POLITECNICO DI TORINO

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

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio

Tesi di Laurea Magistrale

Permafrost nelle Alpi piemontesi Applicazione modellistica e stime per il 2030 e 2050



Relatore

Prof. Pierluigi Claps

Correlatori

Dott. Luca Paro Dott. Christian Ronchi

Candidato

Federico Cavallo

Marzo 2020

Sommario

ABSTRACT					
INTRODUZIONE 4					
1	1 IL PERMAFROST				
	1.1	Inquadramento generale	7		
	1.2	Equilibrio termico e strato attivo	11		
	1.3	Metodi di monitoraggio	13		
	1.4	Fattori locali che influenzano il permafrost			
2	IL	CAMBIAMENTO CLIMATICO			
	2.1	L'effetto serra			
	2.2	Gli scenari climatici			
	2.3	Conseguenze per il permafrost			
3	М	ODELLI PER L'ANALISI DEL PERMAFROST			
	3.1	Modelli analitici approssimativi			
	3.2	Modelli numerici			
	3.3	GEOtop			
4	Al	NALISI DI SENSITIVITÀ DEL MODELLO: PASSO DEL M. MORO	40		
	4.1	Costruzione degli strati orizzontali di suolo	42		
	4.2	Verifica del profilo di temperatura su un mese	43		
	4.3	Verifica del profilo di temperatura su un anno			
	4.4	Prima calibrazione del modello	45		
	4.5	Altezza del manto nevoso	47		
	4.6	Seconda calibrazione del modello	48		
	4.7	Altezza del manto nevoso su serie storica pluriennale			
5	Al	PPