibilità di risorsa idrica e il bilancio idrico

a cura di **Stefano Mariani**
Istituto superiore per la protezione e la ricerca ambientale (ISPRA)

[49](#)

2

La governance dell'acqua in Italia

a cura di **Gerardo Sansone**
Presidenza del Consiglio dei ministri

[73](#)

3

Previsione, prevenzione e contrasto delle crisi idriche: il valore aggiunto della conoscenza tecnico-scientifica nelle attività di protezione civile

a cura di **Andrea Duro**
Dipartimento della protezione civile

[103](#)

4

Il regime meteo-climatico

a cura di **Stefano Federico**
CNR - Istituto di scienze dell'atmosfera e del clima (ISAC)

[145](#)

5

La criosfera

a cura di **Fabrizio de Blasi**
CNR - Istituto di scienze polari (ISP)

[201](#)

6

Il suolo e la zona insatura

a cura di **Marco Berardi**
CNR - Istituto di ricerca sulle acque (IRSA)

[237](#)

7

Acque superficiali e invasi

a cura di **Luca Brocca**
CNR - Istituto di ricerca per la protezione idrogeologica (IRPI)

[267](#)

8

Acque sotterranee

a cura di **Cristina di Salvo**
CNR - Istituto di geologia ambientale e geingegneria (IGAG)
Matia Menichini
CNR - Istituto di geoscienze e georisorse (IGG)

[327](#)

9

Interazione acque continentali - acque marine

a cura di **Christian Ferrarin**
CNR - Istituto di scienze marine (ISMAR)

[349](#)

10

Le risorse idriche non convenzionali

a cura di **Domenica Mosca Angelucci**
CNR - Istituto di ricerca sulle acque (IRSA)

[386](#)

11

Gli utilizzi idrici e la gestione sostenibile delle risorse

a cura di **Marco Lauteri**
CNR - Istituto di ricerca sugli ecosistemi terrestri (IRET)
Emanuele Romano e **Ivan Portoghese**
CNR - Istituto di ricerca sulle acque (IRSA)

[475](#)

12

Siccità ed ecosistemi

a cura di **Fabrizio Stefani**
CNR - Istituto di ricerca sulle acque (IRSA)

[513](#)

13

Siccità e Land Degradation

a cura di **Vito Imbrenda**
CNR - Istituto di metodologie per l'analisi ambientale (IMAA)

[554](#)

Conclusioni



Keywords
seasonal snow
glacier
permafrost
snow water equivalent
peak water

Parole-chiave
neve stagionale
ghiacciai
permafrost
equivalente in acqua della neve
peak water

Curatore
Fabrizio de Blasi
CNR - Istituto di scienze polari

Con contributi di
Agenzia nazionale per le nuove tecnologie, l'energia e lo sviluppo economico sostenibile
Chiara Richiardi

Agenzia regionale per la prevenzione e protezione ambientale del Veneto
Mauro Valt

CNR - Istituto sull'Inquinamento Atmosferico
Maria Adamo
Roberto Salzano

CNR - Istituto di ricerca per la protezione idrogeologica
Marta Chiarle
Danilo Godone
Guido Nigrelli
Marco Piantini

CNR - Istituto di ricerca sulle acque
Nicolas Guyennon

CNR - Istituto di scienze dell'atmosfera e del clima
Roberta Paranunzio
Silvia Terzago

CNR - Istituto di scienze polari
Franco Salerno

Università di Torino - Dipartimento di scienze agrarie, forestali e alimentari
Nicola Colombo

Università Ca' Foscari di Venezia - Dipartimento di scienze ambientali, informatica e statistica
Rachele Lodi

La criosfera

5.1 Introduzione	147
5.1.1 Neve stagionale	148
5.1.2 Ghiacciai	148
5.1.3 Permafrost	149
5.2 Monitoraggio	151
5.2.1 Neve stagionale	151
5.2.2 Ghiacciai	157
5.2.3 Permafrost	162
5.3 Regime pregresso e stato attuale	166
5.3.1 Neve stagionale	166
5.3.2 Ghiacciai	168
5.3.3 Permafrost	171
5.4 Impatti del cambiamento climatico sulla criosfera	174
5.4.1 Neve stagionale	174
5.4.2 Ghiacciai	174
5.4.3 Permafrost	176
5.5 Strumenti modellistici di analisi e previsionali	178
5.5.1 Neve stagionale	178
5.5.2 Ghiacciai	181
5.5.3 Permafrost	183
5.6 Le domande di ricerca	185
5.6.1 Neve stagionale	185
5.6.2 Ghiacciai	186
5.6.3 Permafrost	187
5.7 Referenze bibliografiche	188



Il sistema terrestre è influenzato da una inequivocabile crisi climatica iniziata nel XIX secolo e intensificatasi a partire dagli anni '80 del secolo scorso. Rispetto ai livelli pre-industriali (1850-1900) la temperatura media globale è aumentata di 0.8 °C dagli anni '90 a oggi con un incremento notevole dal 2015. Le elaborazioni climatiche di Copernicus, il programma di osservazione della Terra dell'Unione europea, hanno dimostrato che il 2023 si è concluso con un'anomalia di temperatura di +1.48 °C, risultando essere l'anno più caldo dalla fine del 1800. Gli effetti più tangibili del riscaldamento in atto interessano le risorse di neve e ghiaccio del pianeta, in estrema riduzione, e il livello medio dei mari, in costante innalzamento. I territori d'alta quota giocano un ruolo diretto e cruciale nel ciclo idrologico agendo sia come siti sorgenti per numerosi sistemi fluviali, sia come siti di stoccaggio e rilascio di acqua in forma liquida.

Un elemento caratteristico di tali regioni è rappresentato dalla criosfera, definita come "la porzione della Terra in cui l'acqua si trova allo stato solido". Per la sua elevata sensibilità alle condizioni ambientali, la criosfera agisce come

un notevole amplificatore delle risposte idrologiche alle variazioni climatiche nei bacini glacializzati. Di conseguenza, risulta strategico, anche nell'ottica di una definizione del bilancio idrico nel contesto italiano, osservare l'evolversi della criosfera sotto la forzante climatica per identificare le possibili tendenze evolutive e migliorare la comprensione dei processi che la influenzano. Questa osservazione contribuisce a comprendere in maniera più approfondita l'interazione tra clima, criosfera e regimi idrologici nei bacini ad alta quota e non solo. L'importanza della criosfera nella regolazione del deflusso aumenta, infatti, con l'altitudine, dando luogo a regimi comunemente citati come "nivale", "glaciale" o "periglaciale". Questa nomenclatura indica tipologie di deflusso caratterizzate da marcata stagionalità e rispettivamente più influenzate dalla fusione di neve o ghiaccio e/o permafrost.

Per meglio comprendere le funzioni della criosfera rispetto al bilancio idrologico è utile definire e caratterizzare le tre componenti principali in cui la criosfera si declina: la neve stagionale, i ghiacciai e il permafrost.

Neve stagionale

La neve stagionale è la componente della criosfera maggiormente interessata dai processi di trasformazione. I processi a cui è sottoposta questa matrice complessa descrivono una gamma di stadi evolutivi che si estendono dalla deposizione dei cristalli di neve fino alla fusione della copertura nevosa o alla sua trasformazione in neve perenne (neve e poi firn) o ghiaccio. La neve è una matrice caratterizzata da una elevata porosità in cui l'aria è miscelata a cristalli di ghiaccio aggregati in una microstruttura più o meno articolata. La temperatura della neve è il principale agente che regola le trasformazioni a cui sono soggetti i cristalli, il cosiddetto metamorfismo. L'acqua in fase vapore e allo stato liquido può coesistere nei pori del manto nevoso, e gli equilibri tra tutte le fasi possono indurre, a seguito delle precipitazioni, dell'azione del vento e del metamorfismo stesso, allo sviluppo di profili e stratificazioni articolati della superficie coperta da neve. Ogni strato del profilo differisce da quelli adiacenti per microstruttura o densità, a cui si aggiungono la durezza, il contenuto in acqua liquida, la temperatura, e il contenuto di impurità. La combinazione di tutti questi parametri descrittivi regola la

quantità di acqua disponibile e il ruolo di isolante radiativo di questa componente della criosfera.

La neve rappresenta una risorsa idrica fondamentale per le aree montane e di fondovalle, la cui fusione contribuisce in modo rilevante ai deflussi sia annualmente sia, soprattutto, stagionalmente. Infatti, la neve può essere considerata un vero e proprio magazzino temporaneo delle precipitazioni invernali. Quando il processo di fusione prende avvio, solitamente in primavera (a quote basse o medie) o a inizio/nel corso dell'estate (ad alta quota), l'acqua di fusione contribuisce direttamente all'alimentazione dei corpi idrici. Inoltre, il lento rilascio di acqua dalla fusione del manto nevoso è in grado di rinnovare le riserve di acqua freatica. Pertanto, la risorsa idrica nivale è cruciale per la produzione di energia elettrica, così come per l'approvvigionamento di acqua potabile e per l'agricoltura, soprattutto in primavera e in estate. Il contributo della fusione nivale al bilancio idrologico a scala di bacino assume maggiore rilevanza con l'incremento di quota, laddove una porzione maggiore della precipitazione cade sotto forma di neve.

Ghiacciai

Il ghiacciaio è una struttura in divenire composta principalmente da strati persistenti di neve e ghiaccio con presenza di sedimenti, detriti e acqua. Caratteristica fondamentale di una massa glaciale che ne determina la sua classificazione come ghiacciaio è il movimento verso valle per effetto della gravità. Questo movimento avviene tramite il trasferimento di massa da una zona a monte dove prevalgono i

processi di accumulo verso una zona a valle dove prevalgono i processi di fusione (ablazione). Per la formazione ed evoluzione dei ghiacci è necessario che la maggior parte della neve caduta durante l'inverno persista al suolo per più anni consecutivi senza fondere completamente. Il metamorfismo della neve, dovuto principalmente a processi fisici di cambio di stato e per le variazioni di pressione e

temperatura, trasforma i cristalli di neve in ghiaccio di ghiacciaio passando per uno stadio intermedio definito firn, la porzione del manto nevoso che resiste alla prima stagione di fusione. La trasformazione del firn in ghiaccio, con la sigillatura dei reticoli d'aria in singole bolle, è un processo lento e molto dipendente dalle caratteristiche termiche delle diverse regioni climatiche.

Il contributo glaciale ai deflussi, derivante dalla fusione sia della neve che del ghiaccio, ha un ruolo chiave all'interno del bilancio idrologico perché rappresenta un input diretto di acqua liquida ai

collettori di fondovalle. I ghiacciai, infatti, garantiscono una regimazione naturale allo scorrimento superficiale e sotterraneo sia dilazionando l'input meteorico in forma solida verificatosi nella stagione invernale, sia contribuendo a un surplus di deflusso (la variazione di invaso) durante la stagione estiva a scapito della fusione del ghiacciaio. Dal punto di vista spaziale, l'influenza dei ghiacciai ai deflussi è direttamente proporzionale alla percentuale di area glacializzata di un bacino idrografico. Nelle prossime sezioni verranno fornite informazioni più specifiche rispetto a questo aspetto.

Permafrost

Il permafrost si definisce come la porzione di suolo o roccia che rimane sotto la temperatura di 0 °C per più di due anni consecutivi. La sua presenza è legata alla temperatura media annua del suolo. Questo parametro permette di definire la tavola del permafrost come la porzione di terreno che rimane per due anni consecutivi a una temperatura inferiore a 0 °C e lo strato attivo come la zona superficiale di terreno che può trovarsi al di sopra del punto di congelamento e subire oscillazioni stagionali. Il permafrost è stato identificato come uno dei sei indicatori criosferici del cambiamento climatico globale all'interno del quadro di monitoraggio del Global Climate Observing System (GCOS) del World Meteorological Organization (WMO, 2023). La presenza del permafrost svolge un ruolo significativo nel ciclo idrologico di un'area, influenzando tanto il deflusso superficiale quanto quello sotterraneo. Tale influenza è cruciale per la stima del bilancio idrico e, di conseguenza, per quello idrologico di una regione. Il permafrost limita il deflusso superficiale nelle regioni in cui è presente, poiché il terreno congelato agisce come una barriera che

impedisce l'infiltrazione dell'acqua. Durante i periodi di disgelo, lo strato attivo, ovvero lo strato superficiale di terreno che scongela stagionalmente, può permettere un certo grado di infiltrazione dell'acqua, ma gran parte di questa può scorrere in superficie. Questo comportamento è accentuato durante eventi di disgelo rapido, quando l'acqua proveniente dalla fusione del ghiaccio e della neve non trova un percorso facile verso il sottosuolo a causa del blocco rappresentato dal permafrost sottostante. Il permafrost influenza anche il deflusso sotterraneo. La presenza di terreno perennemente congelato può alterare il normale flusso delle acque sotterranee, deviandolo o rallentandolo. Inoltre, la fusione parziale del permafrost durante i mesi più caldi può creare canali di deflusso temporanei all'interno del substrato, modificando la dinamica idrologica sotterranea e le relative riserve d'acqua. La distribuzione e lo spessore del permafrost dipendono da fattori come la latitudine, l'altitudine, il tipo di suolo e la copertura vegetale. Questi fattori determinano la variabilità spaziale nel suo impatto sul bilancio idrico.

A differenza dei ghiacciai, infatti, dove il ghiaccio si trova in superficie ed è direttamente influenzato dalle condizioni atmosferiche, il comportamento del permafrost e del substrato gelato è più complesso, poiché altri fattori come la variabilità dei sedimenti superficiali, il regime di innevamento, la copertura vegetale o il flusso di acque sotterranee poco profonde, influenzano il trasferimento di calore e le scale temporali in cui si verificano i cambiamenti. Il permafrost è soggetto a dinamiche temporali su scale che variano da stagionali a pluriennali o secolari. I cambiamenti stagionali sono influenzati da fluttuazioni termiche annuali che determinano il congelamento e il disgelo dello strato attivo. Su scale temporali più

lunghe, il cambiamento climatico può provocare il degrado del permafrost, alterando significativamente le dinamiche idrologiche locali e regionali. Il permafrost montano e in particolare i *rock glaciers* (Figura 5.1), ossia corpi detritici costituiti da detriti di varia dimensione e nuclei di ghiaccio di origine glaciale e periglaciale, sono spesso concepiti come una riserva d'acqua. Tuttavia, i tassi di fusione del permafrost e il contributo ai bilanci idrici sono raramente considerati. Questo perché il ghiaccio al suolo e il permafrost non sono direttamente visibili in superficie; di conseguenza le incertezze relative alla loro estensione tridimensionale sono di ordini di grandezza superiori a quelle dei ghiacciai (Arenson et al., 2022).

Figura 5.1

Particolare di un rock glacier bilobato a valle del Ghiacciaio de La Mare (TN).

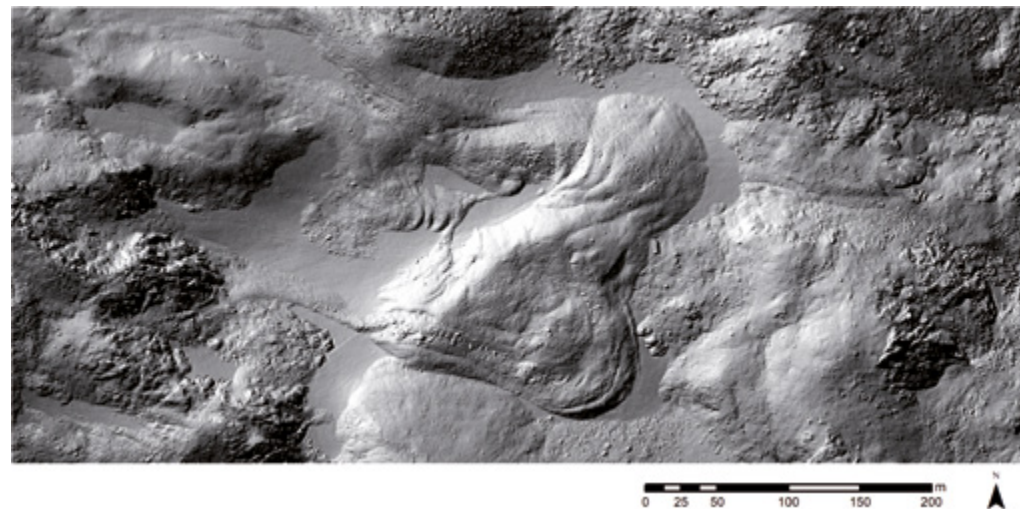


Tabella 5.1

Dataset e prodotti operativi disponibili.

PROGETTO	VARIABILI	FONTE	RISOLUZIONE SPAZIALE	RISOLUZIONE TEMPORALE	COPERTURA	LINK
Snow-cci	Snow Cover Fraction Viewable Snow Cover Fraction on Groun Snow Water Equivalent	European Space Agency (ESA)	1-5 km	Giornaliera	Globale	https://climate.esa.int/en/projects/snow/Snow_data/
Land Monitoring Service	Snow Cover Snow State Snow Water Content	Copernicus	Da 20 m a 5 km in base al prodotto	Giornaliera, 5-6 giorni, annuale, in base al prodotto	Europa	https://land.copernicus.eu/en/products/snow
IMS Daily Northern Hemisphere Snow and Ice Analysis	Snow cover and sea ice	NOAA	Da 1 a 24 km	Giornaliero	Emisfero nord	https://nsidc.org/data/g02156/versions/1

Monitoraggio

La quantificazione delle variabili legate alla criosfera (estensione e volume) presenta problematiche intrinseche correlate alla localizzazione di questi territori. Sebbene le tecniche di *remote sensing* consentano in alcuni casi di ottenere informazioni dettagliate su vaste aree, le osservazioni dirette sul campo rimangono indispensabili per la calibrazione dei modelli in grado di ricostruire e predire con ragionevole affidabilità possibili scenari futuri di evoluzione. Inoltre, in ottica di bi-

lancio idrologico e quindi di gestione della risorsa idrica, uno degli aspetti più critici del monitoraggio delle componenti della criosfera, in particolar modo la neve stagionale, è la stima dell'equivalente in acqua (WE) della matrice neve e ghiaccio. Nelle sezioni seguenti verranno fornite indicazioni specifiche per la stima del WE.

A conclusione del presente sottocapitolo sul monitoraggio della criosfera, in Tabella 5.3 si riporta una sintesi dei servizi pubblici per l'accesso ai dati.

Neve stagionale

Il monitoraggio della copertura nevosa si può sviluppare utilizzando diverse fonti di dati a diversa scala temporale e spaziale. L'osservazione della dinamica relativa alla neve stagionale può essere approssciata considerando le variabili climatiche essenziali come proposte dal Sistema di osservazione del clima globale (GCOS, <https://gcos.wmo.int/en/essential-climate-variables/snow/>): estensione della copertura nevosa; massa equivalente in acqua della copertura nevosa (SWE); altezza del manto nevoso (HS); albedo della superficie nevosa. La descrizione di queste variabili essenziali si basa sulla raccolta di osservazioni che possono essere fornite dalla comunità scientifica e dagli enti preposti al monitoraggio ambientale sia con dati *in situ* che ottenuti da piattaforme remote: terrestri, aeree o satellitari.

La componente osservativa *in situ* supporta la descrizione delle variabili essenziali considerando diverse tipologie di informazioni (Pirazzini et al., 2018). I parametri disponibili in letteratura possono riguardare proprietà della neve di tipo macrofisico (ad esempio densità, durezza, stratigrafia, temperatura, etc.), di tipo microfisico (granulometria e forma dei cristalli, area speci-

fica superficiale, raggio ottico equivalente, etc.) e parametri specifici per l'interazione con la radiazione elettromagnetica (coefficiente di retrodiffusione, coefficiente di trasmittanza, funzione di distribuzione bidirezionale, etc.). Il quadro si completa con informazioni relative alla deposizione della neve (intensità delle precipitazioni, altezza della neve fresca, etc.) e alla composizione chimica, geochimica e biologica del manto nevoso (isotopi e impurità).

Le acquisizioni con sensori satellitari possono presentare limitazioni legate al tempo di rivisitazione della piattaforma osservativa e alla copertura nuvolosa che riduce le capacità dei sensori ottici. Diversamente le misure a terra possono avere una limitazione nel tempo, dovuto all'impegno di risorse richiesto per eseguirle, e nello spazio, in quanto rappresentative di una porzione limitata di territorio. I sistemi automatici possono fornire in questa prospettiva un valido supporto a colmare il gap multi-scala dei dati, in quanto le piattaforme terrestri possono garantire osservazioni continue nel tempo e con una scala spaziale intermedia tra le misure *in situ* e quelle satellitari.

Osservazione *in situ*: manuali e automatiche

Le osservazioni dirette provengono principalmente dall'esecuzione di rilievi periodici, in siti rappresentativi, effettuati da personale specializzato per la determinazione della stabilità del manto nevoso e la quantificazione della neve al suolo. I parametri rilevati sono molteplici (Cagnati e Chiambretti, 2009; Gandino et al., 2010) e vengono registrati in apposite schede codificate che, successivamente, sono archiviate in un database.

Tra esse, sono di interesse per la quantificazione della neve al suolo i seguenti parametri: altezza neve (HS); neve fresca (HN), ossia la neve proveniente dalle precipitazioni delle ultime 24 ore prima della misura; densità della neve e la sua grandezza derivata quale l'equivalente in acqua (Snow Water Equivalent - SWE), calcolato moltiplicando l'altezza neve per la sua densità (Valt et al., 2012).

Misure dirette di HS e dello SWE sono eseguite mediante carotaggi verticali di tutto il manto nevoso stagionale con cadenza quindicinale (Berni e Giancanelli, 1966) in siti predefiniti e rappresentativi dei bacini montuosi alle diverse quote. I tubi carotieri, generalmente della lunghezza di 1 m, sono facilmente manovrati da personale specializzato.

Oltre alla misura diretta dei suddetti parametri da parte di un operatore, è possibile automatizzare l'esecuzione, per esempio per la misura di HS, tramite l'impiego di nivometri a ultrasuoni e laser oppure attraverso il monitoraggio di aste graduate tramite webcam (Bongio et al., 2021). Recentemente sono stati sviluppati sensori, attivi e passivi, per la determinazione dello SWE (Smith et al., 2017). I primi utilizzano celle di carico per pesare un campione del manto nevoso e convertire il risultato in SWE. I secondi agiscono tra-

mite il monitoraggio dell'attenuazione della radiazione elettromagnetica naturalmente esistente, associata al decadimento degli isotopi del potassio e del tallio presenti nel terreno sottostante alla copertura nevosa; con l'accumulo di neve sul terreno, il sensore rileva una diminuzione dei normali livelli di radiazione di fondo. L'emissione di raggi gamma in questo caso è direttamente legata allo stato di umidità del suolo, ma l'attenuazione in presenza di neve è direttamente legata all'azione di schermo svolta dal contenuto d'acqua totale presente lungo il profilo nivologico. Inoltre, recenti innovazioni tecnologiche hanno permesso di giungere alla quantificazione (anche areale) dello SWE utilizzando sonde in grado di misurare neutroni e muoni (Gugerli et al., 2019; Gugerli et al., 2022). Queste particelle si generano dal contatto tra raggi cosmici (provenienti dallo spazio) e l'atmosfera. Poiché neutroni e muoni sono naturalmente moderati dalle molecole d'acqua, il loro conteggio attraverso sonde apposite, come ad esempio le sonde Cosmic Ray Neutron Sensing (CRNS), permette di giungere alla quantificazione della quantità d'acqua stoccata nel manto nevoso (Biasuzzi et al., 2024). Recentemente è stata sviluppata una terza tipologia di sensori basati sull'interazione tra le microonde e la copertura nevosa, dove i sistemi di misura sono basati sull'analisi dei segnali derivanti dal Global Navigation Satellite System (GNSS; Capelli et al., 2022; Koch et al., 2019).

Il comportamento ottico della copertura nevosa è un altro aspetto che può essere affrontato con misure *in situ* sia con osservazioni manuali che automatizzate. La neve è tra i materiali più riflettenti sulla Terra e la sua albedo mostra grandi variazioni spettrali interagendo con la luce solare. L'albedo della neve è quindi una variabile fondamentale per il bilancio energetico della Terra. L'albedo spettrale della neve varia in funzione di molti fattori quali (i) le

caratteristiche spettrali e angolari della radiazione solare incidente e (ii) le caratteristiche fisiche (Dumont et al., 2017) e contenuto di impurità (Di Mauro et al., 2024) del manto nevoso. Poiché l'assorbimento dell'energia solare influisce a sua volta con le proprietà fisiche e chimiche del manto nevoso, l'albedo della neve è coinvolta in diversi cicli di feedback che generalmente favoriscono il metamorfismo e la fusione della neve e sono quindi di cruciale importanza per il ciclo idrologico in ambiente montano e più in generale per il clima terrestre. La disponibilità di osservazioni di questo tipo, siano esse ottenute da campagne al terreno (Salvatori et al., 2022), che da strumentazione automatica (Kokhanovsky et al., 2021) rappresentano una fonte di dati utile sia a descrivere l'evoluzione del manto nevoso che a calibrare e validare i dati ottenuti da remoto. Nel primo caso, il comportamento ottico della superficie nevosa potrebbe evidenziare la presenza di impurità e migliorare la capacità di descrivere le trasformazioni microfisiche che possono favorire l'assorbimento del calore e quindi accelerare la fusione del manto nevoso (Tuzet et al., 2020). Nel secondo caso, il confronto tra dati di verità a terra e dati remoti (Naethe et al., 2024) costituisce un patrimonio utile per migliorare i prodotti osservativi derivati dai sensori disponibili sulle piattaforme aeree e satellitari, sia dal punto di vista delle tecnologie presenti e future che degli algoritmi.

Uno sforzo utile a sviluppare una libreria spettrale delle coperture nevose è stato possibile grazie alla codifica di uno schema di metadato dedicato a questo tema (Di Franco et al., 2022). La libreria è disponibile e condivisa mediante il formato NetCDF (Salvatori et al., 2022) che ne garantisce l'interoperabilità secondo gli standard internazionali.

Con i dati delle stazioni meteorologiche in alta quota attrezzate con sensori dedi-

cati al manto nevoso (sensore di altezza neve, di temperatura della neve) e al suo bilancio energetico (radiometri totali, temperature superficiale della neve), i valori di altezza neve al suolo e dello SWE, sono ormai ben modellizzati da modello unidimensionale SNOWPACK (Lehning et al., 1999) e utilizzati da diversi servizi idrografici e valanghe dell'arco alpino (Monti et al., 2009).

Osservazioni remote

La neve può essere monitorata anche da remoto, sia da piattaforme satellitari che da sensori montati su velivoli. In aggiunta a questi mezzi mobili, è anche possibile effettuare un monitoraggio di un settore ristretto di un versante con l'utilizzo di webcam. In tutti i casi illustrati il monitoraggio della variabile avviene in modo indiretto processando le informazioni registrate dal sensore remoto attraverso l'uso di algoritmi più o meno complessi di analisi di immagine.

Sebbene le osservazioni puntuali *in situ* siano estremamente dettagliate come contenuto informativo e risoluzione temporale, sono purtroppo limitate in termini di rappresentatività spaziale. In questo senso le acquisizioni ottenute da piattaforme aeree o satellitari possono fornire una maggiore copertura spaziale completa, che purtroppo può essere limitata dal tempo di rivisitazione e dalla copertura nuvolosa. Negli ultimi anni, dal dispiegamento della prima piattaforma Sentinel-2, il divario tra osservazioni satellitari e *in situ* si è ridotto grazie ai miglioramenti tecnologici, con la disponibilità di stazioni di misurazione automatizzate da un lato e, dall'altro, l'introduzione di nuove piattaforme satellitari che stanno diventando sempre più efficienti in termini di numeri di piattaforme (costellazioni) e capacità di sensori. Ci sono stati anche miglioramenti signifi-

ficativi tra osservazioni satellitari e *in situ* con lo sviluppo di metodologie intermedie: piattaforme aeree, veicoli aerei senza equipaggio, fotografia terrestre, ecc. Tutti questi approcci possono contribuire all'integrazione di osservazioni nuove, recenti e passate.

Le tecniche basate su dati acquisiti da remoto possono essere raggruppate in metodologie che utilizzano dati ottici (legati all'interazione tra la radiazione solare e la superficie) e altre che impiegano le microonde. I dati ottici sono quelli che, utilizzando indici o derivando classificazioni delle coperture del suolo, permettono la descrizione della presenza di neve al suolo. Le microonde sono invece più orientate all'indagine della struttura della copertura nevosa nella sua interezza del profilo.

La neve è rilevabile dalle immagini ottiche grazie alla sua peculiare firma spettrale, ossia il modo in cui riflette e assorbe la radiazione elettromagnetica alle diverse lunghezze d'onda. La neve, in generale, è caratterizzata da una elevata riflettanza nelle lunghezze d'onda del visibile (VIS, 0.4-0.75 μm), una minore riflettanza nell'infrarosso vicino (NIR, 0.78-0.9 μm) e una bassissima riflettanza nell'infrarosso a onde corte (SWIR, 1.57-1.78 μm), dovuta alla presenza di microscopiche particelle di acqua liquida (Dietz et al., 2011). Nello specifico, la riflettanza varia in base all'età della neve, che ne determina la compattezza e purezza (Hall et al., 1995). L'indice Normalized Difference Snow Index (NDSI), proposto per la prima volta da Dozier et al. (1989) per l'analisi dei dati provenienti dal satellite Landsat, sfrutta queste proprietà per differenziare la neve dalle altre superfici, e, in particolare, dalle nuvole, caratterizzate un'elevata riflettanza nell'infrarosso vicino (Shortwave Infrared - SWIR) (Richiardi et al., 2021). La sua origine è legata alla necessità di sviluppare un indicatore robusto per identificare la neve in

immagini satellitari multispettrali, il cui uso è ormai consolidato. Rappresenta, infatti, l'indice più utilizzato nella classificazione della neve, ed è calcolato come rapporto tra bande, per minimizzare gli effetti delle variazioni atmosferiche e delle condizioni di illuminazione, del verde (GREEN) e dello SWIR, in modo da far risaltare le peculiarità della firma spettrale della neve:

$$\text{Eq. 5.1} \quad \text{NDSI} = \frac{\text{GREEN} - \text{SWIR}}{\text{GREEN} + \text{SWIR}}$$

Sono disponibili diversi prodotti cartografici sull'estensione della neve, caratterizzati da differente risoluzione spaziale e temporale e copertura geografica (Tabella 5.1). Principalmente vengono forniti dati raster binari, che indicano quindi presenza o assenza di neve per ogni cella, denominati Snow Cover Extent, oppure come percentuale di copertura nevosa di ogni cella, la Fractional Snow Cover (FSC). Questi dati, forniti in maniera operativa dalle principali agenzie spaziali, possono essere derivati da singole missioni satellitari o dalla fusione di più dati, compresi quelli meteorologici. Le missioni satellitari più sfruttate per il monitoraggio della neve a livello operativo sono MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), Suomi NPP (Suomi National Polar-orbiting Partnership), AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), caratterizzati da un tempo di rivisita giornaliero ma bassa risoluzione spaziale, Landsat e, più recentemente, Sentinel-2, con risoluzione più elevata (30-20 m), ma tempo di rivisita da 5 a 15 giorni circa.

Un inventario di dati relativi alla neve, sebbene aggiornato al 2020, è disponibile al link: <https://globalcryospherewatch.org/%20%20%20snow%20inventory/>

Attualmente non esiste alcun sensore che possa fornire contemporaneamente una risoluzione spaziale e temporale adeguata a studiare la durata della copertura

nevosa in maniera dettagliata. Se da un lato le serie temporali di dati acquisiti da sensori nell'ottico, a causa della copertura nuvolosa, presentano dei gap, dall'altro i sensori Radar ad Apertura Sintetica (SAR) non garantiscono un'acquisizione giornaliera della stessa area. Per superare questa limitazione e ottenere serie temporali di copertura nevosa senza interruzioni, sono stati proposti e applicati diversi approcci di *gap filling* delle mappe binarie neve/non neve (Li et al., 2020; Paraika et al., 2010), dei prodotti e *proxy* derivanti da satellite (ad esempio, FSC, NDSI) (Chen et al., 2020; Hou et al., 2019) o tecniche di fusione di diverse tipologie di dati basate su algoritmi di machine learning/deep learning (De Gregorio et al., 2019; Richiardi et al., 2023).

Studi recenti riportano in maniera sempre più frequente l'utilizzo di dati delle costellazioni Landsat e Sentinel-2 (Bousbaa et al., 2022; Dedieu et al., 2016; Gascoin et al., 2019; Rittger et al., 2021). Landsat dispone di un archivio a partire dagli anni '80 del secolo scorso, periodo temporale che può essere adatto per studi di tipo climatologico. Sentinel-2, invece, ha il vantaggio di beneficiare di una maggiore copertura temporale, utile quando devono essere applicate procedure di *gap filling* per ottenere una serie temporale giornaliera, da cui è possibile estrarre mappe relative alle metriche che rappresentano la stagionalità della neve. Tra queste, il First Snow Day (FSD), cioè il primo giorno di neve stagionale stabile, intendendo per stabile una persistenza superiore a 15 giorni consecutivi, il Last Snow Day (LSD), l'ultimo giorno di neve stagionale stabile, e la Snow Cover Duration (SCD), cioè il numero di giorni di copertura nevosa al suolo nell'anno della neve, calcolato dal 1° settembre al 31 agosto dell'anno solare successivo.

Una risoluzione più alta sia in termini spaziali che temporali, rispetto alle piatta-

forme satellitari, è garantita dalla fotografia terrestre. In questo caso l'area di indagine risulta limitata in termini di estensione, ma la continuità temporale è ridotta in modo limitato dalla copertura nuvolosa. Il valore aggiunto di questo approccio è il supporto nella descrizione più dettagliata dell'evoluzione del manto nevoso e la maggiore risoluzione nella definizione delle curve di fusione della neve (Salvatori et al., 2011) e sull'identificazione di impurità superficiali (Di Mauro et al., 2019). Ulteriore elemento di valore è la possibilità di calibrare e validare algoritmi di analisi dedicati a prodotti satellitari con osservazioni a elevata risoluzione spaziale della frazione di copertura nevosa (Salzano et al., 2019).

In contesti spaziali di più ridotta estensione, è provata l'efficacia dei droni nella determinazione della copertura nevosa, in termini di altezza neve ed evoluzione della copertura. I droni, già ampiamente utilizzati nell'ambito delle geoscienze (Giordan et al., 2020), consentono di monitorare una porzione di territorio anche non accessibile e tramite le potenzialità degli algoritmi di Structure from Motion (Westoby et al., 2012) di ottenere un Digital Surface Model che, confrontato con un Digital Terrain Model, permette di stimare l'altezza della neve al suolo e la distribuzione spaziale della copertura. Trattandosi di acquisizione di fotogrammi è necessario porre particolare attenzione all'adeguata illuminazione e contrasto del manto nevoso oggetto di rilievo (Revuelto et al., 2021). Oltre alla tecnica di rilevamento fotogrammetrica, il drone può essere utilizzato, con adeguato payload, per la misura diretta della superficie coperta da neve con LiDAR miniaturizzato (Harder et al., 2020) utilizzabile anche in contesti caratterizzati da copertura arborea grazie alla capacità intrinseca del LiDAR di penetrare le chiome (Bigdeli et al., 2018); oppure con radar che permette la misura contestuale della superficie della neve e del suolo (Prager et al., 2021).

L'impiego di sensori smart basati su Internet-of-Things e lo sviluppo di catene di elaborazione e integrazione di dati osservativi multi-sorgente (Virtual Research Environments o Data Cubes) rappresentano *key-enabling technologies* utili al mantenimento di strumenti di osservazione della copertura nevosa in un'ottica di continuità temporale e tempestività dei processi decisionali per la gestione della risorsa idrica.

Sebbene il dato *in situ* garantisca un maggiore dettaglio informativo, il dato remoto supporta una maggiore copertura e rappresentatività spaziale. La combinazione delle diverse fonti di dati è lo strumento utile a definire la stagionalità della co-

pertura nevosa (durata, inizio e fine della stagione di innevamento) e comprendere i volumi in gioco nel contesto montuoso.

In Tabella 5.2 si riporta una sintesi delle misure standardizzate e caratterizzanti il monitoraggio della neve. A tal proposito, il Global Cryosphere Watch ha stilato un elenco di variabili necessarie, raccomandate e desiderate per ogni componente della criosfera (WMO, 2023). Attualmente, le variabili richieste per la criosfera sono le misure meteorologiche di superficie presso le stazioni CryoNet (<https://globalcryospherewatch.org/cryonet/>). Le misure raccomandate delle variabili della criosfera potrebbero diventare necessarie in un prossimo futuro.

Ghiacciai

Al fine di identificare le diverse tecniche di monitoraggio per i corpi glaciali, è utile una breve descrizione delle caratteristiche macroscopiche di un ghiacciaio. Un ghiacciaio è suddiviso in due principali settori: l'area di accumulo nella parte superiore, dominata dai processi di accumulo, ossia di aumento dell'equivalente in acqua del manto nevoso, e l'area di ablazione nella parte inferiore, dove prevalgono i processi di fusione e quindi di perdita di parte di massa a carico di neve e ghiaccio. L'area di accumulo è ulteriormente divisa in diverse zone in base alle caratteristiche fisiche. La zona superiore, chiamata *dry-snow zone*, è interessata da temperature sempre al di sotto dei 0 °C senza registrare, conseguentemente, processi di fusione. Appena più a valle, la temperatura comincia a superare gli 0 °C per alcuni periodi dell'anno formando la *percolation zone*. Quest'ultima è la prima porzione del ghiacciaio interessata da fenomeni di fusione superficiale che trasferiscono acqua liquida all'interno della massa glaciale fino a profondità dipendenti dalla quota. A quote ancora più basse, l'acqua di fusione che non raggiunge la base del ghiacciaio e percola attraverso gli strati intermedi, rcongela a contatto con questi e forma una massa continua chiamata *superimposed-ice zone*. Il limite inferiore di questa zona, e quello dell'area di accumulo, coincide con la *equilibrium line altitude* (ELA) o linea di equilibrio dove l'accumulo annuale è bilanciato dall'ablazione annuale (Fig. 5.2). Al di sotto di questa delimitazione, l'intera massa glaciale è interessata da fusione.

In ottica di bilancio idrologico, il monitoraggio di un ghiacciaio avviene attraverso il calcolo del bilancio di massa glaciale. Viene definito come la variazione di massa che ha luogo in un dato intervallo

di tempo, tipicamente l'anno idrologico (ottobre-settembre), risultante dalla somma algebrica di accumulo e ablazione. Il bilancio di massa netto (accumulo totale - fusione totale) viene calcolato come somma del bilancio invernale, misurato a fine della stagione di accumulo, tra fine maggio e inizio giugno, e del bilancio estivo misurato a fine stagione di fusione, tra fine settembre e inizio ottobre. Il riconoscimento della linea di equilibrio a fine stagione estiva permette una prima stima empirica dello stato di salute di un ghiacciaio. Appena prima delle nevicate autunnali, infatti, è possibile riconoscere due zone distinte sul ghiacciaio: una superiore dove ancora persiste l'accumulo nevoso invernale e una inferiore dove il ghiaccio di ghiacciaio è esposto alla libera atmosfera a causa della fusione della neve stagionale. Generalmente le perdite estive eguagliano l'accumulo invernale, situazione di equilibrio, quando almeno il 65% della superficie glaciale è in zona di accumulo (Fig. 5.2). Valori maggiori di tale soglia identificano bilanci netti positivi, valori inferiori bilanci negativi. Questo rapporto tra area di accumulo e area totale del ghiacciaio è definito Accumulation Area Ratio (AAR). La condizione di equilibrio del bilancio di massa è identificata da valori di AAR maggiori del 50% poiché il gradiente verticale del bilancio in zona di ablazione è maggiore rispetto al gradiente di bilancio in zona di accumulo.

Qualunque sia la metodologia impiegata, la misura del bilancio di massa di un ghiacciaio è un'operazione complessa che richiede tempo e risorse: per questo motivo, essa viene realizzata per un numero limitato di ghiacciai significativi e con caratteristiche favorevoli alla realizzazione delle misure. In Italia, per il 2021/2022 sono disponibili i dati dei bilanci di massa

Tabella 5.2

Lista delle misure richieste, raccomandate e desiderate delle variabili del manto nevoso (WMO, 2023) integrata con la simbologia della classificazione internazionale della neve stagionale al suolo (Fierz et al., 2009). A misura automatica, M misura manuale, G ghiacciai, IS calotte glaciali, ISV piattaforme di ghiaccio, LRI laghi e fiumi ghiacciati, P permafrost, S neve, SFG terreno gelato stagionalmente, SI mare ghiacciato, *bisettimanale.

Misure	VARIABILE	ORARIO	GIORNALIERO	SETTIMANALE	MENSILE	ANNUALE
Richieste	Nessuna	/	/	/	/	/
	Altezza manto nevoso (paline in campi neve)	A (S, G, SI, LRI)		M (SI, LRI)*		M (G, IS)
	Equivalente in acqua del manto nevoso	A (S)	M (S)	M (S)		M (G, IS)
Raccomandate	Proprietà del manto nevoso [densità ρ_s , area superficiale specifica dei grani, tipo di grani e dimensione, durezza, contenuto in acqua liquida, salinità, chimica, impurità, proprietà meccaniche]			M (S)		M (IS)
	Presenza della neve al suolo					
	Altezza manto nevoso	A (IS, P)	M (S)	M (S)*		
Desiderate	Proprietà del manto nevoso			M (SI, LRI)*		
	Altezza neve fresca		M (P)	M (S)		
	Equivalente in acqua della neve fresca		M (S)			
	Estensione copertura nevosa	A (IS, P)	M (S)	M (P)		
	Temperatura superficiale del manto nevoso	A (S, SI)		M (SI, LRI)*		
	Temperatura della neve	A (S)				
	Neve ventata	A (S)	M (S)			

di 19 ghiacciai (Baroni et al., 2023), su un totale di 969 ghiacciai censiti nel 2006 (Salvatore et al., 2015). In assenza di dati diretti di bilanci di massa, informazioni utili possono provenire dalle campagne di misura annuali di variazione frontale dei ghiacciai coordinate dal Comitato glaciologico Italiano (124 i ghiacciai misurati nell'estate 2022, Baroni et al., 2023): infatti, i dati di variazione frontale possono essere utilizzati in modelli glaciologici semplificati per la realizzazione di scenari (si veda il Capitolo 5.5). La realizzazione periodica di catasti glaciali rappresenta un utile strumento per monitorare l'evoluzione nel tempo dei corpi glaciali e individuare trend di variazione (Nigrelli et al., 2015). Per le Alpi italiane sono disponibili catasti dell'estensione areale dei ghiacciai a partire dal culmine della Piccola Era Glaciale (PEG) per alcuni settori, e dal 1957 per l'intero territorio nazionale. I primi catasti, ottenuti principalmente da foto aeree, sono molto distanziati nel tempo, mentre in anni recenti la disponibilità di immagini satellitari ha consentito la realizzazione di catasti più ravvicinati, necessari anche in virtù delle rapide trasformazioni che i ghiacciai stanno subendo in particolare negli ultimi due decenni.

Le tecniche per la misura del bilancio di massa sono principalmente tre, più una di natura empirica: a) metodo glaciologico diretto, b) metodo geodetico e c) metodo idrologico.

Il metodo diretto è l'unico caratterizzato da misurazioni *in situ*. Prevede l'individuazione di punti rappresentativi (identificati da paline) delle zone di accumulo e ablazione sui quali effettuare misurazione discreta nel tempo. Nella pratica, sui punti identificati si misura la variazione della superficie tra due date e la densità del materiale oggetto di variazione. Per il ghiaccio si assume una densità costante pari a 0.9 kg/dm^3 , mentre per la neve e il firn la densità viene misurata direttamente in campo tramite l'apertura di profili verticali (trincee), oppure carotaggi superficiali, che permettono il calcolo della densità come rapporto tra peso di un campione di materiale e il suo volume. La variazione di superficie moltiplicata per la densità del materiale interessato fornisce la misura del bilancio in quel punto. Tramite tecniche di geostatistica, i dati puntuali vengono successivamente spazializzati sull'intera superficie del ghiacciaio così da ottenere una stima globale del bilancio. Le tecniche qui esposte risultano essenziali anche per la calibrazione e la validazione dei modelli glacio-idrologici che permettono di simulare la variazione del bilancio di massa nel tempo. Si tratta del metodo più accurato per la stima del bilancio annuo su un ghiacciaio poiché tutte le componenti vengono misurate *in situ*. L'incertezza del metodo può variare dai 30 ai 250 mm di equivalente in acqua all'anno ed è principalmente legata all'incertezza delle misure in campo e, soprattutto, alla spazializzazione dei dati puntuali.



Figura 5.2

Particolare del ghiacciaio della Marmolada a fine stagione estiva nel 2021. È riconoscibile la ELA che divide la zona di accumulo del ghiacciaio dalla zona di ablazione con un indice AAR tra il 60 e il 65% (Porta Vescovo, 27/08/2021). Credits Panomax-Splenditaly. <https://portavescovo.panomax.com/>

Il metodo geodetico garantisce misure spazializzate del bilancio attraverso rilievi topografici della superficie del ghiacciaio, tipicamente da *remote sensing* terrestre e/o satellitare. Dall'acquisizione completa della superficie glaciale tra due date consecutive, sia intra o inter-annuali, è possibile calcolare la variazione della superficie utilizzando tecniche GIS secondo la seguente formula:

$$\text{Eq. 5.2} \quad \Delta V = \overline{\Delta z} A_{max}$$

dove $\overline{\Delta z}$ è la variazione di quota media tra i due Modelli Digitali del Terreno (DTM) calcolata sulla massima estensione del ghiacciaio (A_{max}), tipicamente il rilievo meno recente. La variazione annuale del bilancio di massa è calcolata come:

$$\text{Eq. 5.3} \quad M = \frac{\Delta V \rho}{A} \Delta t^{-1}$$

dove ρ è la densità media della porzione di ghiacciaio che si trasforma (da neve a firn e da firn a ghiaccio) e \overline{A} è la media tra l'area iniziale e finale all'interno dell'intervallo Δt tra i due rilievi topografici successivi. Il metodo ha il limite di utilizzare le misure dirette *in situ* per il calcolo della densità, necessaria per il dato specifico di bilancio di massa. Per questo motivo, tale tecnica è più adatta per conoscere la variazione di massa su intervalli pluriennali assumendo una densità media del materiale che si trasforma pari a 0.85 kg/dm^3 . L'accuratezza del metodo è strettamente correlata alla corrispondenza spaziale e altimetrica tra i DTM considerati. Per questo motivo è necessaria una validazione preventiva dei prodotti topografici con un rigoroso calcolo di shift planimetrico ed altimetrico sulle aree stabili non soggette, quindi, a variazioni di massa nel periodo interessato. Con una buona corrispondenza tra DTM si ottengono valori di incertezza compresi tra 10 e 60 mm di equivalente in acqua.

Il metodo idrologico applicato a un bacino idrografico prevede di misurare i ter-

mini del bilancio idrologico a scala annuale (in termini di equivalente in acqua) e calcolare il bilancio secondo la relazione:

$$\text{Eq. 5.4} \quad B_n = P - R - E$$

Dove P sono le precipitazioni, R i deflussi misurati in alveo e E l'evaporazione. I termini dell'equazione sono espressi in volume. In questa relazione, la variazione di bilancio di massa glaciale corrisponde alla variazione di invaso del bilancio idrologico. Criticità del metodo è rappresentata dalla stima della precipitazione e della relativa spazializzazione, dell'evaporazione, e della misura dei deflussi. Un esempio di quantificazione dell'incertezza del metodo idrologico è riportato da Caturan (2016) che stimano un'incertezza di 400 mm di equivalente in acqua su un bacino di 3.5 km^2 .

Infine, esistono metodi più empirici per la stima dell'andamento dell'annata di bilancio, i così detti *reconnaissance methods*. Questi si basano sull'identificazione della ELA e il calcolo di AAR alla fine della stagione di ablazione. Il calcolo di AAR risulta molto utile per le ricostruzioni storiche dei bilanci di massa in periodi e luoghi caratterizzati da assenza di misurazioni.

In questo contesto, la disponibilità di archivi fotografici è uno strumento fondamentale per riconoscere le modalità di evoluzione dei ghiacciai nel tempo. Inoltre, i *reconnaissance methods* possono essere efficacemente migliorati grazie al rilievo con sensori remoti. Infatti, come per la neve stagionale, il *remote sensing* satellitare è uno strumento estremamente utile per monitoraggio del grado di scoperta di un ghiacciaio, e quindi il calcolo di AAR, durante la stagione di fusione. Utilizzando, ad esempio, immagini ottiche dai sensori Landsat7 e Sentinel-2, è possibile combinare bande differenti per differenziare su un ghiacciaio le aree coperte da neve stagionale, da firn e da ghiaccio.

A livello operativo, questa distinzione delle diverse superfici del ghiacciaio si realizza in maniera diversa per le immagini Landsat e Sentinel-2. Per le Landsat vale la seguente combinazione: R=B05, G=B04, B=B03. Diversamente, su immagini Sentinel-2 la combinazione corrisponde a R=B11, G=B08, B=B04 (Fig. 5.3)

Dal punto di vista operativo, il metodo geodetico è senz'altro il più pratico per il calcolo del contributo glaciale ai deflussi. Alcuni elementi risultano necessari per aumentare l'affidabilità e applicabilità del metodo: a) misura in loco della densità in settori del ghiacciaio rappresentativi delle componenti neve, firn e ghiaccio, b) calcolo areale delle superfici coperte da neve, firn e ghiaccio, c) calcolo della media ponderata della densità dell'intera superficie glaciale e d) disponibilità di DTM multi-temporali a periodicità annua (fine stagione di ablazione). Il recente sviluppo di tecniche di fotogrammetria con UAV permette di abbattere notevolmente i costi di acquisizione dei dati topografici garantendo, al contempo, un'ottima risoluzione spaziale (inferiore a 0.5 m) e la pos-

sibilità di replicare in maniera autonoma le misure.

Parallelamente ai metodi sopra-indicati, essenziali a livello operativo per la definizione del bilancio idrologico, negli ultimi decenni si sono sviluppate tecniche alternative per un'indagine più approfondita dei processi alla base delle variazioni di massa glaciale. A partire dalla seconda metà del XX secolo, il campo della "crio-sismologia", che prevede la registrazione e l'analisi del segnale sismico emesso dalla dinamica della criosfera, ha mostrato le sue grandi potenzialità per il monitoraggio dei ghiacciai. Sebbene le prime applicazioni abbiano riguardato essenzialmente le grandi masse glaciali dell'Antartide (Hatherton e Evison, 1962), negli ultimi venti anni la validità di questi approcci è stata dimostrata in molte campagne di monitoraggio di ghiacciai alpini (Podolskiy e Walter, 2016).

Il monitoraggio sismico dei ghiacciai prevede innanzitutto l'installazione di sensori sismici, costituiti tipicamente da sismometri. Questo tipo di strumenti misurano le vibrazioni, in termini di velocità,

del mezzo su cui sono installati (ghiaccio, in questo caso), permettendo di rilevare segnali sismici anche di bassa intensità e caratterizzati da una frequenza caratteristica variabile tra circa 1 e qualche centinaio di Hertz. Benché il numero di sensori sia dettato dall'obiettivo del monitoraggio, è consigliata l'installazione di almeno due sismometri in modo tale da garantire una misura ridondante che permetta di escludere eventuali artefatti, come picchi di energia sismica dovuti a interferenze elettriche e quindi non associati a processi naturali. Inoltre, l'installazione di reti sismiche spazialmente dense (10-100 sensori sismici a una distanza reciproca di circa 101-102 m) tipicamente implementata per il monitoraggio di terremoti, si sta sviluppando anche in contesti glaciali (Gimbert et al., 2020). Rispetto a singoli sismometri, reti sismiche dense migliorano la caratterizzazione del segnale e la localizzazione della sorgente sismica.

Per quanto riguarda i ghiacciai alpini, tra i processi capaci di generare segnali sismici nel ghiaccio stesso e/o nel suolo circostante si distinguono in particolare quelli legati a fenomeni di fusione della massa glaciale.

Segnali sismici provenienti da zone situate al di sotto della superficie ma al di sopra della base del ghiacciaio sono stati correlati con la formazione di mulini sub-superficiali e con il loro conseguente riempimento con acqua di fusione. Un esempio riguardante le Alpi europee è lo studio effettuato sul ghiacciaio dell'Argentièr (Alpi francesi), dove sono state osservate diverse migliaia di eventi sismici localizzati tra 20 e 130 metri al di sotto della superficie durante periodi caratterizzati da alte temperature e da un'importante riduzione della copertura nevosa (Helmstetter et al., 2015).

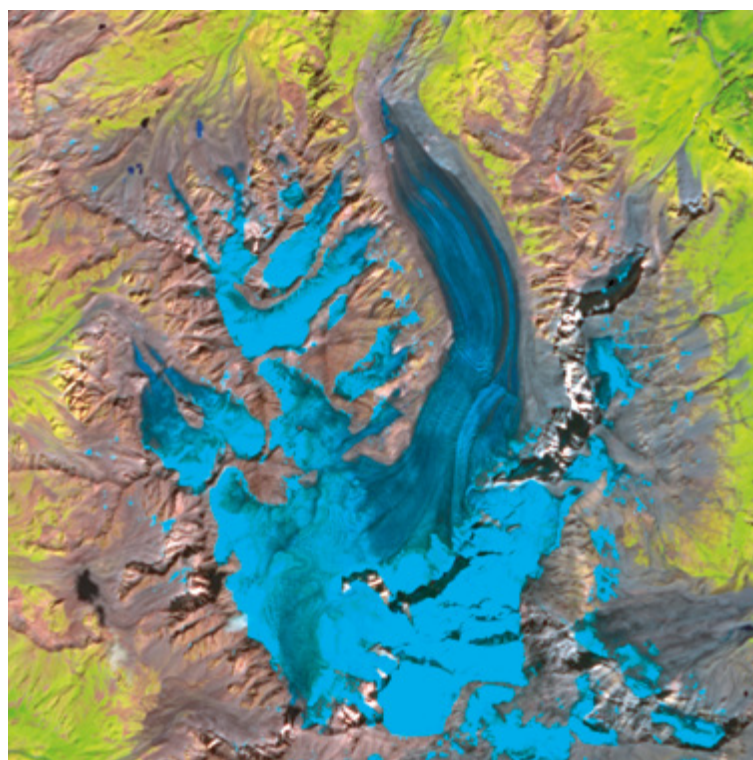
Mentre i fenomeni sopraindicati sono caratterizzati da segnali sismici costitui-

ti da picchi di energia ad alta frequenza, il flusso d'acqua di fusione del reticolo sub-glaciale si distingue per un rumore sismico continuo a basse frequenze dovuto alla turbolenza dell'acqua (<10 Hz). Come già osservato da Bartholomaeus et al. (2015) per alcune masse glaciali in Alaska, Nanni et al. (2020) hanno evidenziato una diretta correlazione tra il rumore sismico a basse frequenze rilevato sul ghiacciaio dell'Argentièr e la portata d'acqua di fusione, con una risoluzione temporale sub-giornaliera. Gli autori hanno mostrato come la stima della portata attraverso metodi sismici sia caratterizzata da un errore inferiore al 10% rispetto alle quantità direttamente misurate in uscita dal ghiacciaio. Infine, l'utilizzo di una rete sismica densa può essere sfruttato per monitorare la distribuzione spaziale dei flussi idrici al di sotto della massa glaciale. Una recente metodologia implementata da Nanni et al. (2021) ha permesso la ricostruzione di una mappa bidimensionale del reticolo e delle aree caratterizzate da maggior connettività idraulica, ovvero quelle aventi un impatto maggiore sulla risposta a lungo termine del ghiacciaio rispetto all'aumento delle temperature. Per quanto riguarda l'accuratezza della localizzazione, questa dipende dalla densità della rete sismica e dalle caratteristiche del segnale sismico analizzato, e nel caso in esame è stata stimata una precisione dell'ordine di 10^{-1} m.

Fino ad oggi le tecniche di monitoraggio sismico sono state implementate prevalentemente in ambito di ricerca per la comprensione dei fenomeni di dinamica glaciale, ma la possibilità di quantificare i processi (ad esempio, la stima della portata di fusione) mostra le potenzialità di una loro applicazione anche a livello operativo per il bilancio idrologico. Rispetto ad altre tecniche, la crio-sismologia permette (a) una misura non locale di aree del ghiacciaio remote e spesso inaccessibili, e (b) un'indagine ad alta risoluzione temporale (sub-giornaliera). D'altro canto, nonostan-

Figura 5.3

Combinazione di bande su immagini satellitari Sentinel-2 del ghiacciaio Corbassiere sul Grand Combin (CH) relativa al 22 agosto 2023. L'elaborazione dell'immagine permette la delimitazione dei confini del corpo glaciale e la classificazione delle diverse aree del ghiacciaio. In blu scuro il ghiaccio di ghiacciaio esposto all'atmosfera, in azzurro chiaro le superfici coperte da neve stagionale, in un colore intermedio le zone coperte da firn. L'immagine contiene dati Copernicus Sentinel modificati (2023) elaborati da Sentinel Hub in partnership con l'US Geological Survey (<https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/>).



te il buon rapporto costi-benefici dell'installazione, l'applicazione dei metodi sopra-indicati richiede un periodo iniziale di intensa attività di campo per la calibrazione degli strumenti e una conoscenza profonda del ghiacciaio in esame per la corretta interpretazione dei segnali sismici.

Infine, per quel che concerne il monitoraggio dei corpi glaciali italiani, è utile dare alcune indicazioni sui cataloghi disponibili. Da oltre 100 anni il Comitato glaciologico italiano promuove la raccolta di dati di variazione frontale per ghiacciai rappresentativi delle Alpi Italiane attraverso campagne glaciologiche annuali, i cui risultati sono pubblicati sulle riviste del CGI e disponibili online (<https://www.glaciologia.it/i-ghiacciai-italiani/le-campagne-glaciologiche/>). Il primo catasto nazionale dei ghiacciai italiani, con mappatura dei corpi glaciali, risale al 1957-1961 (CNR CGI, 1961a; CNR-CGI, 1961b;

CNR-CGI, 1962); il catasto successivo, datato tra fine anni '70 e inizio anni '80 del secolo scorso, è stato realizzato nell'ambito dell'iniziativa World Glacier Inventory (WGI, https://nsidc.org/data/glacier_inventory/); il catasto dei ghiacciai italiani è stato aggiornato al 2006 nell'ambito del progetto NextData del CNR, http://repo.igg.cnr.it/ghiacciaiCGI/ghiacciai_new.html (Salvatore et al., 2015), e da Smiraglia et al. (2015) su ortofoto datate tra il 2005 e il 2010; i contorni glaciali sono stati ridefiniti in anni più recenti mediante immagini satellitari (GLIMS, <https://www.glims.org/>; Paul et al., 2019), anche se le dimensioni ridotte dei ghiacciai italiani e l'abbondante copertura detritica rendono le immagini satellitari attualmente disponibili solo in parte adatte alla perimetrazione dei ghiacciai. Sono inoltre disponibili diversi catasti a scala regionale/locale (Tabella 5.2).

Permafrost

La distribuzione del permafrost montano a medie e basse latitudini è strettamente legata alle condizioni climatiche ed alle caratteristiche della superficie del terreno, come la pendenza e l'orientamento dei versanti, i tipi di vegetazione e la copertura nevosa.

Per stimare la presenza di permafrost continuo (PC), discontinuo (PD) o sporadico (PS) a livello locale e su base stagionale oppure annuale, può essere utile fare riferimento al metodo del *surface frost number* (F+), come riportato in Barry et al. (2011). Il metodo consiste nel calcolare i gradi giorno di gelo e di disgelo utilizzando i dati giornalieri di temperatura media dell'aria. La sommatoria dei gradi giorno di gelo (FDD) e di disgelo (TDD) stagionale o annuale viene poi utilizzata per il calcolo del F+ secondo la seguente formula:

$$\text{Eq. 5.5} \quad F_+ = \frac{FDD^{0.5}}{(FDD^{0.5} + TDD^{0.5})}$$

Nella Figura 5.4 è mostrato un esempio di F+ e della sua tendenza nel corso degli anni nel bacino glaciale della Bessanese, calcolata con i dati di temperatura dell'aria acquisiti dalla stazione meteorologica di ARPA Piemonte ubicata nello stesso bacino (Viani et al., 2020).

La serie temporale dei valori di F+ presente nella Figura 5.4, mette in evidenza una lieve ma costante tendenza alla diminuzione, soprattutto per quanto riguarda i valori annuali: una chiara evidenza di un riscaldamento climatico in corso e che interessa gli ambienti alpini di alta quota (Nigrelli e Chiarle, 2023).

In Italia, il monitoraggio del permafrost montano è essenziale data la sua rilevanza negli equilibri idrologici e geologici delle Alpi. Progetti come il PermaNET 2012 (Alpine Space Permafrost Monitoring Network, <https://www.permanet-alpinespace.eu/home.html>) hanno già stabilito una base

di monitoraggio che include diverse tecniche. Il progetto PermaNET 2012 Alpine Space permafrost monitoring network ha infatti raccolto informazioni su misurazione dello strato attivo e misurazione della temperatura alla base del manto nevoso a fine stagione, tramite tomografie elettriche, georadar, perforazioni e misura della temperatura delle sorgenti nonché analisi sulla chimica dell'acqua.

Anche il progetto Cervinia Basin Monitoring ha investigato il permafrost nella zona del Cervinia, monitorando la sua risposta ai cambiamenti climatici, le caratteristiche termiche e le variazioni della chimica delle acque. Le rilevazioni hanno permesso di studiare l'evoluzione del permafrost in risposta a eventi meteorologici estremi come le ondate di calore del 2015.

Un'iniziativa condotta in collaborazione tra CNR IRPI e ARPA, con il supporto logistico della Regione Valle d'Aosta, PERMADataROC, ha installato sistemi di monitoraggio per le temperature delle pareti rocciose e per l'attività microsismica presso il rifugio J.A. Carrel sul Monte Cervino (Coviello et al., 2015).

Il Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) è il principale programma in-

ternazionale che si occupa del monitoraggio dei parametri del permafrost. Il GTN-P è stato sviluppato negli anni '90 dall'International Permafrost Association (IPA) nell'ambito del Global Climate observing System (GCOS) e del Global Terrestrial Observing Network (GTOS), con l'obiettivo a lungo termine di ottenere una visione completa della struttura spaziale, delle tendenze e della variabilità dei cambiamenti dello spessore dello strato attivo e della temperatura del permafrost.

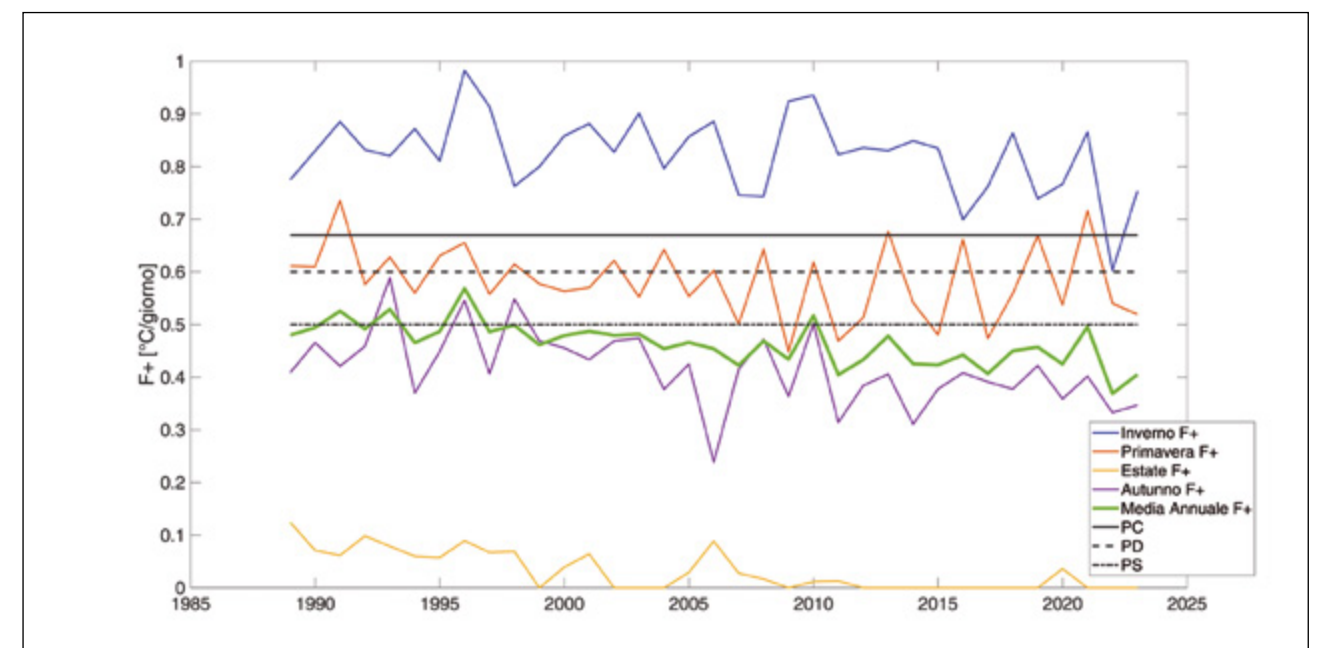
GCOS e GTOS hanno stabilito 50 variabili climatiche essenziali (ECV), di cui una è il permafrost. Nell'ambito del GTN-P sono state identificate come ECV due variabili chiave del permafrost:

1. lo Stato Termico del Permafrost (TSP), ovvero la temperatura del permafrost, monitorata a lungo termine da un'ampia rete di trivellazioni.

2. lo Spessore dello strato attivo (ALT), ovvero la profondità annuale di disgelo del permafrost, per lo più riferito alla rete di monitoraggio del Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM).

Il monitoraggio permanente nel GTN-P è stato coordinato dall'IPA fin dalla sua istituzione.

Figura 5.4
Serie temporale dei valori di *surface frost number* nel bacino glaciale della Bessanese.



AREA	GHIACCIAI	PERMAFROST	DATI METEO	DATI NEVE	CARTOGRAFICO
Veneto	ARPA Veneto https://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/neve/webgis-valanghe Dipartimento di Scienze Storiche Geografiche e dell'Antichità Università di Padova https://www.musei.unipd.it/it/museo-geografia-marmolada Comitato Glaciologico Italiano https://www.glaciologia.it/	ARPA Veneto Centro Valanghe di Arabba	ARPA Veneto https://www.arpa.veneto.it/dati-ambientali	ARPA Veneto https://www.arpa.veneto.it/dati-ambientali/dati-in-diretta/meteo-idro-nivo/variabili_idro	ARPA Veneto https://dt2.regione.veneto.it/
Friuli Venezia Giulia	Società Meteorologica Alpino-Adriatica https://www.aametsoc.org/ Comitato Glaciologico Italiano https://www.glaciologia.it/	Regione Friuli Venezia Giulia https://catastogrotte.regione.fvg.it/pagina/147/Progetto_CryoKarst/ SP- - Basovizza 34149 Trieste (ITALY) https://www.isp.cnr.it/index.php/it/	ARPA Friuli Venezia Giulia https://www.meteo.fvg.it/stazioni.php?in=	Protezione Civile Friuli Venezia Giulia https://monitor.protezionecivile.fvg.it/#/mappa_sensori	Protezione Civile Friuli Venezia Giulia https://www.regione.fvg.it/rafv/cms/RAFVG/ambiente-territorio/conoscere-ambiente-territorio/FOGLIA4/
Provincia Autonoma di Trento	Provincia Autonoma di Trento www.meteotrentino.it SAT https://www.sat.tn.it/attivita/glaciologia/ Comitato Glaciologico Italiano https://www.glaciologia.it/	Provincia Autonoma di Trento http://www.climatrentino.it/clima_trentino/ghiacciai_permafrost/gp_permafrost/	Provincia Autonoma di Trento www.meteotrentino.it	Provincia Autonoma di Trento www.meteotrentino.it	Portale Cartografico Trentino http://www.territorio.provincia.tn.it/portale/server.pt/community/portale_geocartografico_trentino/254
Provincia Autonoma di Bolzano	Provincia Autonoma di Bolzano Ufficio Idrologia e dighe https://home.provincia.bz.it/it/contatti/934 Ufficio idrologia https://appc.provincia.bz.it/default.asp Servizio Glaciologico Alto Adige http://www.servizioglaciologico.com/ Comitato Glaciologico Italiano https://www.glaciologia.it/	Provincia Autonoma di Bolzano - Ufficio 11.6 - Ufficio Geologia e prove materiali https://data.civis.bz.it/dataset/permafrost https://geologie.provinz.bz.it/de/home	Provincia Autonoma di Bolzano https://meteo.provincia.bz.it/stazioni-meteo-montagna.asp	Provincia Autonoma di Bolzano https://meteo.provincia.bz.it/stazioni-meteo-montagna.asp	Provincia Autonoma di Bolzano https://natura-territorio.provincia.bz.it/it/sipa-cartografia-provinciale
Lombardia	Servizio Glaciologico Lombardo https://www.servizioglaciologicolombardo.it/ ARPA Lombardia https://www.arpalombardia.it/temi-ambientali/neve-e-ghiacciai/ghiacciai/glaciologia/ Comitato Glaciologico Italiano https://www.glaciologia.it/	Servizio Glaciologico Lombardo https://www.servizioglaciologicolombardo.it/	ARPA Lombardia https://iris.arpalombardia.it/gisINM/login.php	ARPA Lombardia https://iris.arpalombardia.it/gisINM/login.php	Geoportale Regione Lombardia https://www.geoportale.regione.lombardia.it/ ARPA Lombardia https://iris.arpalombardia.it/gisINM/login.php
Piemonte	ARPA Piemonte Dipartimento rischi naturali e ambientali Comitato Glaciologico Italiano https://www.glaciologia.it/	ARPA Piemonte Dipartimento rischi naturali e ambientali	ARPA Piemonte https://www.arpa.piemonte.it/rischi_naturali/snippets_arpa_graphs/map_meteoweb/?rete=stazione_meteorologica	ARPA Piemonte https://www.arpa.piemonte.it/rischi_naturali/snippets_arpa_graphs/map_meteoweb/?rete=stazione_meteorologica	Regione del Piemonte https://www.geoportale.piemonte.it/visregpigo/
Valle d'Aosta	ARPA Valle d'Aosta http://catastoghiacciai.partout.it/GeoGhiacciai Fondazione Montagna Sicura https://www.fondazionemontagnasicura.org/ Comitato Glaciologico Italiano https://www.glaciologia.it/	ARPA Valle d'Aosta https://www.arpa.vda.it/it/effetti-sul-territorio-dei-cambiamenti-climatici/permafrost Fondazione Montagna Sicura https://www.fondazionemontagnasicura.org/	Centro Funzionale Regionale Valle d'Aosta https://cf.regione.vda.it/it/mappa-dati-stazioni-periferiche	Centro Funzionale Regionale Valle d'Aosta https://cf.regione.vda.it/it/mappa-dati-stazioni-periferiche	Regione Valle d'Aosta https://geoportale.regione.vda.it/

Tabella 5.3

Elenco di alcuni servizi pubblici per l'accesso a dati meteorologici, topografici e relativi alla criosfera.

AREA	GHIACCIAI	PERMAFROST	DATI METEO	DATI NEVE	CARTOGRAFICO
Europa	Copernicus https://cds.climate.copernicus.eu/datasets?q=glacier	PERMANET https://www.permanet-alpinespace.eu/home.html	ECMWF https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5	Copernicus https://land.copernicus.eu/en/dataset-catalog https://land.copernicus.eu/en/products/snow https://cds.climate.copernicus.eu/datasets?q=glacier	ECMWF https://spacedata.copernicus.eu/collections/copernicus-digital-elevation-model
Globo	WGMI https://nsidc.org/data/glacier_inventory/index.html GLIMS https://www.glims.org/maps/glims RGI https://www.glims.org/RGI/ Copernicus https://cds.climate.copernicus.eu/datasets?q=glacier	Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) https://gtnp.arcticportal.org/	ECMWF https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5	ESA https://climate.esa.int/en/projects/snow/Snow_data/ NOAA (emisfero Nord) https://nsidc.org/data/g02156/versions/1	EO Browser https://apps.sentinel-hub.com/eo-browser/?zoom=10&lat=41.9&lng=12.5&themelid=DEFAULT-THEME&otime=2024-01-22T15%3A30%3A33.777Z NASA https://search.earthdata.nasa.gov/search



Regime pregresso e stato attuale

Neve stagionale

Alpi italiane

A scala regionale la variabilità dello *snow pack* risponde principalmente alla variabilità delle precipitazioni e della temperatura dell'aria attraverso processi di accumulo, compattazione e ablazione. Se in termini di feedback climatico la variabile di principale interesse è la superficie della neve e la sua albedo, in termini di risorsa idrica sono l'altezza del manto nevoso (HS) e più specificamente l'equivalente in acqua della copertura nevosa (SWE). Lo SWE risponde sia all'aumento delle temperature globali sia alla variabilità inter e pluriennale delle precipitazioni, e quindi ai periodi siccitosi. Inoltre, la transizione di fase (da liquido a solido, e viceversa) che avviene intorno allo zero termico inserisce una fonte di non linearità legata sia alla quota sia alla variabilità climatica delle temperature.

Lo studio della distribuzione della copertura nevosa fornisce due importanti metriche dei cambiamenti in atto su un periodo legato alla disponibilità di dati da remoto, tra il 1985 e oggi. Una prima informazione è la quota altimetrica di presenza della neve, la cosiddetta *snow line elevation*, che ha subito un innalzamento nel corso degli ultimi decenni. Questo cambiamento si differenzia nei diversi settori alpini passando da incrementi di 5-8 m/anno nel settore occidentale a valori negativi nella porzione orientale (Koehler et al., 2022).

Altra informazione è la quota della linea della neve naturale affidabile (LAN) (Föhn, 1990; OECD, 2007; Wielke et al., 2004) definita come la quota dove la neve, da ottobre ad aprile, rimane al suolo per almeno 100 giorni con uno spessore di 0.30 m. Sulle Alpi italiane si è innalzata di circa 250 m fra il trentennio 1961-1990 e 1991-2020 (Valt et al., 2022) con un aumento di 213 m di quota ogni innalzamento di 1 °C della temperatura delle Alpi (Valt M., 2023). La LAN è dipendente dal clima delle diverse aree geografiche e per le Alpi italiane, caratterizzate da un clima mediterraneo, è attualmente a 1750 m di quota.

Altre metriche riguardano la durata della stagione di innevamento, o inizio e fine della stagione. In questo caso si assiste a una diminuzione della durata (Carrer et al., 2023), con una variabilità legata alla posizione geografica e alla quota altimetrica (Fugazza et al., 2021).

A causa del cambiamento climatico, nelle Alpi europee si sono verificate negli ultimi decenni riduzioni di: a) superficie areale della neve di circa -0.25% all'anno per il periodo 2000-2018 (Notarnicola, 2020); b) durata del manto nevoso al suolo di indicativamente -0.5 giorni all'anno per il periodo 2000-2018 (Klein et al., 2016; Notarnicola, 2020); c) HS pari a circa -0.8% all'anno per HS medio

(Matiu et al., 2021; Monteiro e Morin, 2023). In merito allo SWE, nonostante la sua rilevanza per i processi idrologici, a causa del numero ridotto di osservazioni di lungo periodo esistono solo pochi studi sui suoi trend, e la maggior parte di essi si concentra sul Nord America (ad esempio, Elias et al., 2021; Mote et al., 2018; Thakur et al., 2020). Nelle Alpi europee, per il periodo 1981-2010, i set di dati SWE su larga scala hanno mostrato deboli diminuzioni non significative, in apparente contrasto con le tendenze SWE per lo più negative riscontrate nell'emisfero settentrionale (Mudryk et al., 2015), soprattutto in America settentrionale e in Europa (Pulliainen et al., 2020). Tuttavia, analizzando serie di SWE di lungo periodo nelle Alpi europee, Marty et al. (2017) hanno trovato una generale riduzione negli ultimi decenni (indicativamente -5 mm/y per il periodo 1968-2012 per lo SWE ad aprile). Nell'area delle Dolomiti, Valt et al. (2023) stimano una tendenza pari -1 mm/y solo nel mese di marzo per il periodo 1961-2020; tale riduzione è stata confermata da stu-

di condotti sia in Svizzera (Marty et al., 2023) sia in Italia (Bocchiola e Diolaiuti, 2010). Sempre nelle Alpi italiane, Colombo et al. (2022) hanno riportato un'ampia variabilità interannuale nel periodo 1930-1990, riscontrando i valori più bassi nel periodo 1991-2020, soprattutto alla fine della stagione nevosa. Inoltre, gli autori hanno evidenziato un cambiamento nel rapporto tra anomalie di SWE e indici teleconnettivi dopo gli anni '80 del secolo scorso, in relazione a una riduzione dello SWE determinato dall'aumento della temperatura dell'aria a partire dai primi anni '90. Ranzi et al., (2024), con un dataset indipendente rispetto a quello utilizzato da Colombo et al. (2022), hanno confermato un trend decrescente (circa -4 mm all'anno per il periodo 1967-2020 per lo SWE ad aprile) della climatologia della neve nelle Alpi italiane avvenuto intorno alla fine degli anni '80 del secolo scorso. Infine, Colombo et al. (2023) hanno evidenziato come tra i fenomeni di siccità della neve occorsi nell'ultimo secolo nelle Alpi italiane la maggior parte si sia verificata negli ultimi anni (Fig. 5.5).

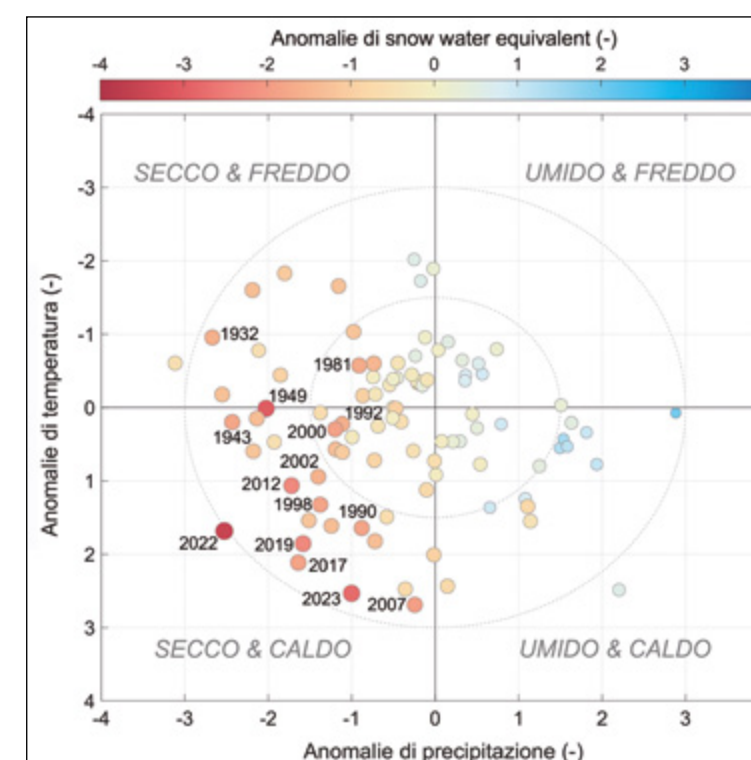


Figura 5.5

Anomalie di Snow Water Equivalent (SWE) a marzo (periodo 1930-2023) in funzione delle anomalie di precipitazione e temperatura. In figura sono indicati gli anni con anomalie di SWE < -1.5. (si veda Colombo et al., 2023 per la metodologia).

Appennini

Differentemente dalle Alpi, siano esse europee o italiane, negli Appennini non vi sono numerosi studi di lungo periodo sulle principali variabili legate alla neve. Tuttavia, alcune indagini recenti (Capozzi et al., 2022) condotte presso l'Osservatorio di Monte Vergine (AV) (1280 m slm) hanno mostrato come vi sia una forte variabilità interannuale delle nevicate, con: a) assenza di trend rilevanti di HN e frequenza degli eventi nevosi dalla fine del XIX secolo alla metà degli anni '70; b) forte riduzione delle nevicate sia in quantità sia in frequenza dalla metà degli anni '70 del secolo scorso alla fine degli anni '90 e infine aumento della quantità media di HN e della frequenza degli eventi nevosi negli ultimi 20 anni. Ad esempio, l'HN e il numero di giorni nevosi sono passati da un massimo di 221.5 ± 103.6 cm e 20.3 ± 8.1 giorni nel ventennio 1904/05–1923/24 a un minimo di 114.1 ± 65.6 cm e 11.9 ± 5.7 giorni nel periodo 1984/85–2003/04.

Tuttavia, negli ultimi decenni (2004/05–2019/20), HN e giorni nevosi sono tornati ad aumentare, con valori di 167.4 ± 109.6 cm e 13.6 ± 7.1 giorni, rispettivamente. Inoltre, Annella et al. (2023) hanno riportato una riduzione della durata del manto nevoso del 12% (intera stagione nivale), 17% (inizio inverno), 12% (fine inverno) e 26% (intero inverno) nel periodo 1969/70–2007/08 rispetto al trentennio precedente (1932/33–1963/64). Tuttavia, nell'ultima decade indagata, la durata del manto nevoso è tornata a essere simile a quella misurata nei decenni precedenti, come 1948–1957, 1958–1967 e 1978–1987. Gli autori di questo ultimo studio hanno anche trovato una generale dipendenza della durata del manto nevoso dalla temperatura atmosferica, tuttavia fortemente mediata, a livello interannuale e decennale, dall'influenza di alcuni indici teleconnettivi, come l'Arctic Oscillation e l'Eastern Mediterranean Pattern.

Ghiacciai

L'aumento delle temperature ha un effetto duplice sul bilancio idrologico nei bacini glacializzati. In primo luogo, determina una riduzione della frazione nevosa delle precipitazioni rispetto a quella liquida e, parallelamente, causa una riduzione delle masse glaciali. Questo secondo aspetto influisce in maniera più che proporzionale sui deflussi modificando sia il regime annuo ma anche il concetto di *peak water* (PW). In un contesto pluridecennale di aumento delle temperature e riduzione delle masse glaciali, il PW corrisponde al picco di portata che si verifica su un bacino glacializzato a un determinato tempo t quando il contributo glaciale è massimo (Figura 5.6).

Dalla fine dell'ultima glaciazione, avvenuta circa 12 000 anni fa, la massima

estensione dei ghiacci in diverse parti del mondo è avvenuta durante la PEG, cominciata attorno alla metà del XIV secolo e conclusa verso la seconda metà del XIX secolo: il picco della PEG è convenzionalmente fissato tra il 1845 e il 1860 (Orombelli, 2011), anche se esso presenta una significativa variabilità da zona a zona. La fine della PEG, e l'inizio dell'arretramento dei ghiacciai, coincide con l'aumento delle temperature medie globali avvenute attorno al 1850 a seguito dell'avvio del periodo industriale. I ghiacciai alpini hanno perso circa il 35% della loro estensione tra la metà dell'Ottocento e il 1970 (Paul et al., 2004; Zemp et al., 2007) e un ulteriore 20% fino al 2000 (Nigrelli et al., 2015; Paul et al., 2011). A partire dal 2003, i ghiacciai stanno subendo una forte acce-

lerazione di perdita di superficie registrando negli ultimi anni perdite superiori al 60% rispetto alla fine della PEG (Haeblerli et al., 2019), perdite che hanno raggiunto il 100% in alcuni settori delle Alpi Italiane (Lucchesi et al., 2014). In Figura 5.7 si riporta un confronto fotografico del ghiacciaio dei Forni (Lombardia) tra il 1860/1870 e il 2022.

Dalla seconda metà dell'800, la riduzione progressiva dei ghiacciai a causa dell'aumento delle temperature ha determinato un aumento del contributo glaciale ai deflussi annui a seguito del rilascio di acqua prima stoccata in forma solida (Figura 5.6). Questo aumento ha avuto una progressiva amplificazione durante il secolo scorso a seguito della continua riduzione dell'estensione glaciale.

Il continuo trend in aumento delle temperature ha determinato un cambio di tendenza del contributo glaciale identificando un *tipping point*, un periodo oltre il quale i deflussi medi annui hanno smesso di aumentare e, conseguentemente,

cominciato a decrescere a seguito del superamento dell'estensione critica dei ghiacciai necessaria a garantire la massima portata durante la stagione estiva (di fusione). Questo *tipping point* determina il PW che ha un'elevata variabilità sia spaziale che temporale in funzione della percentuale di glacializzazione del bacino (Carturan et al., 2019). Sulla macroscale nazionale, ci sono evidenze che il contributo glaciale del fiume Po sia passato dal 20 al 18% tra il 1961 e il 1990 rispetto al periodo tra il 1908 e il 2008 (Huss, 2011). La riduzione del contributo glaciale del Po mette in evidenza che l'intero bacino ha già sorpassato il *tipping point* identificando il PW medio tra il 1980 e il 2010 (Huss e Hock, 2018). A scale spaziali inferiori, studi recenti su aree glaciali alpine della provincia di Trento riportano che a metà degli anni 2000 per bacini glacializzati con area maggiore di 1000 km² e percentuale di glacializzazione inferiore al 2% il PW si era già verificato registrando una riduzione dei deflussi estivi rispetto alla PEG pari al 70% (Carturan et al., 2019).

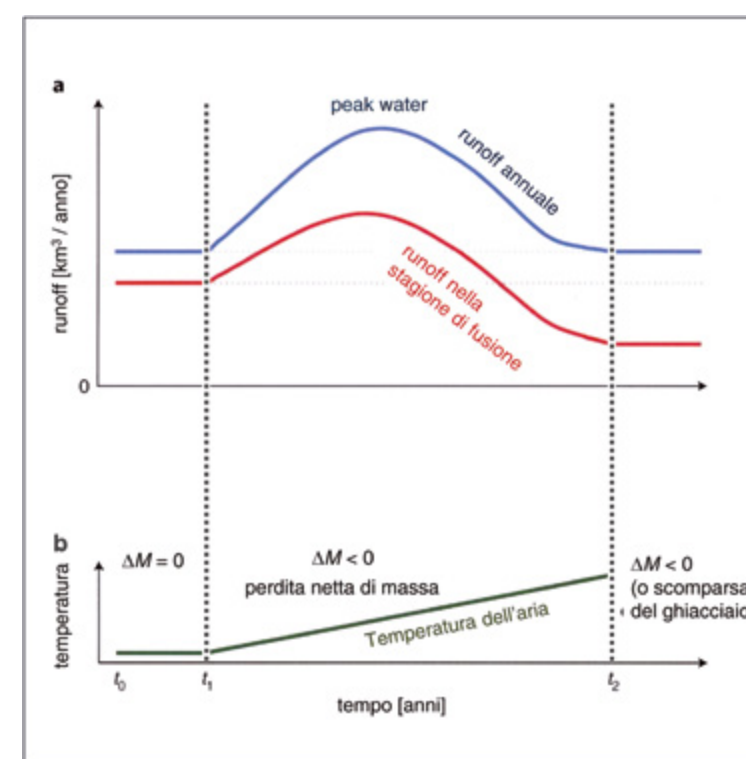


Figura 5.6

Schematizzazione delle variazioni del deflusso in un bacino glacializzato in risposta al continuo riscaldamento atmosferico. A t_0 il ghiacciaio è in equilibrio, cioè il bilancio di massa del ghiacciaio è $\Delta M = 0$, e si assume che tutte le componenti del bilancio idrologico, eccezion fatta per la variazione d'invaso dovuta al ghiacciaio, rimangano inalterate (figura modificata da Huss e Hock, 2018).

La riduzione del contributo glaciale ai deflussi ha determinato (Carturan et al., 2019), e sta determinando, anche una modifica del regime dei deflussi. Stiamo, infatti, assistendo a una progressiva transizione, per i bacini alimentati da aree

glacializzate, da un regime prettamente glaciale a un nivo-glaciale che determina una rapida decrescita dei deflussi subito dopo la fusione della neve stagionale, anticipando così il picco dei deflussi annui a inizio estate rispetto alla seconda metà.



Figura 5.7
Confronto fotografico del Ghiacciaio dei Forni (su concessione del Servizio glaciologico lombardo).

Permafrost

La comprensione della distribuzione del permafrost in Italia è un campo di studio in continua evoluzione, specialmente per quanto riguarda lo spessore e il regime termico. I dati a disposizione si concentrano principalmente sulle Alpi, dove il permafrost è più diffuso e, in misura minore, sugli Appennini, dove la sua presenza è ad oggi meno documentata. Nelle Alpi italiane, il permafrost è tipicamente discontinuo, localizzato a quote che variano dai 2000 ai 3200 metri. In queste aree, il permafrost può diventare più continuo a quote superiori, in assenza di ghiacciai. In certe zone, piccole estensioni di permafrost possono trovarsi anche a quote più basse (1700-1900 metri) e alla base dei ghiacciai. Le aree centrali (come le Alpi Retiche e Atesine) presentano una maggiore probabilità di contenere permafrost a quote simili; questa probabilità aumenta ulteriormente nei massicci più interni (lungo il confine italo-svizzero o italo-austriaco). Nei settori orientali delle Alpi (Alpi Dolomitiche, Carniche e Giulie), la presenza di permafrost è meno probabile e nelle Dolomiti è presente solo in alta

quota (Crepaz et al., 2011). Lo spessore medio del permafrost è di circa 20 metri, ma in alcune aree può raggiungere centinaia di metri, come dimostrato nelle vicinanze del Passo dello Stelvio (Guglielmin et al., 2018). Il sovrastante strato attivo ha generalmente uno spessore compreso tra 1 e 3 metri, ma può arrivare fino a 5 metri. La temperatura del permafrost nell'arco alpino è sempre superiore a -3 °C, indicando una potenziale instabilità dovuta ai processi di fusione e ricongelamento (Guglielmin M., 2006).

Per quanto riguarda gli Appennini, le evidenze di permafrost sono limitate ma indicano una possibile presenza in aree specifiche come il gruppo della Maiella e il Monte Velino. Non è esclusa la possibilità di qualche sito sporadico anche sui Monti Sibillini e sui gruppi del Gran Sasso e dei Monti della Laga. Queste tracce suggeriscono che in passato condizioni climatiche più fredde possano aver favorito la formazione di permafrost anche a latitudini e quote inferiori rispetto a quelle tipiche delle regioni alpine.

La siccità del 2022-2023 nel bacino del fiume Po. Il contributo della criosfera

Utilizzando 15 serie storiche di osservazioni giornaliere di HS (periodo 1930–2023, range altitudinale 864–2200 m s.l.m.), insieme a un approccio modellistico per la stima dello SWE e dati di ri-analisi climatica, Colombo et al. (2023) hanno riportato che l'anomalia di SWE di marzo 2022 ha raggiunto il valore più basso nell'ultimo secolo. Tale evento è stato attribuito alla combinazione senza precedenti di condizioni meteorologiche estremamente calde e secche nel periodo dicembre 2021–marzo 2022. Questo evento record è stato osservato anche da dati satellitari, con una quota della neve nel 2022 posizionata diverse centinaia di metri più in alto rispetto alla quota media di lungo termine del periodo 1985–2022 (Koehler et al., 2022). Ciò ha comportato un deficit di superficie innevata fino all'83% nelle Alpi occidentali (bacino idrografico del Sesia, marzo 2022) e fino al 61% nelle Alpi orientali (Koehler et al., 2022).

Questo evento ha contribuito a causare condizioni idrologiche critiche nei fiumi Po e Adige che, durante l'estate 2022, hanno vissuto la peggiore siccità idrologica mai registrata (Montanari et al., 2023). Si veda a tal proposito il box "La siccità del 2022-2023. Aspetti idrologici" nel Capitolo 7). In questo contesto, quantificare il ruolo della siccità della neve nel determinare quella idrologica è molto complesso poiché richiede la considerazione, e la corretta quantificazione, di una molteplicità di processi, spesso a scale diverse. Tuttavia, utilizzando un approccio semplificato basato sull'analisi della correlazione tra l'anomalia

di SWE di marzo e l'anomalia delle portate di luglio, Colombo et al. (2023) hanno indicato come lo SWE sia in grado di spiegare circa il 50% della variabilità inter-annuale delle portate di Po e Adige.

Nonostante la magnitudine senza precedenti, la siccità nevosa del 2022 fa parte di un recente trend di aumento dell'intensità e della frequenza degli eventi di siccità della neve a partire dagli anni '90 del secolo scorso, a causa dell'incremento contestuale di condizioni climatiche più calde e secche della norma durante la stagione invernale e primaverile. Colombo et al. (2023) hanno anche osservato che il "peso relativo" della temperatura dell'aria rispetto a quello della precipitazione nel determinare le anomalie di SWE è raddoppiato negli ultimi decenni, ad ulteriore conferma del ruolo sempre più rilevante dell'incremento della temperatura dell'aria nel determinare le dinamiche della neve sulle Alpi italiane (Fig. 5.8).

Se da un lato il periodo caldo ed estremamente siccitoso ha influenzato pesantemente lo SWE sul bacino del Po e dell'Adige, la risposta dei ghiacciai è stata altrettanto rapida e di elevata magnitudine. Analizzando i dati delle campagne glaciologiche del Comitato glaciologico italiano per l'anno 2022 (Baroni et al., 2023) e confrontando i dati con il decennio 2010-2021 si è registrato un decremento pari al 247% del bilancio di massa glaciale con perdite medie di circa 3.45 m di acqua equivalente rispetto alla media del periodo di 0.99 m.

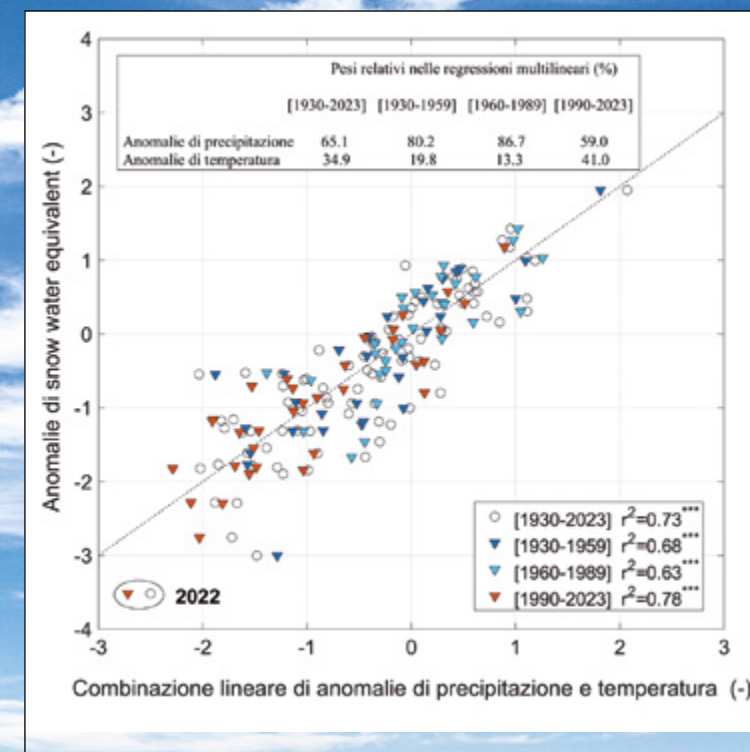


Figura 5.8

Anomalie di SWE a marzo in risposta alle anomalie di temperatura e delle precipitazioni invernali. I pesi relativi delle anomalie sono riportati nella tabella inserita nell'angolo in alto a sinistra; i valori di r^2 delle regressioni corrispondenti sono mostrati nella tabella inserita nell'angolo in basso a destra (***) indica la significatività a $p < 0.001$.

5.4

Impatti del cambiamento climatico sulla criosfera

5.4.1

Neve stagionale

Nonostante la crescente preoccupazione per il rischio di siccità, la siccità della neve, ossia il deficit di SWE (Pederson et al., 2011; Harpold et al., 2017) rimane in gran parte inesplorato rispetto a altri tipi di siccità (Hatchett e McEvoy, 2018; Huning e AghaKouchak, 2020). Le condizioni di siccità unite alla notevole riduzione del manto nevoso negli Stati Uniti negli ultimi decenni/anni (Iglesias et al., 2022; Mote et al., 2018) hanno fornito un forte incentivo per studiare questo fenomeno emergente (Hatchett e McEvoy, 2018).

In futuro, nelle Alpi, sono previste diminuzioni della neve fresca (HN) (Frei et al., 2018), altezza del manto nevoso (HS) (Marty et al., 2017b), copertura nevosa (Matiu e Hanzer, 2022) e SWE (Kotlarski et al., 2023). Tali diminuzioni, fortemente legate al previsto aumento della temperatura dell'aria (Kotlarski et al., 2023),

potrebbero avere forti implicazioni sulla disponibilità di acqua, soprattutto in termini di stagionalità (Jenicek et al., 2018). Si prevede che un riscaldamento di +2.0 °C provocherà una drastica diminuzione dello spessore della neve di circa il 40-60% al di sotto dei 1 800 m, una riduzione della durata del manto nevoso di 4-6 settimane e un innalzamento del limite delle nevi di circa 300-500 m (Hantel e Hirtl-Wielke, 2007; Martin e Etchevers, 2005). In questo contesto, l'Italia settentrionale potrebbe essere fortemente influenzata da questi cambiamenti. Ad esempio, nel bacino del fiume Po, quasi il 20% e il 40% della futura domanda di acqua per l'irrigazione potrebbe dover essere soddisfatta da fonti alternative alla fusione della neve, considerando scenari di riscaldamento rispettivamente di +2 e +4 °C rispetto al periodo preindustriale (Qin et al., 2020).

5.4.2

Ghiacciai

Il deterioramento della criosfera alpina sta accelerando rapidamente negli ultimi anni imponendo una continua revisione dei modelli di evoluzione delle masse glaciali e, conseguentemente, del regime idrologico.

Sulle Alpi, uno studio pubblicato nel 2019 (Zekollari et al., 2019) ha conside-

rato i diversi scenari di incremento della temperatura proposti dal Quinto Rapporto di Valutazione IPCC (2013) entro fine secolo e simulato, su questi, quattro possibili scenari di evoluzione dell'estensione e del volume della criosfera alpina. Risultata che anche nella migliore delle ipotesi (RCP 2.6), su uno scenario che tiene in considerazione importanti interventi di

riduzione di gas clima-alteranti in atmosfera, i ghiacciai alpini entro il 2050 perderanno circa il 47% del loro volume (calcolato al 2017). Nello scenario peggiore, quello comunemente definito *business as usual* (RCP 8.5), entro il 2100 potremmo assistere a una perdita di volume pari al 94% a cui sarebbe associata una perdita completa della massa glaciali al di sotto dei 3600 m di altitudine. Oltre alla quota, l'esposizione assume un ruolo sempre più importante nel determinare la resilienza dei ghiacciai al riscaldamento climatico in atto: da questo punto di vista, i ghiacciai italiani sono da sempre svantaggiati rispetto ai ghiacciai dei paesi confinanti. Il basso livello di incertezza degli scenari sopramenzionati è dimostrato dalla conferma di più recenti proiezioni sui tassi di riduzione delle masse glaciali (vedi paragrafo 5.5 "Strumenti modellistici di analisi e previsionali"). Condizioni topo-climatiche locali (esposizione a nord, ombra topografica ad opera delle pareti rocciose circostanti, alimentazione da valanga) potranno consentire la sopravvivenza di corpi glaciali anche in condizioni climatiche sfavorevoli (Colucci et al., 2016). Allo stesso modo la copertura detritica, registrata in aumento su tutti i ghiacciai, se sottile abbassa l'albedo della superficie glaciale e dunque accelera la fusione glaciale (Di Mauro e Fugazza, 2022); invece, se sufficientemente potente, protegge il ghiaccio dall'irraggiamento solare, limitandone la fusione e consentendo la sopravvivenza dei ghiacciai anche in condizioni climatiche sfavorevoli.

Ricerche più recenti (Compagno et al., 2021) non solo hanno confermato la riduzione in massa e volume, ma hanno anche stimato gli impatti sui deflussi e sul

regime idrologico. Entro il 2100, il deterioramento della criosfera alpina impatterà pesantemente sia sui deflussi annui che, soprattutto, sui deflussi mensili durante la stagione estiva. Infatti, anche se la temperatura media globale non eccedesse la soglia di +1.0 °C rispetto ai livelli pre-industriali (1850-1900), a scala sinottica i deflussi si ridurrebbero del 25% a livello annuale e del 36% a livello mensile (picco di agosto). Nella peggiore delle situazioni, in un contesto di temperatura di +2.0 °C, i deflussi accuserebbero un decremento del 36% a scala annuale e del 55% durante il mese di agosto. Tuttavia, la soglia di +1.0 °C sta diventando uno scenario sempre meno realistico da qui ai prossimi anni evidenziando come sia più probabile il verificarsi di scenari con superamento della soglia di +1.5 °C. La riduzione delle portate in alveo comporterà anche una modifica del regime idrologico anticipando il picco dei deflussi annui da 1 a 2 mesi (Fig. 5.9; Carturan et al., 2019; Compagno et al., 2021; Huss, 2011). Queste ricerche mettono in luce come la criosfera, nonostante gli elevati tassi di riduzione, sia ancora in grado di tamponare gli eventi estivi di siccità idrologica con contributi ai deflussi ancora elevati. A livello nazionale, durante estati siccitose come il 2003 il contributo glaciale ai deflussi del fiume Po è stato calcolato pari al 30% del totale che si potrebbe drasticamente ridurre a livelli inferiori al 3% entro fine secolo (Huss, 2011). Le stime di modifica del regime dei deflussi di origine glaciale del più esteso bacino idrologico del territorio nazionale sono in linea con il trend europeo evidenziando un aumento delle portate di giugno di circa il 40% e una riduzione dei deflussi nel mese di agosto e settembre di oltre il 60% (Huss e Hock, 2018).

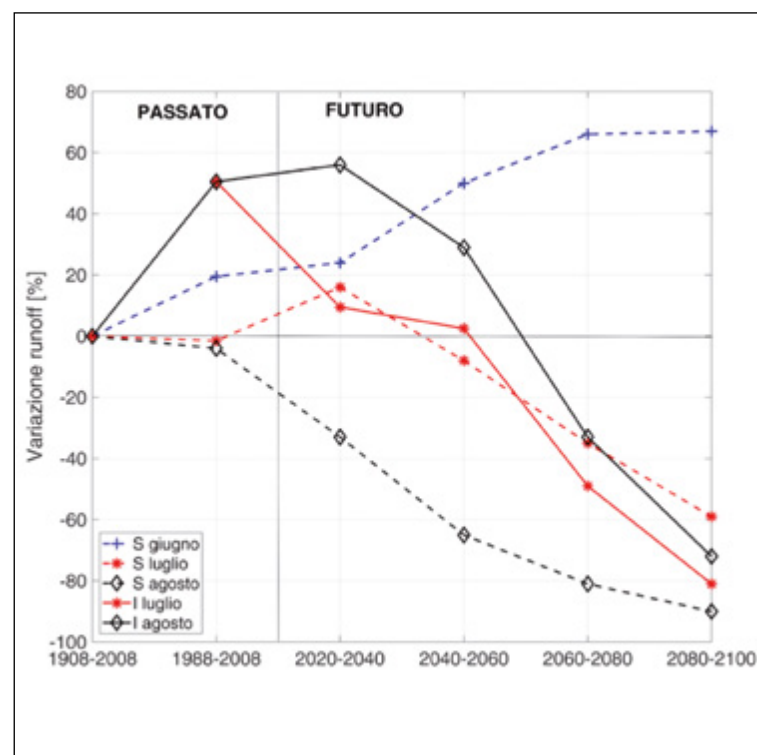


Figura 5.9 Serie temporale della variazione relativa delle componenti della fusione glaciale (linee continue, fusione di ghiaccio di ghiacciaio; linee tratteggiate, fusione della neve stagionale) nel periodo 1988-2008 e in quattro scenari futuri rispetto alla media del periodo 1908-2008 (figura modificata da Huss, 2011).

Permafrost

Il campo dell'idrologia del permafrost è in rapido progresso per quanto riguarda le osservazioni su più scale, la caratterizzazione del sottosuolo, la modellazione e l'integrazione con altre discipline. Con il ritiro dei ghiacciai montani, si va spostando la dinamica predominante della criosfera montana da glaciale a periglaciale, con implicazioni sulle risorse idriche montane. Il cambiamento della dinamica a predominanza periglaciale a scapito di quella glaciale influisce sull'idrologia montana a ragione delle grandi differenze nella velocità di risposta di questi due ambienti ai cambiamenti atmosferici, che si sovrappongono ai cambiamenti previsti nella copertura nevosa e nell'andamento delle precipitazioni. Il ghiaccio di superficie risponde molto più velocemente ai cambiamenti climatici rispetto al ghiaccio al suolo, che è isolato dall'atmosfera dallo strato attivo e spesso dalla neve. Poiché il trasferimento di calore al sottosuolo è

attenuato in base alle proprietà fisiche del terreno, gli aumenti dei flussi di calore sono ritardati e smorzati rispetto agli effetti sui ghiacciai, con il risultato che i tassi di fusione del permafrost dovuti al riscaldamento climatico sono ritardati e smorzati rispetto a quelli del ghiaccio di superficie. Mentre i tassi di fusione del ghiaccio superficiale rimarrebbero relativamente costanti se i tassi di riscaldamento climatico non cambiassero, i tassi di fusione del ghiaccio presente nel permafrost potrebbero diminuire nel tempo in risposta all'ispessimento dei materiali non congelati sovrastanti (cioè all'approfondimento dello strato attivo), a condizione che il materiale non congelato non venga rimosso da processi di movimento di massa. L'importanza della copertura nevosa per il regime termico del limite superiore del permafrost deve essere attentamente considerata nell'interpretazione dei futuri modelli di inversione ter-

mica dei profili geotermici del permafrost. L'interpretazione delle serie termiche dei pozzi più profondi deve chiaramente tenere conto dei potenziali effetti del cambiamento della copertura nevosa oltre che delle temperature atmosferiche.

La degradazione del permafrost ha portato a un aumento della capacità di stoccaggio delle acque sotterranee e allo scaricamento verso i deflussi superficiali, migliorando la connettività idraulica e la riattivazione dei sistemi di flusso delle acque sotterranee. Questo processo può modificare i picchi di flusso stagionali, appiattire gli idrogrammi annuali e prolungare i percorsi di flusso (Jin et al., 2022). È stato documentato come l'aumento delle temperature abbia portato a cambiamenti significativi nelle condizioni idrologiche, modifiche nell'umidità del suolo, nella connettività delle acque interne, nella stagionalità del flusso fluviale e nella suddivisione dell'acqua stoccata sopra e sotto il suolo. La comprensione di questi cambiamenti è fondamentale per prevedere le conseguenze interrelate del cambiamento climatico (Walvoord e Kurylyk, 2016). Le attuali dinamiche ambientali stanno impattando i processi geomorfologici legati alla stabilità del suolo nelle regioni montane. I segni più evidenti di questa evoluzione includono un aumento significativo delle tempera-

ture superficiali dei massicci rocciosi, un'accelerazione dello spostamento superficiale delle masse rocciose e movimenti improvvisi delle masse su terreni pendenti. Esistono connessioni tra la fusione del permafrost e l'incremento del trasporto solido nei fiumi montani alpini. Questo fenomeno si verifica perché il permafrost agisce come una barriera che stabilizza il terreno. Quando si scioglie, questa stabilità si riduce, portando a un aumento dell'erosione e del rilascio di sedimenti nei fiumi. Il legame tra la fusione del permafrost e l'aumento del trasporto solido nei fiumi montani, anche se le documentazioni specifiche per le regioni alpine sono meno dirette rispetto ad altre aree, resta certamente un tema di interesse nello studio del bilancio idrico in ambiente montano. I processi di congelamento e disgelo impattano significativamente il movimento dell'acqua nel suolo, influenzando la quantità e il tipo di materiale che può essere trasportato nei corsi d'acqua durante il disgelo. I cambiamenti nei regimi idrologici e le alterazioni della chimica delle acque possono anche essere evidenti, con un aumento della torbidità e dei solidi trasportati. Le ricerche citate indicano che la fusione del permafrost influisce notevolmente sulla gestione delle risorse idriche, sugli ecosistemi naturali e sulle infrastrutture nelle zone montane.

Strumenti per la stima del contenuto in acqua

Il recupero e l'analisi delle serie storiche di SWE disponibili per l'arco alpino sono attività attualmente in corso e gli studi sulla variabilità e le tendenze sono rari e molto recenti (Marty et al., 2023). Questo ha reso necessario sviluppare strumenti modellistici per la stima del contenuto in acqua (Colombo et al., 2022; Winkler et al., 2021). È stata sviluppata un'ampia gamma di modelli di neve, con diversi gradi di complessità, per applicazioni idrologiche, previsione del rischio valanghe e per studi climatici. Il grado di complessità dei modelli di neve dipende dallo scopo specifico per il quale sono stati sviluppati (Magnusson et al., 2015). Modelli nivologici semplici, regressivi o basati su indici di temperatura, vengono utilizzati in applicazioni finalizzate alla stima dell'altezza della neve o dello SWE. Modelli fisici basati sul bilancio energetico ma comunque relativamente semplici, sono spesso utilizzati nelle catene modellistiche, ad esempio nei modelli numerici di previsione meteorologica e nei modelli climatici, per limitare i costi computazionali. Modelli di neve complessi a multistrato, vengono utilizzati invece per ricostruire la struttura verticale del manto nevoso con un elevato livello di dettaglio e accuratezza per le applicazioni di pericolo valanghe (Terzago et al., 2020).

I modelli stocastici che utilizzano delle regressioni empiriche dipendono sostanzialmente dalla sola altezza della neve. Questi modelli, seppur in grado di modellare adeguatamente alcune caratteristiche dello SWE (ad esempio media, picco e SWE stagionale), non sono adatti per il calcolo dello SWE giornaliero (Winkler et al., 2021). All'altro estremo della scala di complessità, i modelli fisicamente basati complessi richiedono la conoscenza dello stato dell'atmosfera e del suolo in modo molto dettagliato in termini di temperatura, precipitazione totale, radiazione solare, umidità relativa, velocità del vento, temperatura del suolo, e la loro applicazione è limitata dalla qualità e quantità dei dati a disposizione che sappiamo essere molto scarsa in zone montuose (Egli et al., 2009). Esistono poi approcci, come ad esempio ERA5L (Muñoz-Sabater et al., 2021), che combinano modelli di previsione fisicamente basati relativamente semplici e i sistemi di assimilazione dei dati, e che permettono la rianalisi delle osservazioni storiche, creando set di dati globali che descrivono la storia recente dell'atmosfera, della superficie terrestre e degli oceani, arrivando persino alla variabilità del manto nevoso in termini di SWE.

Modelli regressivi. In generale, le regressioni empiriche sono fondamentali per convertire i dati relativi all'altezza del-

la neve in contenuto equivalente di acqua (McCreight e Small, 2014). A questo proposito, Avanzi et al. (2015) hanno proposto diversi metodi di regressione empirica a scala regionale per la caratterizzazione dello SWE e della variabilità associata. Tali modelli vanno da una semplice regressione lineare della densità media dello snow pack (ρ) basata sulla sola altezza della neve del tipo:

$$\text{Eq. 5.6 } \rho = a * HS + b \text{ (Jonas et al., 2009)}$$

a regressioni che considerano quota (z), pendenza (s) e giorno dell'anno (doy) del tipo:

$$\text{Eq. 5.7 } \rho = a * z + b * doy + c * s + d \text{ (Bavera e De Michele, 2009)}$$

Guyennon et al. (2019) analizzando un ampio dataset (più di 6000 osservazioni di altezza neve e densità distribuite nelle Alpi Italiane) hanno osservato che il 70% della varianza totale del SWE è spiegata dalla sola varianza dell'altezza della neve. Per quanto riguarda invece le caratteristiche di densità del manto nevoso ricordiamo lo studio di Valt e Moro (2009) per le Alpi orientali italiane, mentre Bocchiola e Rosso (2007) hanno proposto un modello spaziale giornaliero dello SWE per le Alpi centrali. Jonas et al. (2009), avvalendosi di un ampio database raccolto nelle Alpi svizzere, hanno sviluppato una parametrizzazione della densità a partire dall'altezza della neve. Sturm et al. (2010), con dati raccolti negli Stati Uniti, Canada e Svizzera, hanno proposto un modello in grado di prevedere la densità apparente basata sulle misurazioni dell'altezza della neve, considerando alcuni parametri dipendenti dalle specifiche condizioni climatiche regionali. Pistocchi (2016) ha confrontato i risultati del lavoro di Jonas et al. (2009) e Sturm et al. (2010) a scala di bacino (bacino idrografico dell'Alto Adige, Italia) e propone il giorno dell'anno come *proxy* per la densità apparente, metrica poi estesa da

Guyennon et al. (2019) a scala di arco alpino. Diversamente, molto poco è stato fatto sulla densità della neve fresca, anche se essa è una variabile importante nei modelli idrologici (Fassnacht e Soulis, 2002) che influenza sia la densità iniziale di un manto nevoso sia la sua evoluzione temporale (Dawson et al., 2017). Le metodologie attualmente adottate per stimare la densità della neve fresca si basano sull'utilizzo di regressioni empiriche o sull'assunzione di una densità costante. Valt et al. (2018) hanno proposto una regressione basata sulla temperatura utilizzando più di 12 000 osservazioni distribuite nelle Alpi italiane.

Modelli semi-empirici. McCreight e Small (2014) hanno proposto un modello separando le covarianze su scala a breve e lungo termine tra altezza e densità della neve, che può essere applicato con incrementi giornalieri quando le misurazioni della densità sono disponibili per la calibrazione entro distanze di decine di chilometri dal punto di stima. Più recentemente, Winkler et al. (2021) hanno proposto un modello semi-empirico multistrato per simulare lo SWE e la densità a scala giornaliera partendo da una serie temporale continua di altezza della neve. Questo approccio è stato applicato nelle Alpi italiane anche da Colombo et al. (2022, 2023).

Modelli fisicamente basati. I modelli fisicamente basati considerano gli scambi di flussi di energia e massa sulla superficie e all'interno del manto nevoso, permettendo di comprendere in modo approfondito i vari processi che occorrono nella neve. Questi modelli presentano diversi gradi di complessità nella rappresentazione dei processi fisici, ad esempio basandosi su approcci a singolo strato (Strasser e Marke, 2010) fino a modelli più sofisticati multistrato (Vionnet et al., 2012), in grado di simulare l'evoluzione della microstruttura della neve e la stratificazione delle proprietà fisiche della neve. Nelle Alpi euro-

pee uno dei modelli maggiormente utilizzati è SNOWPACK, sviluppato dall'Istituto federale svizzero per lo studio della neve e delle valanghe. SNOWPACK è un modello numerico unidimensionale che simula l'evoluzione temporale della struttura del manto nevoso. Il modello risolve le equazioni unidimensionali che descrivono il trasferimento di calore, il trasporto dell'acqua, la diffusione del vapore e la deformazione meccanica del manto nevoso (Bartelt e Lehning, 2002).

Indici standardizzati. Recentemente sono stati proposti indici standardizzati di SWE (Huning e AghaKouchak 2020; Colombo et al., 2022), che possono essere utili alla gestione delle risorse similmente ad altri indici (ad esempio, Mariani et al., 2018), ma anche alla previsione di siccità idrologica a breve periodo, come proposto in Wang et al. (2024). Questi indici si basano sulla distribuzione normale inversa della distribuzione di probabilità dello SWE stimata via distribuzione lognormale, gamma o sperimentale.

Strumenti per la stima della distribuzione spaziale e/o dell'evoluzione temporale

Modelli climatici regionali (RCM). L'attuale risoluzione spaziale dei modelli climatici regionali (RCM), dell'ordine di 10 km, è troppo grossolana per ottenere informazioni accurate sulle precipitazioni nevose in area alpina (Lynn, 2020). Interessanti prospettive sono offerte dai recenti esperimenti di *downscaling* dinamico con modelli regionali che risolvono i processi di convezione, e che possono raggiungere risoluzioni spaziali di pochi km (ad esempio CORDEX Flagship Pilot Studies - Coordinated Regional Downscaling Experiments Coppola et al., 2020; Soares et al., 2022). Un approccio alternativo si basa sull'utilizzo di tecniche di *downsca-*

ling statistico e/o stocastico applicate delle variabili atmosferiche (temperatura, precipitazione) per raggiungere risoluzioni dell'ordine del km. Le variabili ad alta risoluzione così ottenute vengono poi utilizzate per forzare modelli di neve per simulare le dinamiche dell'innevamento a scala fine (Terzago et al., 2023).

Modelli radiativi della copertura nevosa (RTM). Negli ultimi decenni sono stati sviluppati molti approcci teorici e modellistici per il trasferimento radiativo della neve e i calcoli dell'albedo, con molti importanti progressi scientifici su questo argomento. Esistono diverse teorie e modelli ampiamente utilizzati per i problemi di trasferimento radiativo della neve, dove sono diversi i parametri microfisici considerati per stimare il trasferimento radiativo. Le soluzioni proposte (Flanner et al., 2021; Libois et al., 2013) sono fondamentali per le parametrizzazioni dell'albedo della neve e di uso comune per l'applicazione nei modelli climatici e meteorologici.

Strumenti integrati. L'assimilazione dei dati è una pratica solo recentemente integrata negli schemi di modellazione della superficie terrestre (Liu et al., 2012), ma ha già dimostrato di essere molto efficace in questa era caratterizzata da abbondanti dati ottenuti da remoto (Fiddes et al., 2019). L'assimilazione dei dati basata su ensemble è stata applicata con successo per migliorare le stime del manto nevoso a varie scale spaziali (Aalstad et al., 2018; Griessinger et al., 2016; Magnusson et al., 2017; Margulis et al., 2019). Questo aspetto è fondamentale, soprattutto in un contesto come quello montano, in quanto la stima della distribuzione spaziale dello SWE in orografie complesse è attualmente una delle criticità principali dell'idrologia della neve (Dozier et al., 2016).

A scala globale sono di particolare interesse la suite ERA di Copernicus,

il NASA Global Land Data Assimilation System, il Climate Forecast System Reanalysis o la reanalysis giapponese JRA55. A scala europea esistono vari prodotti, come per esempio la suite HSAF o il prodotto Copernicus sis-tourism-snow-indicators. Il Global Cryosphere Watch propone un inventario di questi prodotti, inclusi i prodotti derivati da satelliti come, per esempio, il MODIS Snow

Products, la NASA Airborne Snow Observatory (ASO) o il JAXA AMSR2 Snow Products (<https://globalcryospherewatch.org/data-portal-overview/>). Di particolare interesse per l'Italia sono il prodotto IT-SNOW (Avanzi et al. 2023) e la Meteorological Reanalysis Italian Dataset (MERIDA) (Bonanno et al., 2019) della quale sono forniti maggiori dettagli nel Capitolo 5.

Ghiacciai

La modellazione distribuita del bilancio di massa glaciale risulta uno strumento imprescindibile per migliorare la stima dei processi idrologici e predire l'evoluzione, in massa e superficie, degli ambienti glaciali in risposta alla forzante climatica. Il limite principale dei modelli, soprattutto quelli che lavorano su scale spaziali vaste (sinottiche) è rappresentato dalla disponibilità di variabili meteorologiche che siano rappresentative delle condizioni climatiche dei bacini in questione e in grado di cogliere i principali processi di accumulo e ablazione. Un modello affidabile dovrebbe essere in grado di simulare i processi partendo da dati in input molto ridotti quali: a) la temperatura dell'aria, b) le precipitazioni e c) un DTM con le relative *feature* glaciali associate. Il monitoraggio del territorio assume quindi un ruolo predominante per garantire la miglior qualità dei dati di input. In letteratura esistono diversi approcci modellistici che si differenziano per la complessità dei dati di input. Tuttavia, affinché un modello restituisca risultati attendibili supportati da un rigoroso processo di calibrazione e validazione, deve essere in grado di cogliere le principali componenti dei processi di accumulo e fusione. Per l'accumulo si intendono i gradienti orizzontali e verticali delle precipitazioni e la redistribuzione eolica e valanghiva della neve. Per l'ablazione: i)

ii) i gradienti termici verticali, ii) l'effetto di raffreddamento dei ghiacciai, iii) l'albedo, iv) la copertura nuvolosa, v) la variazione dell'importanza relativa delle componenti del bilancio energetico a diverse quote (Carturan, 2010).

Insieme al monitoraggio, la scala d'indagine ha un ruolo chiave nella modellazione. Risulta necessario, infatti, fissare preliminarmente gli obiettivi della modellazione e identificare sia il contesto spaziale che temporale. Una modellazione locale, che si ponga l'obiettivo di indagare i deflussi su piccoli bacini idrografici (area <10 km²) con tempi di risposta molto rapidi, necessita di un'elevata frequenza di osservazioni meteorologiche *in situ* (dati orari), una topografia superficiale di dettaglio (DTM con risoluzione spaziale <= 5 m), nonché una dettagliata mappatura dei corpi glaciali in questione. D'altra parte, per una modellazione su scala più vasta (> 2000 km²) in grado di cogliere processi pluriennali, sono sufficienti input meteorologici a scansione temporale minore (dati giornalieri), DTM a minor risoluzione spaziale (> 20 m) e conseguenti *feature* morfologiche di minor dettaglio. Attualmente, grazie anche al rapido sviluppo di tecniche di *remote sensing* satellitare, è possibile avere accesso gratuitamente a una moltitudine di dati meteorologici e

topografici per modellazioni glacio-idrologiche a scale spaziali differenti (Tab. 5.2). Un ruolo chiave nella modellazione è identificato dai cataloghi (o catasti) nazionali e internazionali sulle *features* (e relative variazioni) dei corpi glaciali (Tab. 5.2).

Modelli fisici. I modelli più rigorosi sono quelli a base fisica. La loro principale qualità risiede nella precisione nel calcolo dei bilanci energetici e di massa. Questi sono in grado di calcolare l'accumulo e l'ablazione considerando tutti i processi di scambio di massa ed energia tra atmosfera e superficie. Tuttavia, la loro applicabilità è limitata nel tempo e nello spazio poiché necessitano della misura *in situ* di tutti i parametri del bilancio energetico. Per questo motivo, il loro utilizzo è limitato alla modellazione di dettaglio su aree circoscritte (ad esempio, piccoli bacini di testata con area < 10km²) che siano dotate di un'ottima costellazione sensoristica (Bloschl, 1999).

Modelli concettuali. Diametralmente opposti sono i modelli di tipo concettuale, molto semplici da applicare e calibrare, che utilizzano un numero limitato di variabili meteorologiche, prima fra tutte la temperatura dell'aria, non come input diretto ma piuttosto come indice dei processi che guidano l'accumulo e l'ablazione. Il metodo grado-giorno proposto Bergström nel 1986 è il modello concettuale più largamente diffuso. Questo utilizza solamente la temperatura dell'aria come indice dei processi di fusione. Tuttavia, questi modelli non sono in grado di cogliere in maniera sufficiente le componenti principali che regolano i processi in ambito glaciale, prima fra tutti la componente radiativa, tutt'altro che trascurabile sulle superfici nivo-glaciali (Hock, 2005).

Modelli minimali. Digni di nota sono i modelli glaciologici minimali come il Minimal Glacier Model introdotto per primo

da Oerlemans et al. (2011). Questo modello matematico semplificato consente una descrizione di primo ordine della relazione tra il cambiamento climatico e le dinamiche di variazioni di lunghezza e bilanci di massa superficiale dei ghiacciai. I modelli minimi presuppongono una geometria glaciale semplificata. L'evoluzione temporale della lunghezza del ghiacciaio viene calcolata da un'equazione di continuità per l'intero ghiacciaio, tipicamente utilizzando una relazione istantanea tra la lunghezza e la profondità dello stesso. Pertanto, non sono in grado di descrivere la propagazione di onde cinematiche o variazioni di profondità lungo il ghiacciaio. Nello specifico, assumendo una relazione empirica nello stesso anno tra il bilancio di massa e le variabili climatiche come la temperatura del periodo di ablazione (giugno-settembre) e le precipitazioni del periodo di accumulo (ottobre-maggio), il Minimal Glacier Model consente di stimare i valori di bilancio di massa e l'evoluzione temporale del fronte glaciale anche per il futuro forzando il modello con proiezioni future sotto diversi scenari emissivi o previsioni stagionali (Sánchez-García et al., 2022). Poiché questi modelli includono solo pochi parametri, sono particolarmente utili per lo studio dell'interazione tra i ghiacciai e il clima quando sono disponibili informazioni limitate sulle caratteristiche del ghiacciaio (Peano et al., 2016).

Modelli a indice morfo-energetico. In una posizione intermedia tra i modelli fisici e i modelli concettuali e minimali si localizzano i modelli a indice morfo-energetico che sono in grado di colmare le lacune sulla capacità di simulare la variabilità spaziale e temporale dei processi di accumulo e necessitando, al contempo, di pochi dati di input. Un esempio di modello a indice morfo-energetico è rappresentato da EISModel (Carturan et al., 2019; de Blasi, 2018). Questo modello simula i processi

di accumulo e fusione a intervalli orari e richiede come input solo un DTM del bacino idrografico e dati di precipitazione e temperatura dell'aria da almeno una stazione meteorologica. Il modello implementa alcuni algoritmi che sono in grado di cogliere la variabilità spaziale e temporale dei processi nivo-glaciali anche su bacini di elevate dimensioni (> 1000 km²). Si riportano qui sinteticamente alcuni punti di forza del modello: i) utilizzo di un gradiente verticale di temperatura non lineare con la quota, ii) utilizzo di gradiente percentuale di precipitazione che tiene in considerazione sia la variabilità verticale che orizzontale, iii) divi-

sione percentuale della frazione liquida e solida della precipitazione all'interno di un range di temperatura, iv) la transizione da neve a ghiacciaio di ghiacciaio per gli strati di neve che non vengono interessati da fusione in stagioni successive. Seppur il modello abbia confermato la sua riproducibilità in contesti spaziali e temporali differenti (Carturan et al., 2019), ha il limite di non considerare gli effetti della copertura detritica sui ghiacciai e gli effetti della fluidodinamica, in particolar modo il trasferimento verso valle delle masse dovute al proprio peso nonché le velocità differenziali e le deformazioni interne.

Permafrost

La comprensione del comportamento del permafrost è essenziale per la modellazione accurata del bilancio idrologico nelle regioni alpine. Le osservazioni dei cambiamenti idrologici sono state collegate empiricamente alla fusione del permafrost, ma l'applicazione di modelli basati sui processi, necessari per sostenere e migliorare la trasferibilità dei collegamenti empirici, è stata spesso limitata a rappresentazioni generalizzate. Modelli idrologici che includono la dinamica del permafrost possono fornire stime più precise del deflusso, sia in termini di quantità sia di tempistica, influenzando la gestione delle risorse idriche, la previsione di alluvioni e la valutazione degli impatti del cambiamento climatico sui delicati ecosistemi montani e vallivi. Sono stati sviluppati molti modelli per prevedere la variazione spaziale della risposta termica del permafrost al cambiamento delle condizioni climatiche a diverse scale, tra cui modelli concettuali, empirici e basati sui processi fisici (Riseborough et al., 2008).

È possibile prevedere dove si trova il permafrost utilizzando modelli basati

sull'osservazione diretta di forme del terreno legate al permafrost, come i *rock glaciers*, e considerando vari fattori climatici che influenzano la sua formazione, quali la temperatura dell'aria, la copertura nevosa e l'esposizione alla luce solare.

Nell'ambito delle attività del progetto INTERREG IV B - permanent Alpine Space (<https://www.permanet-alpinespace.eu/home.html>), con l'obiettivo di realizzare una mappa della distribuzione del permafrost alpino e implementare una rete di monitoraggio dedicata allo studio delle variazioni del permafrost in relazione ai cambiamenti climatici, è stato sviluppato un plug-in per QGIS per la valutazione della distribuzione potenziale del permafrost che implementa il modello fisico PERMA-CLIM (Guglielmin et al., 2003).

ALPINE3D è invece un modello per la simulazione ad alta risoluzione dei processi superficiali alpini, in particolare di quelli nevosi, che risultano cruciali nello sviluppo del regime di permafrost. Il modello può essere guidato da misure provenienti da stazioni meteorologiche automatiche o da output di modelli meteorologici. Come

alternativa di pre-elaborazione, è possibile creare campi meteorologici specifici ad alta risoluzione eseguendo un modello meteorologico. Viene utilizzato per lo sviluppo del permafrost attraverso l'elaborazione di mappe potenziali di distribuzione in base a scenari di cambiamento climatico (Lehning et al., 2006)

Con simili obiettivi, il modello CryoGrid Community (Westermann et al., 2023) è un toolbox flessibile per la simulazione del regime termico del suolo e del bilancio ghiaccio-acqua per il permafrost e i ghiacciai, che estende una suite consolidata di modelli di permafrost (CryoGrid 1, 2 e 3). Il modello CryoGrid Community è in grado di adattarsi a un'ampia varietà di scenari applicativi, grazie a strutture completamente modulari attraverso la programmazione orientata a oggetti. Le diverse componenti del modello, caratterizzate da rappresentazioni e parametrizzazioni dei processi, sono realizzate come classi (cioè oggetti) in CryoGrid. I protocolli di comunicazione standardizzati tra queste classi garantiscono la possibilità di impilarle verticalmente. Ad esempio, il modello presenta diverse classi a diversa complessità per la copertura nevosa stagionale, che possono essere combinate in modo flessibile con una serie di classi che rappresentano le tipologie di substrato, ognuna con la propria serie di rappresentazioni dei processi

(ad esempio, suolo con e senza bilancio idrico, in presenza di ghiacciaio). Versioni precedenti del modello Cryogrid sono state applicate in ambito alpino, nel contesto in cui le pareti rocciose periglaciali sono interessate da un aumento dell'attività di caduta massi attribuito alla degradazione del permafrost, rendendo urgente lo studio del disgelo stagionale nelle pareti rocciose in regime di permafrost (Legay et al. 2021; Magnin et al., 2017).

Infine, la nuova serie di dati Global Terrestrial Network for Permafrost GTN-P (<https://gtnp.arcticportal.org/>) ha facilitato la valutazione delle tendenze delle temperature del permafrost e può contribuire a migliorare la rappresentazione delle dinamiche del permafrost nei modelli climatici e a ridurre l'incertezza nella previsione delle condizioni future.

Le difficoltà nell'analizzare il permafrost derivano principalmente da una non completa conoscenza delle sue caratteristiche idrogeologiche e di quelle delle aree periglaciali, dalla scarsità di dati storici, e dalla necessità di semplificare i modelli per ridurre i requisiti di calcolo delle simulazioni crio-idrogeologiche. Inoltre, la grande variabilità nel sottosuolo dei paesaggi di permafrost e le differenze nei modelli e nelle velocità di disgelo rendono complicato applicare i risultati ottenuti in un'area specifica a contesti differenti.

Le domande di ricerca

In ottica di gestione della risorsa idrica, risulta necessaria una solida base di conoscenze e strumenti per un'efficace gestione delle incipienti situazioni di rischio per il territorio e la società. Ad oggi, la conoscenza quantitativa delle componenti della criosfera italiana risulta molto poco omogenea sia in termini di risoluzione delle informazioni sia di distribuzione sul territorio. La causa prin-

cipale è legata alla mancanza, a livello nazionale, di omogeneità dei programmi di ricerca e monitoraggio della criosfera in senso lato. Questi ultimi sono fondamentali per la gestione sia della risorsa acqua sia delle criticità dovute alle trasformazioni dei sistemi morfo-dinamici nivali-glaciali e periglaciali conseguenti al riscaldamento globale in atto.

Neve stagionale

La siccità della neve (*snow drought*) rimane un argomento in gran parte inesplorato rispetto ad altri tipi di siccità seppur nelle Alpi italiane l'anomalia di SWE di marzo 2022 abbia raggiunto il valore più basso dell'ultimo secolo contribuendo a causare durante l'estate del 2022, la peggiore siccità idrologica mai registrata per i fiumi Po e Adige (Colombo et al., 2023, Montanari et al., 2023). In futuro, nelle Alpi, sono previste diminuzioni di neve in relazione al previsto aumento della temperatura dell'aria che potrebbero avere ulteriori implicazioni sulla disponibilità di acqua, soprattutto durante la stagione estiva. In questo contesto sono state individuate le seguenti domande di ricerca alle quali rispondere per aumentare il livello delle conoscenze sulla disponibilità futura di risorsa idrica, sulla sua variabilità nello spazio e nel tempo e sui possibili impatti di tale variabilità sugli ecosistemi e in termini di sicurezza dell'approvvigionamento idrico.

Nel contesto attuale di riscaldamento globale, in relazione alla disponibilità futura della risorsa, si mette in evidenza la necessità di: sviluppare modelli previsionali relativi sia al quantitativo di precipitazione (aumento/diminuzione) sia al probabile cambiamento di fase (solida/liquida); comprendere il possibile impatto delle ondate di calore sulla dinamica stagionale della copertura nevosa; valutare in che misura la *snow drought* influisce sulle riserve di acque sotterranee, specie nelle zone pedemontane, oltre ai deficit di deflusso; comprendere il contributo dell'innevamento artificiale nella gestione della risorsa idrica.

Particolare attenzione dovrà essere data alla comprensione del ruolo della neve (*ecosystem service*): per gli ecosistemi montani e di pianura; per l'approvvigionamento idrico nelle diverse sezioni a valle (interazione neve/infiltrazione/falda); nella protezione dei suoli dalla *soil degradation*; nella protezione dei corpi glaciali dalla fusione.

Come visto in precedenza, la determinazione del contributo nivo-glaciale ai deflussi e la capacità di tamponare le sempre più frequenti situazioni di siccità idrologica assumono un ruolo chiave nella definizione del bilancio idrologico e nella gestione della risorsa idrica attraverso una robusta stima del bilancio idrico alle diverse scale spaziali e temporali di interesse.

A oggi, a scala nazionale manca una mappatura completa, aggiornata, ad alta risoluzione spaziale ed elevata frequenza di osservazione delle estensioni e dei volumi glaciali, nonché dei tassi di variazione lineare/areale/volumetrica (dato fondamentale per la modellazione numerica e la definizione di scenari), e del tasso di riduzione progressiva della neve stagionale e del firn durante la stagione estiva. Questo è un aspetto critico che condiziona l'applicabilità dei modelli glacio-idrologici e quindi la quantificazione del contributo glaciale ai deflussi.

Un secondo deficit a scala nazionale è l'identificazione distribuita del *peak water*, e della relativa curva discendente, per i bacini idrografici di interesse regionale e nazionale. A oggi, infatti, è possibile reperire informazioni a riguardo solo per il bacino del Po. L'estensione della modellazio-

ne anche a sottobacini di ordine inferiore può aiutare gli amministratori territoriali a gestire meglio la disponibilità idrica.

Alla luce di quanto esposto, si individuano i seguenti ambiti di ricerca sui quali la comunità scientifica è attualmente impegnata al fine di meglio definire il bilancio idrico influenzato dagli ambienti glaciali:

- **aggiornamento dei catasti glaciologici** tramite la quantificazione automatica e semiautomatica, su base stagionale/annua, delle variazioni delle grandezze specifiche dei ghiacciai (estensioni e volumi) ricorrendo anche a tecniche d'avanguardia scientifica e tecnologica come l'intelligenza artificiale applicata a immagini da *remote sensing* (satellitare, terrestre, droni UAV);

- **sviluppo di modelli glacio-idrologici multiscala** aventi le seguenti caratteristiche: a) capacità di cogliere al meglio i processi di accumulo e fusione utilizzando poche variabili in input, b) capacità di identificare la variazione futura del contributo glaciale ai deflussi (attraverso l'identificazione del "*peak water*") in funzione di diversi scenari climatici, e, non da ultimo, c) praticità di utilizzo ed elevata fruibilità da parte degli enti territoriali.

Alla luce delle possibili ripercussioni sulla valutazione e la gestione dei rischi naturali, nonché sulla gestione delle risorse idriche è cruciale valutare gli attuali e futuri cambiamenti nei processi geomorfologici e geochimici legati alle variazioni climatiche in area montana. Domande fondamentali sulla capacità del permafrost nel tamponare la scarsità di precipitazioni guidano la ricerca futura, richiedendo un approccio multidisciplinare che incorpori dati provenienti da osservazioni e modelli climatici avanzati. Per migliorare la definizione del bilancio idrologico nel contesto del permafrost alpino, sono necessari diversi approfondimenti e sviluppi nei seguenti ambiti:

- **raccolta e analisi di dati locali e regionali:** una delle principali sfide nella modellazione del bilancio idrologico è la mancanza di dati dettagliati sulla distribuzione e lo stato del permafrost. È essenziale intensificare la raccolta di dati sul campo relativi alla profondità del permafrost, alle temperature e alle caratteristiche idrogeologiche delle aree montane;

- **sviluppo di modelli climatici e geomorfologici avanzati:** i modelli attuali spesso non integrano in maniera sufficientemente accurata i processi di congelamento e disgelo del suolo. Sviluppare modelli che includano dinamiche dettagliate del permafrost e le sue interazioni con il ciclo idrologico, considerando scenari di riscaldamento globale futuri, è fondamentale;

- **integrazione di osservazioni multi-scalari:** l'uso combinato di dati provenienti da osservazioni satellitari, rilevazioni aeree e misurazioni sul campo può migliorare significativamente la comprensione della dinamica del permafrost. L'integrazione di queste diverse fonti di dati aiuta a superare le limitazioni dei singoli metodi di osservazione e fornisce una visione più completa e accurata;

- **approcci multidisciplinari:** la collaborazione tra geologi, climatologi, idrologi e biologi è cruciale per comprendere le complesse interazioni tra clima, permafrost e idrologia. Questa sinergia può portare a nuove scoperte e a un migliore inquadramento del problema.

- **monitoraggio continuo e a lungo termine:** è importante mantenere e possibilmente estendere i programmi di monitoraggio a lungo termine per tracciare le tendenze nel tempo e comprendere meglio le risposte del permafrost ai cambiamenti climatici.

La ricerca continua a essere fondamentale per aggiornare e affinare la nostra comprensione del permafrost in Italia. Studi recenti utilizzano metodologie avanzate come tomografie elettriche, georadar e analisi di temperature del suolo per mappare e monitorare queste aree sensibili ai cambiamenti climatici. Tuttavia, nonostante i progressi tecnologici, la natura altamente variabile del permafrost e il suo impatto sul paesaggio e sulle risorse idriche rendono questo un campo di ricerca aperto e di cruciale importanza per la scienza del clima e la gestione ambientale.

- Aalstad, K., Westermann, S., Schuler, T.V., Boike, J., Bertino, L., 2018. Ensemble-based assimilation of fractional snow-covered area satellite retrievals to estimate the snow distribution at Arctic sites. *The Cryosphere* 12(1), 247-270. <https://doi.org/10.5194/tc-12-247-2018>
- Annella, C., Budillon, G., Capozzi, V., 2023. On the role of local and large-scale atmospheric variability in snow cover duration: a case study of Montevergine Observatory (Southern Italy). *Environmental Research Communications* 5(3), 031005. <https://doi.org/10.1088/2515-7620/acc3e3>
- Arenson, L.U., Harrington, J.S., Koenig, C.E.M., Wainstein, P.A., 2022. Mountain permafrost hydrology—a practical review following studies from the Andes. *Geosciences* 12, 48. <https://doi.org/10.3390/geosciences12020048>
- Avanzi, F., De Michele, C., Ghezzi, A., 2015. On the performances of empirical regressions for the estimation of bulk snow density. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 38(2), 105-112. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2015.38.10>
- Avanzi, F., et al., 2023. IT-SNOW: a snow reanalysis for Italy blending modeling, in situ data, and satellite observations (2010–2021). *Earth Syst. Sci. Data* 15, 639-660. <https://doi.org/10.5194/essd-15-639-2023>
- Baroni, C., Bondesan, A., Carturan, L., Chiarle, M., Scotti, R., S., 2023. Campagna glaciologica annuale dei ghiacciai italiani (2022) *Annual glaciological survey of Italian glaciers* (2022). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 46, 19-36. <https://doi.org/10.4454/gfdq.v46.883>
- Barry, R., Gan, T.Y., 2011. The global cryosphere. Past, present and future. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511977947>
- Bartelt, P., Lehning, M., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology* 35(3), 123-145. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(02\)00074-5](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(02)00074-5)
- Bartholomaeus, T.C., Amundson, J.M., Walter, J.I., O'Neel, S., West, M.E., Larsen, C.F., 2015. Subglacial discharge at tidewater glaciers revealed by seismic tremor. *Geophys. Res. Lett.* 42, 6391-6398. <https://doi.org/10.1002/2015GL064590>
- Bavera, D., De Michele, C., 2009. Snow water equivalent estimation in the Mallero basin using snow gauge data and MODIS images and fieldwork validation. *Hydrological Processes: An International Journal* 23(14), 1961-1972. <https://doi.org/10.1002/hyp.7323>
- Biasuzzi, B., Gazzola, E., Gianessi, S., Valt, M., Stevanato, L., Morselli, L., Lorenzi, F., Lunardon, M., 2024. Snow Water Equivalent monitoring at the regional level by a Finapp Cosmic Rays Neutron Sensors network. EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, 14–19 Apr 2024, EGU24-7973. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-7973>
- Bergström, S., 1986. Recent developments in snowmelt-runoff simulation. In: Proceedings of the Symposium: Cold Regions Hydrology. University of Alaska-Fairbanks, Fairbanks, Alaska. American Water Resources Association, Bethesda Maryland, pp. 461-468.
- Berni, A., Giancanelli, E., 1966. La campagna dirilievi nivometrici effettuata dall'ENEL nel periodo febbraio – giugno 1966. *Energia Elettrica* (9), 533-542.
- Bigdeli, B., Amirkolaei, H.A., Pahlavani, P., 2018. DTM extraction under forest canopy using LiDAR data and a modified invasive weed optimization algorithm. *Remote Sensing of Environment* 216, 289-300. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.07.004>
- Blöschl, G., 1999. Scaling issues in snow hydrology. *Hydrological Processes* 13, 2149-2175. [https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199910\)13:14/15%3C2149::AID-HYP847%3E3.0.CO;2-8](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/(SICI)1099-1085(199910)13:14/15%3C2149::AID-HYP847%3E3.0.CO;2-8)
- Bocchiola, D., Rosso, R., 2007. The distribution of daily snow water equivalent in the central Italian Alps. *Adv. Water Resources* 30(1), 135-147. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.03.004>
- Bocchiola, D., Diolaiuti, G., 2010. Evidence of climate change within the Adamello Glacier of Italy. *Theoretical and Applied Climatology* 100, 351-369. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.03.004>
- Bonanno, R., Lacavalla, M., Sperati, S., 2019. A new high-resolution meteorological reanalysis Italian dataset: MERIDA. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 145(721), 1756-1779. <https://doi.org/10.1002/qj.3530>
- Bongio, M., Arslan, A.N., Tanis, C.M., De Michele, C., 2021. Snow depth time series retrieval by time-lapse photography: Finnish and Italian case studies. *The Cryosphere* 15(1), 369-387. <https://doi.org/10.5194/tc-15-369-2021>
- Bousbaa, M., Htitiou, A., Boudhar, A., Eljabiri, Y., Elyoussfi, H., Bouamri, H., Chehbouni, A., 2022. High-resolution monitoring of the snow cover on the Moroccan Atlas through the spatio-temporal fusion of Landsat and Sentinel-2 images. *Remote Sensing* 14(22), 5814. <https://doi.org/10.3390/rs14225814>
- Cagnati, A., Chiambretti, I., 2009. Documento metodologico sul monitoraggio meteo-nivologico - criteri per l'utilizzo degli strumenti di misura e metodi di osservazione dei parametri nivometeorologici. Convenzione tra la Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento della Protezione Civile e l'Associazione Interregionale di Coordinamento per i Problemi Inerenti alla Neve e alle Valanghe (AINEVA).
- Capelli, A., Koch, F., Henkel, P., Lamm, M., Appel, F., Marty, C., Schweizer, J., 2022. GNSS signal-based snow water equivalent determination for different snowpack conditions along a steep elevation gradient. *The Cryosphere* 16(2), 505-531. <https://doi.org/10.5194/tc-16-505-2022>
- Capozzi, V., De Vivo, C., Budillon, G., 2022. Synoptic control over winter snowfall variability observed in a remote site of Apennine Mountains (Italy), 1884–2015. *The Cryosphere* 16(5), 1741-1763. <https://doi.org/10.5194/tc-16-1741-2022>
- Carrer, M., Dibona, R., Prendin, A.L., Brunetti, M., 2023. Recent waning snowpack in the Alps is unprecedented in the last six centuries. *Nat. Clim. Change*. 13 (2), 155-160. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01552-2>
- Carturan, L., 2016. Replacing monitored glaciers undergoing extinction: a new measurement series on La Mare Glacier (Ortles-Cevedale, Italy). *Journal of Glaciology*. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.107>
- Carturan, L., 2010. Effetto delle variazioni climatiche sulla criosfera e sull'idrologia dei bacini d'alta quota. https://www.research.unipd.it/retrieve/e14fb26f-e2d7-3de1-e053-1705fe0ac030/Carturan_Effetto_delle_variazioni_climatiche_sulla_criosfera_e_sull%27idrologia_del_bacini_di_alta_quota.pdf
- Carturan, L., De Blasi, F., Cazorzi, F., Zoccatelli, D., Bonato, P., Borga, M., Fontana, G.D., 2019. Relevance and scale dependence of hydrological changes in glacierized catchments: Insights from historical data series in the Eastern Italian Alps. *Water* 11(1), 89. <https://doi.org/10.3390/w11010089>
- Chen, S., Wang, X., Guo, H., Xie, P., Wang, J., Hao, X., 2020. A conditional probability interpolation method based on a space-time cube for MODIS snow cover products gap filling. *Remote Sens.* 12, 3577. <https://doi.org/10.3390/rs12213577>
- CNR-CGI - Consiglio Nazionale delle Ricerche & Comitato Glaciologico Italiano, 1961a. Catasto dei Ghiacciai Italiani, Anno Geofisico Internazionale 1957-1958. Ghiacciai del Piemonte. Comitato Glaciologico Italiano, Torino, v. 2, 324 pp.
- CNR-CGI - Consiglio Nazionale delle Ricerche & Comitato Glaciologico Italiano, 1961b. Catasto dei ghiacciai Italiani, Anno Geofisico Internazionale 1957-1958. Ghiacciai della Lombardia e dell'Ortles-Cevedale. Comitato Glaciologico Italiano, Torino, v. 3, 389 pp.
- CNR-CGI - Consiglio Nazionale delle Ricerche & Comitato Glaciologico Italiano, 1962. Catasto dei Ghiacciai Italiani, Anno Geofisico internazionale 1957-1958. Ghiacciai delle Tre

Venezie (escluso Ortles-Cevedale) e dell'Appennino. Comitato Glaciologico Italiano, Torino, v. 4, 309 pp.

Colombo, N., Valt, M., Romano, E., Salerno, F., Godone, D., Cianfarra, P., Freppaz, M., Maugeri, M., Guyennon, N., 2022. Long-term trend of SWE in the Italian Alps. *J. Hydrol.* 614, 128532. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/acdb88>

Colombo, N., Valt, M., Romano, E., Salerno, F., Godone, D., Cianfarra, P., Freppaz, M., Maugeri, M., Guyennon, N., 2023. Unprecedented snow-drought conditions in the Italian Alps during the early 2020s. *Environ. Res. Lett.* 18, 074014. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/acd00c>

Colucci, R.R., 2016. Geomorphic influence on small glacier response to post-Little Ice Age climate warming: Julian Alps, Europe. *Earth Surface Processes and Landforms* 41(9), 1227-1240. <https://doi.org/10.1002/esp.3908>

Compagno, L., Eggs, S., Huss, M., Zekolari, H., Farinotti, D., 2021. Brief communication: Do 1.0, 1.5, or 2.0°C matter for the future evolution of Alpine glaciers? *The Cryosphere* 15(6), 2593-2599. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2593-2021>

Coppola, E., Sobolowski, S., Pichelli, E., Raffaele, F., Ahrens, B., Anders, I., Ban, N., Bastin, S., Belda, M., Belusic, D., Caldas-Alvarez, A., Cardoso, R. M., Davolio, S., Dobler, A., Fernandez, J., Fita, L., Fumiere, Q., Giorgi, F., Goergen, K., Güttler, I., Halenka, T., Heinzeller, D., Hodnebrog, Ø., Jacob, D., Kartsios, S., Katragkou, E., Kendon, E., Khodayar, S., Kunstmann, H., Knist, S., Lavín-Gullón, A., Lind, P., Lorenz, T., Maraun, D., Marelle, L., van Meijgaard, E., Milovac, J., Myhre, G., Panitz, H.-J., Piazza, M., Raffa, M., Raub, T., Rockel, B., Schär, C., Sieck, K., Soares, P. M. M., Somot, S., Srnec, L., Stocchi, P., Tölle, M. H., Truhetz, H., Vautard, R., de Vries, H., & Warrach-Sagi, K., 2020. A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean. *Climate Dynamics*, 55(1-2), 3-34. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4521-8>

Coviello, V., Chiarle, M., Arattano, M., Pogliotti, P., di Cella, U. M., 2015. Monitoring rock wall temperatures and microseismic activity for slope stability investigation at JA Carrel hut, Matterhorn. In *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 1: Climate Change and Engineering Geology* (pp. 305-309).

Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0_57

Crepaz, A., Baldo, M., Frigerio, S., Gabrieli, J., Galuppo, A., Magnabosco, L., Mantovani, M., Pasuto, A., 2011. Permafrost in Veneto Region: distribution, analysis and potential environmental effects- PERMANET Project-Alpine Space Programme. Regione del Veneto, pp 100.

Dawson, N., Broxton, P., Zeng, X., 2017. A new snow density parameterization for land data initialization. *Journal of Hydrometeorology* 18(1), 197-207. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0166.1>

de Blasi, F., 2018. Scale dependence of hydrological effects from different climatic conditions on glacierized catchments. <https://hdl.handle.net/11577/3427154>

Dedieu, J.P., Carlson, B.Z., Bigot, S., Sirguey, P., Vionnet, V., Choler, P., 2016. On the importance of high-resolution time series of optical imagery for quantifying the effects of snow cover duration on alpine plant habitat. *Remote Sens.* 8(6), 481. <https://doi.org/10.3390/rs8060481>

De Gregorio, L., Callegari, M., Marin, C., Zebisch, M., Bruzzone, L., Demir, B., Notarnicola, C., 2019. A novel data fusion technique for snow cover retrieval. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 12(8), 2862-2877. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2019.2920676>

Dietz, A., Kuenzer, C., Gessner, U., Dech, S., 2011. Remote sensing of snow—a review of available methods. *International Journal of Remote Sensing* 33, 4094-4134. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.640964>

Di Franco, S., Salzano, R., Boldrini, E., Salvatori, R., 2022. Increasing the interoperability of snow/ice hyperspectral observations. *Computers & Geosciences* 162, 105076. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2022.105076>

Di Mauro, B., Garzonio, R., Rossini, M., Filippa, G., Pogliotti, P., Galvagno, M., Morra di Cella, U., Migliavacca, M., Baccolo, G., Clemenza, M., Delmonte, B., Maggi, V., Dumont, M., Tuzet, F., Lafaysse, M., Morin, S., Cremonese, E., Colombo, R., 2019. Saharan dust events in the European Alps: role in snowmelt and geochemical characterization. *The Cryosphere* 13, 1147-1165. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113119>

Di Mauro, B., Fugazza, D., 2022. Pan-Alpine glacier phenology reveals lowering albedo and increase in ablation season length. *Remote Sens. Environ.* 279, 113119. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113119>

Di Mauro, B., Garzonio, R., Ravasio, C., Orlandi, V., Baccolo, G., Gilardoni, S., Remias, D., Leoni, B., Rossini, M., Colombo, R., 2024. Combined effect of algae and dust on snow spectral and broadband albedo. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 316, 108906. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2024.108906>

Dozier, J., 1989. Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sens. Environ.* 4257, 9-22. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(89\)90101-6](https://doi.org/10.1016/0034-4257(89)90101-6)

Dozier, J., Bair, E.H., Davis, R.E., 2016. Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world's mountains. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* 3(3), 461-474. <https://doi.org/10.1002/wat2.1140>

Dumont, M., Arnaud, L., Picard, G., Libois, Q., Lejeune, Y., Nabat, P., Voisin, D., Morin, S., 2017. *In situ* continuous visible and near-infrared spectroscopy of an alpine snowpack. *The Cryosphere* 11, 1091-1110. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1091-2017>

Egli, L., Jonas, T., Meister, R., 2009. Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent. *Cold Reg. Sci. Technol.* 57(2-3), 107-115. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2009.02.004>

Elias, E., James, D., Heimel, S., Steele, C., Steltzer, H., Dott, C., 2021. Implications of observed changes in high mountain snow water storage, snowmelt timing and melt window. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 35, 100799. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100799>

Fassnacht, S.R., Soulis, E.D., 2002. Implications during transitional periods of improvements to the snow processes in the land surface scheme—Hydrological model WATCLASS. *Atmos.-Ocean* 40(4), 389-403. <https://doi.org/10.3137/ao.400404>

Fiddes, J., Aalstad, K., Westermann, S., 2019. Hyper-resolution ensemble-based snow reanalysis in mountain regions using clustering. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23(11), 4717-4736. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4717-2019>

Flanner, M.G., Arnheim, J.B., Cook, J.M., Dang, C., He, C., Huang, X., Singh, D., Skiles, S.M., Whicker, C.A., Zender, C.S., 2021. SNICAR-ADV3: a community tool for modeling spectral snow albedo. *Geosci. Model Dev.* 14, 7673-7704. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7673-2021>

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. 33-48.

Frei, P., et al., 2018. Future snowfall in the Alps: projections based on the EURO-CORDEX regional climate models. *The Cryosphere* 12, 1-24. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1-2018>

Fugazza, D., Manara, V., Senese, A., Diolaiuti, G., Maugeri, M., 2021. Snow cover variability in the Greater Alpine Region in the MODIS era (2000-2019). *Remote Sens.* 13, 2945. <https://doi.org/10.3390/rs13152945>

Gandino, S., Menichetti, M., Godone, D., 2010. Meteomont Service's Meteo-Nivological Informative System: a Web-Gis Approach. In *Proceedings of Gi4DM 2010 Conference "Geomatics for Crisis Management"*. Torino, 2-4/02/2010.

Gascoin, S., Grizonnet, M., Bouchet, M., Salgues, G., Hagolle, O., 2019. Theia snow collection: high-resolution operational snow cover maps from Sentinel-2 and Landsat-8 data. *Earth Syst. Sci. Data* 11(2), 493-514. <https://doi.org/10.5194/essd-11-493-2019>

Giordan, D., Adam, M. S., Aicardi, I., Alicandro, M., Allasia, P., Baldo, M., De Bernardinis, P., Dominici, D., Godone, D., Hobbs, P., Lechner, V., Niedzielski, T., Piras, M., Rotilio, M., Salvini, R., Segor, V., Sotier, B., Troilo, F., 2020. The use of unmanned aerial vehicles (UAVs) for engineering geology applications. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* (ISSN: 1435-9537), <http://doi.org/10.1007/s10064-020-01766-2>

Gimbert, F., Nanni, U., Roux, P., Helmstetter, A., Garambois, S., Lecointre, A., Walpersdorf, A., Jourdain, B., Langlais, M., Laarman, O., et al., 2021. A multi-physics experiment with a temporary dense seismic array on the Argentièrre Glacier, French Alps: The RESOLVE project. *Seismol. Res. Lett.* 92(3), 1373-1385. <https://doi.org/10.1785/0220200280>

- Griessinger, N., Seibert, J., Magnusson, J., Jonas, T., 2016. Assessing the benefit of snow data assimilation for runoff modeling in Alpine catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 20(9), 3895-3905. <https://doi.org/10.5194/hess-20-3895-2016>
- Gugerli, R., Salzmann, N., Huss, M., Desilets, D., 2019. Continuous and autonomous snow water equivalent measurements by a cosmic ray sensor on an alpine glacier. *The Cryosphere* 13(12), 3413-3434. <https://doi.org/10.5194/tc-13-3413-2019>
- Gugerli, R., Desilets, D., Salzmann, N., 2022. Brief communication: Application of a muonic cosmic ray snow gauge to monitor the snow water equivalent on alpine glaciers. *The Cryosphere* 16(3), 799-806. <https://doi.org/10.5194/tc-16-799-2022>
- Guglielmin, M., Aldighieri, B., Testa, B., 2003. PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations. *Geomorphology* 51(4), 245-257. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00221-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00221-0)
- Guglielmin, M., 2006. Il permafrost nelle Alpi italiane e la stabilità dei versanti. *Terra Glacialis*, 85-94.
- Guglielmin, M., et al., 2018. Ground surface temperature reconstruction for the last 500 years obtained from permafrost temperatures observed in the SHARE STELVIO Borehole, Italian Alps. *Clim. Past* 14(6), 709-724. <https://doi.org/10.5194/cp-14-709-2018>
- Guyennon, N., Valt, M., Salerno, F., Petrangeli, A.B., Romano, E., 2019. Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Italian Alps. *Cold Reg. Sci. Technol* 167, 102859. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2019.102859>
- Haeberli, W., Oerlemans, J., Zemp, M., 2019. The future of Alpine glaciers and beyond. In: *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. Oxford University Press. <https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.769>
- Hall, D.K., Riggs, G.A., Salomonson, V.V., 1995. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. *Remote Sensing of Environment* 54(2), 127-140. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00137-P](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00137-P)
- Hantel, M., Hirtl-Wielke, L.M., 2007. Sensitivity of Alpine snow cover to European temperature. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 27(10), 1265-1275. <https://doi.org/10.1002/joc.1465>
- Harder, P., Pomeroy, J.W., Helgason, W.D., 2020. Improving sub-canopy snow depth mapping with unmanned aerial vehicles: lidar versus structure-from-motion techniques. *The Cryosphere* 14, 1919-1935. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1919-2020>
- Harpold, A.A., Dettinger, M., Rajagopal, S., 2017. Defining snow drought and why it matters. *Eos* 98. <https://doi.org/10.1029/2017EO068775>
- Hatchett, B.J., McEvoy, D.J., 2018. Exploring the origins of snow drought in the northern Sierra Nevada, California. *Earth Interactions* 22(2), 1-13. <https://doi.org/10.1175/EI-D-17-00271>
- Hatherton, T., Evison, F., 1962. A special mechanism for some Antarctic earthquakes. *N. Z. J. Geol. Geophys.* 5, 864-873. <https://doi.org/10.1080/00288306.1962.10417642>
- Helmstetter, A., Moreau, L., Nicolas, B., Comon, P., Gay, M., 2015. Intermediate-depth icequakes and harmonic tremor in an Alpine glacier (Glacier d'Argentière, France): Evidence for hydraulic fracturing? *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120, 402-416. <https://doi.org/10.1002/2014JF003289>
- Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Prog. Phys. Geogr.* 29, 362-391. <https://doi.org/10.1191/0309133305pp453ra>
- Hou, J., Huang, C., Zhang, Y., Guo, J., Gu, J., 2019. Gap-filling of MODIS fractional snow cover products via non-local spatio-temporal filtering based on machine learning techniques. *Remote Sens.* 11, 90. <https://doi.org/10.3390/rs11010090>
- Huning, L.S., AghaKouchak, A., 2020. Global snow drought hot spots and characteristics. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 117(33), 19753-19759. <https://doi.org/10.1073/pnas.1915921117>
- Huss, M., 2011. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resour. Res.* 47(7), 1-14. <https://doi.org/10.1029/2010WR010299>
- Huss, M., Hock, R., 2018. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nat. Clim. Change* 8(2), 135-140. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x>
- Iglesias, V., Travis, W.R., Balch, J.K., 2022. Recent droughts in the United States are among the fastest-developing of the last seven decades. *Weather Clim. Extrem.* 37, 100491. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100491>
- IPCC: Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report, in: *Climate Change, 2013: The Physical Science Basis*, IPCC, AR5 (March 2013), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2013 <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Jenicek, M., et al., 2018. Modeling of future changes in seasonal snowpack and impacts on summer low flows in alpine catchments. *Water Resour. Res.* 54, 538-556. <https://doi.org/10.1002/2017WR021648>
- Jin, H., Huang, Y., Bense, V.F., Ma, Q., Marchenko, S.S., Shepelev, V.V., Hu, Y., Liang, S., Spektor, V.V., Jin, X., et al., 2022. Permafrost degradation and its hydrogeological impacts. *Water* 14, 372. <https://doi.org/10.3390/w14030372>
- Jonas, T., Marty, C., Magnusson, J., 2009. Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *J. Hydrol.* 378(1-2), 161-167. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.021>
- Klein, G., Vitasse, Y., Rixen, C., Marty, C., Rebetz, M., 2016. Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset. *Clim. Change* 139, 637-649. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1806-y>
- Koch, F., Henkel, P., Appel, F., Schmid, L., Bach, H., Lamm, M., Mauser, W., 2019. Retrieval of snow water equivalent, liquid water content, and snow height of dry and wet snow by combining GPS signal attenuation and time delay. *Water Resour. Res.* 55(5), 4465-4487. <https://doi.org/10.1029/2018WR024431>
- Koehler, J., Bauer, A., Dietz, A.J., Kuenzer, C., 2022. Towards forecasting future snow cover dynamics in the European Alps—the potential of long optical remote-sensing time series. *Remote Sens.* 14(18), 4461. <https://doi.org/10.3390/rs14184461>
- Koehler, J., Dietz, A.J., Zellner, P., Baumhoer, C.A., Dirscherl, M., Cattani, L., Kuenzer, C., 2022. Drought in Northern Italy: long earth observation time series reveal snow line elevation to be several hundred meters above long-term average in 2022. *Remote Sens.* 14(23), 6091. <https://doi.org/10.3390/rs14236091>
- Kokhanovsky, A., Di Mauro, B., Garzonio, R., Colombo, R., 2021. Retrieval of dust properties from spectral snow reflectance measurements. *Front. environ. sci.* 9. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.644551>
- Kotlarski, S., Gobiet, A., Morin, S., Olefs, M., Rajczak, J., Samacoïts, R., 2023. 21st-century alpine climate change. *Clim. Dyn.* 60(1-2), 65-86. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06303-3>
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stöckli, U., Zimmerli, M., 1999. SNOWPACK model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Reg. Sci. Technol.* 30(1-3), 145-157. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(99\)00022-1](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(99)00022-1)
- Lehning, M., Völksch, 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. *Hydrol. Process.* 20, 2111-2128. <https://doi.org/10.1002/hyp.6204>
- Legay, A., Magnin, F., Ravel, L., 2021. Rock temperature prior to failure: analysis of 209 rockfall events in the Mont Blanc massif (Western European Alps). *Permafrost. Periglac. Process.* 32(3), 520-536. <https://doi.org/10.1002/ppp.2110>
- Li, M., Zhu, X., Li, N., Pan, Y., 2020. Gap-filling of a MODIS normalized difference snow index product based on the similar pixel selecting algorithm: a case study on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Remote Sens.* 12, 1077. <https://doi.org/10.3390/rs12071077>
- Libois, Q., Picard, G., France, J.L., Arnaud, L., Dumont, M., Carmagnola, C.M., King, M.D., 2013. Influence of grain shape on light penetration in snow. *The Cryosphere* 7, 1803-1818. <https://doi.org/10.5194/tc-7-1803-2013>

- Liu, Y., Weerts, A.H., Clark, M., Hendricks Franssen, H.J., Kumar, S., Moradkhani, H., Restrepo, P., 2012. Advancing data assimilation in operational hydrologic forecasting: progresses, challenges, and emerging opportunities. *Hydrol. earth syst. sci.* 16(10), 3863-3887. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3863-2012>
- Lucchesi, S., Fioraso, G., Bertotto, S., Chiarle, M., 2014. Little Ice Age and contemporary glacier extent in the Western and South-Western Piedmont Alps (North-Western Italy). *J. Maps* 10(3), 409-423. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.880226>
- Lynn, E., Cuthbertson, A., He, M., Vasquez, J. P., Anderson, M. L., Coombe, P., Abatzoglou, J. T., and Hatchett, B. J., 2020. Technical note: Precipitation-phase partitioning at landscape scales to regional scales, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24, 5317-5328, <https://doi.org/10.5194/hess-24-5317-2020>
- Magnin, F., Westermann, S., Pogliotti, P., Ravanel, L., Deline, P., Malet, E., 2017. Snow control on active layer thickness in steep alpine rock walls (Aiguille du Midi, 3842 m a.s.l., Mont Blanc massif). *CATENA* 149(2), 648-662. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.006>.
- Magnusson, J., Wever, N., Essery, R., Helbig, N., Winstral, A., & Jonas, T., 2015. Evaluating snow models with varying process representations for hydrological applications. *Water Resour. Res.* 51(4), 2707-2723. <https://doi.org/10.1002/2014WR016498>
- Magnusson, J., Winstral, A., Stordal, A. S., Essery, R., & Jonas, T., 2017. Improving physically based snow simulations by assimilating snow depths using the particle filter. *Water Resources Research*, 53(2), 1125-1143. <https://doi.org/10.1002/2016WR019092>
- Margulis, S.A., Liu, Y., Baldo, E., 2019. A joint Landsat-and MODIS-based reanalysis approach for midlatitude montane seasonal snow characterization. *Frontiers in Earth Science* 7, 272. <https://doi.org/10.1002/2016WR019092>
- Mariani, S., Braca, G., Romano, E., La Storia, B., Bussetini, M., 2018. Linee Guida sugli Indicatori di Siccità e Scarsità Idrica da utilizzare nelle attività degli Osservatori Permanenti per gli Utilizzi Idrici – Stato Attuale e Prospettive Future. https://www.isprambiente.gov.it/pre_meteo/idro/Osservatori/Linee%20Guida%20Pubbli
[cazione%20Finale%20L6WP1_con%20copertina_ec.pdf](https://www.isprambiente.gov.it/pre_meteo/idro/Osservatori/Linee%20Finale%20L6WP1_con%20copertina_ec.pdf)
- Martin, E., Etchevers, P., 2005. Impact of climatic changes on snow cover and snow hydrology in the French Alps. *Global change and mountain regions: an overview of current knowledge*, 235-242. https://doi.org/10.1007/1-4020-3508-X_23
- Marty, C., et al., 2017. How much can we save? Impact of different emission scenarios on future snow cover in the Alps. *Cryosphere* 11, 517-529. <https://doi.org/10.5194/tc-11-517-2017>
- Marty, C., Rohrer, M.B., Huss, M., Stähli, M., 2023. Multi-decadal observations in the Alps reveal less and wetter snow, with increasing variability. *Front. Earth Sci.* 11, 1165861. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1165861>
- Marty, C., Tilg, A-M., Jonas, T., 2017. Recent evidence of large scale receding snow water equivalents in the European Alps. *J. Hydrometeorol.* 18, 1021-1031. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0188.1>
- Matiu, M., Hanzer, F., 2022. Bias adjustment and downscaling of snow cover fraction projections from regional climate models using remote sensing for the European Alps. *Hydrol. earth syst. sci.* 26(12), 3037-3054. <https://doi.org/10.5194/hess-26-3037-2022>
- Matiu, M., Crespi, A., Bertoldi, G., Maria Carmagnola, C., Marty, C., Morin, S., Schöner, W., Cat Berro, D., Chiogna, G., De Gregorio, L., Kotlarski, S., Majone, B., Resch, G., 2021. Observed snow depth trends in the European Alps: 1971-2019. *Cryosphere* 15, 1343-1382. <https://doi.org/10.5194/tc-15-1343-2021>
- McCreight, J.L., Small, E.E., Larson, K.M., 2014. Snow depth, density, and SWE estimates derived from GPS reflection data: Validation in the western US. *Water Resour. Res.* 50(8), 6892-6909. <https://doi.org/10.1002/2014WR015346>
- Montanari, A., Nguyen, H., Rubineti, S., Ceola, S., Galelli, S., Rubino, A., Zanchettin, D., 2023. Why the 2022 Po River drought is the worst in the past two centuries. *Sci. Adv.* 9(32), eadg8304. doi: <https://doi.org/10.1126/sciadv.adg8304>
- Monteiro, D., Morin, S., 2023. Multi-decadal analysis of past winter temperature, precipitation and snow cover data in the European Alps from reanalyses, climate models and observational datasets. *The Cryosphere* 17(8), 3617-3660. <https://doi.org/10.5194/tc-17-3617-2023>
- Monti, F., Cagnati, A., Valt, M., Fierz, C., Lehning, M., Pozzi A., 2009. Validation of the SNOWPACK model in Dolomites, ISSW 2009, 27 September to 2 October, Davos, Switzerland, Proceedings. 313 - 317
- Mote, P.W., Li, S., Lettenmaier, D.P., Xiao, M., Engel, R., 2018. Dramatic declines in snowpack in the western US. *npj Clim. Atmos. Sci.* 1(1), 2. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0012-1>
- Mudryk, L. R., Derksen, C., Kushner, P. J., & Brown, R., 2015. Characterization of Northern Hemisphere snow water equivalent datasets, 1981-2010. *Journal of Climate*, 28(20), 8037-8051
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Thépaut, J.N., 2021. ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth Syst. Sci. Data* 13(9), 4349-4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Naethe, P., De Sanctis, A., Burkart, A., Campbell, P. K., Colombo, R., Di Mauro, B., and Julitta, T., 2024. Towards a standardized, ground-based network of hyperspectral measurements: Combining time series from autonomous field spectrometers with Sentinel-2. *Remote Sensing of Environment*, 303, 114013. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2024.114013>
- Nanni, U., Gimbert, F., Vincent, C., Gräff, D., Walter, F., Piard, L., Moreau, L., 2020. Quantification of seasonal and diurnal dynamics of subglacial channels using seismic observations on an Alpine glacier. *The Cryosphere* 14, 1475-1496. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1475-2020>
- Nanni, U., Gimbert, F., Roux, P., Lecointre, A., 2021. Observing the subglacial hydrology network and its dynamics with a dense seismic array. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 118(28). <https://doi.org/10.1073/pnas.2023757118>
- Nigrelli, G., Chiarle, M., 2023. 1991-2020 climate normal in the European Alps: focus on high-elevation environments. *J. Mt. Sci.* 20(8), 2149-2163. <https://doi.org/10.1007/s11629-023-7951-7>
- Nigrelli, G., Lucchesi, S., Bertotto, S., Fioraso, G., Chiarle, M., 2015. Climate variability and Alpine glaciers evolution in Northwestern Italy from the Little Ice Age to the 2010s. *Theor. Appl. Climatol.* 122(3), 595-608. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1313-x>
- Notarnicola, C., 2020. Hotspots of snow cover changes in global mountain regions over 2000-2018. *Remote Sensing of Environment* 243, 111781. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111781>
- OECD, 2007. *Climate Change in the European Alps: Adapting Winter Tourism and Natural Hazards Management*, OECD Publishing, Paris, <https://doi.org/10.1787/9789264031692-en>
- Oerlemans, J., Jania, J., Kolondra, L., 2011. Application of a minimal glacier model to Hansbreen, Svalbard. *The Cryosphere* 5, 1-11. <https://doi.org/10.5194/tc-5-1-2011>
- Orombelli, G., 2011. Holocene mountain glacier fluctuations: a global overview. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 34(1), 17-24. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2011.34.2>
- Parajka, J., Pepe, M., Rampini, A., Rossi, S., Blöschl, G., 2010. A regional snow-line method for estimating snow cover from MODIS during cloud cover. *J. Hydrol.* 381, 203-212. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.042>.
- Paul, F., Frey, H., Le Bris, R., n.d. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: challenges and results. <https://doi.org/10.3189/172756411799096295>
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W., 2004. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters* 31(21), 12-15. <https://doi.org/10.1029/2004GL020816>
- Paul, F., Rastner, P., Azzoni, R.S., Diolaiuti, G., Fugazza, D., Le Bris, R., Smiraglia, C., 2019. Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.* 2019, 1-28. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1805-2020>
- Pederson, G.T., et al., 2011. The unusual nature of recent snowpack declines in the North American cordillera. *Science* 333, 332-335. <https://doi.org/10.1126/science.1201570>

- Pirazzini, R., Leppänen, L., Picard, G., Lopez-Moreno, J.I., Marty, C., Macelloni, G., Kontu, A., Von Lerber, A., Tanis, C.M., Schneebeli, M., et al., 2018. European *in situ* snow measurements: practices and purposes. *Sensors* 18, 2016. <https://doi.org/10.3390/s18072016>
- Pistocchi, A., 2016. Simple estimation of snow density in an Alpine region. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 6, 82-89. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.01.004>
- Podolskiy, E.A., Walter, F., 2016. Cryoseismology. *Rev. Geophys.* 54, 708-758. <https://doi.org/10.1002/2016RG000526>
- Prager, S., Sexstone, G., McGrath, D., Fulton, J., Moghaddam, M., 2021. Snow depth retrieval with an autonomous UAV-mounted software-defined radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 60, 1-16. <http://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3117509>
- Pulliainen, J., Luojus, K., Derksen, C., Mundryk, L., Lemmetyinen, J., Salminen, M., Norberg, J., 2020. Patterns and trends of Northern Hemisphere snow mass from 1980 to 2018. *Nature* 581(7808), 294-298. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2258-0>
- Qin, Y., et al., 2020. Agricultural risks from changing snowmelt. *Nat. Clim. Change* 10, 459-465. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0746-8>
- Ranzi, R., Colosio, P., Galeati, G., 2024. Climatology of snow depth and water equivalent measurements in the Italian Alps (1967-2020). *Hydrol. earth syst. sci. Discussions*, 2023, 1-38. <https://doi.org/10.5194/hess-28-2555-2024>
- Revuelto, J., Alonso-Gonzalez, E., Vidal-Ler-Gayan, I., Lacroix, E., Izagirre, E., Rodríguez-López, G., López-Moreno, J.I., 2021. Inter-comparison of UAV platforms for mapping snow depth distribution in complex alpine terrain. *Cold Reg. Sci. Technol.* 190, 103344. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2021.103344>
- Richiardi, C., Blonda, P., Rana, F.M., Santoro, M., Tarantino, C., Vicario, S., Adamo, M., 2021. A revised snow cover algorithm to improve discrimination between snow and clouds: a case study in Gran Paradiso National Park. *Remote Sens.* 13, 1957. <https://doi.org/10.3390/rs13101957>
- Richiardi, C., Siniscalco, C., Adamo, M., 2023. Comparison of three different random forest approaches to retrieve daily high-resolution snow cover maps from MODIS and Sentinel-2 in a mountain area, Gran Paradiso National Park (NW Alps). *Remote Sensing* 15(2), 343. <https://doi.org/10.3390/rs15020343>
- Riseborough, D., Shiklomanov, N., Etzel-müller, B., Gruber, S., Marchenko, S., 2008. Recent advances in permafrost modelling. *Permafr. Periglac. Process.* 19(2), 137-156. <https://doi.org/10.1002/ppp.615>
- Rittger, K., Krock, M., Kleiber, W., Bair, E.H., Brodzik, M.J., Stephenson, T.R., Painter, T.H., 2021. Multi-sensor fusion using random forests for daily fractional snow cover at 30 m. *Remote Sens. Environ.* 264, 112608. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112608>
- Salvatori, R., Plini, P., Giusto, M., Valt, M., Salzano, R., Montagnoli, M., Cagnati, A., Crepaz, G., Sigismondi, D., 2011. Snow cover monitoring with images from digital camera systems. *Eur. J. Remote Sens.* 43, 137-145. <https://doi.org/10.5721/ITJRS201143211>
- Salvatori, R., Salzano, R., Valt, M., Cerrato, R., and Ghergo, S., 2022. The Collection of Hyperspectral Measurements on Snow and Ice Covers in Polar Regions (SISpec 2.0). *Remote Sensing*, 14(9), 2213 <https://doi.org/10.3390/rs14092213>
- Salzano, R., Salvatori, R., Valt, M., Giuliani, G., Chatenoux, B., Ioppi, L., 2019. Automated classification of terrestrial images: the contribution to the remote sensing of snow cover. *Geosciences* 9, 97. <https://doi.org/10.3390/geosciences9020097>
- Salvatore, M.C., Zanoner, T., Baroni, C., Carton, A., Banchieri, F.A., Viani, C., Giardino, M., Perotti, L., 2015. The state of Italian glaciers: a snapshot of the 2006-2007 hydrological period. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 38(2), 175-198. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2015.38.16>
- Sánchez-García, E., Rodríguez-Camino, E., Bacciu, V., Chiarle, M., Costa-Saura, J., Garrido, M.N., von Hardenberg, J., 2022. Co-design of sectoral climate services based on seasonal prediction information in the Mediterranean. *Clim. Serv.* 28, 100337. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2022.100337>
- Smiraglia, C., Diolaiuti, G. [Eds.], 2015. The New Italian Glacier Inventory. *Ev-K2-CNR, Bergamo Publ.*, 400 pp.
- Smith, C.D., Kontu, A., Laffin, R., Pomeroy, J.W., 2017. An assessment of two automated snow water equivalent instruments during the WMO Solid Precipitation Intercomparison Experiment. *The Cryosphere* 11, 101-116. <https://doi.org/10.5194/tc-11-101-2017>
- Soares, P. M. M., Careto, J. A. M., Cardoso, R. M., Goergen, K., Katragkou, E., Sobolowski, S., Coppola, E., Ban, N., Belušić, D., Berthou, S., Caillaud, C., Dobler, A., Hodnebrog, Ø., Kartsios, S., Lenderink, G., Lorenz, T., Milovac, J., Feldmann, H., Pichelli, E., Truhetz, H., Demory, M.E., de Vries, H., War-rach-Sagi, K., Keuler, K., Raffa, M., Tölle, M., Sieck K, & Bastin, S., 2024. The added value of km-scale simulations to describe temperature over complex orography: the CORDEX FPS-Convection multi-model ensemble runs over the Alps. *Climate Dynamics*, 62(6), 4491-4514. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06593-7>
- Stephan, R., et al., 2021. An inventory of alpine drought impact reports to explore past droughts in a mountain region. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 21, 2485-2501. <https://doi.org/10.5194/nhess-21-2485-2021>
- Strasser, U., Marke, T., 2010. ESCIMO.spread—a spreadsheet-based point snow surface energy balance model to calculate hourly snow water equivalent and melt rates for historical and changing climate conditions. *Geosci. Model Dev.* 3(2), 643-652. <https://doi.org/10.5194/gmd-3-643-2010>
- Sturm, M., Taras, B., Liston, G.E., Derksen, C., Jonas, T., Lea, J., 2010. Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes. *J. Hydrometeorol.* 11(6), 1380-1394. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1202.1>
- Terzago, S., Andreoli, V., Arduini, G., Balsamo, G., Campo, L., Cassardo, C., Cremonese, E., Dolia, D., Gabellani, S., von Hardenberg, J., Morra di Cella, U., Palazzi, E., Piazzini, G., Pogliotti, P., Provenzale, A., 2020. Sensitivity of snow models to the accuracy of meteorological forcings in mountain environments. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 24, 4061-4090. <https://doi.org/10.5194/hess-24-4061-2020>
- Terzago, S., Bongiovanni, G., & Von Hardenberg, J., 2023. Seasonal forecasting of snow resources at Alpine sites. *Hydrology and Earth System Sciences*, 27(2), 519 – 542. <https://doi.org/10.5194/hess-27-519-2023>
- Thakur, B., Kalra, A., Lakshmi, V., Lamb, K.W., Miller, W.P., Tootle, G., 2020. Linkage between ENSO phases and western US snow water equivalent. *Atmospheric Research* 236, 104827. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104827>
- Tuzet, F., Dumont, M., Picard, G., Lamare, M., Voisin, D., Nabat, P., Lafaysse, M., Larue, F., Revuelto, J., Arnaud, L., 2020. Quantification of the radiative impact of light-absorbing particles during two contrasted snow seasons at Col du Lautaret (2058 m a.s.l., French Alps). *The Cryosphere* 14, 4553-4579. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4553-2020>
- Valt, M., Chiambretti, I., Della Vedova, P., 2012. Yeti—a tool at the service of avalanche forecast. *Advances in Avalanche forecasting*. 22 October 2012, Podbanské, Slovakia, 38-43.
- Valt, M., Moro, D., 2009. Average snowcover density in eastern Alps Mountain. *Geophysical Research*.
- Valt, M., Guyennon, N., Salerno, F., Petrangeli, A.B., Salvatori, R., Cianfarra, P., Romano, E., 2018. Predicting new snow density in the Italian Alps: A variability analysis based on 10 years of measurements. *Hydrol. Process.* 32(20), 3174-3187. <https://doi.org/10.1002/hyp.13264>
- Valt, M., 2023. La risorsa nevosa sulla montagna veneta (SWE). *Il clima in Italia nel 2022*. Report SNPA 36/2023, 117-124.
- Valt, M., Cianfarra, P., Valt, M., 2022. Neve e clima sulle Alpi italiane. *Neve e valanghe* 96, 2-15.
- Viani, C., Chiarle, M., Paranunzio, R., Merlone, A., Musacchio, C., Coppa, G., Nigrelli, G., 2020. An integrated approach to investigate climate-driven rockfall occurrence in high alpine slopes: the Bessanese glacial basin, Western Italian Alps. *J. Mt. Sci.* 17, 2591-2610. <https://doi.org/10.1007/s11629-020-6216-y>
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Willemet, J.M., 2012. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geosci. Model Dev.* 5(3), 773-791. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012>
- Walvoord, M.A., Kurylyk, B.L., 2016. Hydrologic impacts of thawing permafrost—a review. *Vadose Zone J.* 15, 1-20. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>

Wang, Z., et al., 2024. Relative humidity and solar radiation exacerbate snow drought risk in the headstreams of the Tarim River. *Atmos. Res.* 297, 107091. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.107091>

Westermann, S., Ingeman-Nielsen, T., Scheer, J., Aalstad, K., Aga, J., Chaudhary, N., Etzelmüller, B., Filhol, S., Kääb, A., Renette, C., Schmidt, L.S., Schuler, T.V., Zweigel, R.B., Martin, L., Morard, S., Ben-Asher, M., Angelopoulos, M., Boike, J., Groenke, B., Miesner, F., Nitzbon, J., Overduin, P., Stuenzi, S.M., Langer, M., 2023. The CryoGrid community model (version 1.0) – a multi-physics toolbox for climate-driven simulations in the terrestrial cryosphere. *Geosci. Model Dev.* 16, 2607-2647. <https://doi.org/10.5194/gmd-16-2607-2023>

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300-314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

Wielke, L.M., Haimberger, L., Hantel, M., 2004. Snow cover duration in Switzerland compared to Austria. *Meteorol. Z.* 13(1), 13-17. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1165-2021>

Winkler, M., Schellander, H., Gruber, S., 2021. Snow water equivalents exclusively from snow depths and their temporal changes: the Δ snow model. *Hydrol. earth syst. sci.* 25(3), 1165-1187. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2004/0013-0013>

WMO, 2023. Volume II, Measurement of Cryosphere Variables, of the WMO Guide for Instruments and Methods of Observation No-8, a flagship publication of WMO since 1950.

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>

Zemp, M., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2007. Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change* 56(1-2), 83-100. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.002>



How to cite

de Blasi, F., Adamo, M., Chiarle, M., Colombo, N., Godone, D., Guyennon, N., Lodi, R., Nigrelli, G., Paranunzio, R., Piantini, M., Richiardi, C., Salerno, F., Salzano, R., Terzago, S., Valt, M. 2024. "La Criosfera", in *Siccità, scarsità e crisi idriche*, Emanuele Romano, Ivan Portoghese (a cura di), Habitat signa 1, 145-198. Roma: Cnr Edizioni. <https://doi.org/10.69115/habitatsigna-2024-1/05>

Emanuele Romano è ricercatore presso l'Istituto di ricerca sulle acque del CNR. Laureato in Fisica presso l'Università degli studi di Milano, ha conseguito il Dottorato di ricerca in Scienze della terra, svolgendo parte dell'attività presso l'École des Mines di Parigi. Autore di più di cinquanta pubblicazioni scientifiche, negli ultimi anni ha focalizzato le proprie ricerche sulla valutazione degli impatti dei cambiamenti climatici sulle risorse idriche e sui sistemi di approvvigionamento, con particolare riferimento agli eventi siccitosi. Membro della Commissione grandi rischi del Dipartimento della protezione civile, settore "Rischio da incendi boschivi e da deficit idrico" dal 2023, collabora con numerosi enti pubblici (Ministero dell'ambiente, ISPRA, Istat, Autorità di distretto) e gestori del servizio idrico integrato.

Ivan Portoghese è ricercatore presso l'Istituto di ricerca sulle acque del CNR. Laureato in Ingegneria civile presso il Politecnico di Bari, ha conseguito un Dottorato di ricerca in Idrologia sviluppando modelli matematici per la caratterizzazione dei bacini idrografici soggetti a forte variabilità climatica stagionale e inter-annuale. Negli ultimi anni si è occupato dello sviluppo e validazione di metodi e strumenti per la pianificazione e la gestione delle risorse idriche pubblicando numerosi articoli scientifici su varie riviste internazionali. È inoltre coinvolto nello sviluppo di studi e di politiche per la gestione sostenibile delle risorse idriche a supporto di istituzioni ed enti operanti nel settore.

Sempre più spesso i mezzi di comunicazione riportano eventi di siccità sul territorio italiano con impatti drammatici sulla popolazione e sugli ecosistemi.

L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Forum scientifico intergovernativo sul cambiamento climatico istituito presso le Nazioni Unite, da tempo segnala l'intensificarsi di tali fenomeni nell'area mediterranea a seguito del cambiamento climatico.

Che fare? E quale può essere il ruolo della comunità scientifica a supporto di una *governance* dell'acqua? Il presente volume, redatto dal Gruppo di lavoro "Siccità, scarsità e crisi idriche" del Dipartimento di scienze del sistema terra e tecnologie per l'ambiente del CNR, con il supporto di altre Istituzioni (Istituto superiore per la protezione e la ricerca ambientale, Dipartimento della protezione civile, Struttura commissariale per l'adozione di interventi urgenti connessi al fenomeno della scarsità idrica), ha visto il coinvolgimento di quasi cento ricercatrici e ricercatori che hanno tentato di dare risposta a tali quesiti fornendo elementi tecnico-scientifici a supporto di tutti i soggetti che, con diversi ruoli, contribuiscono alla *governance* dell'acqua.

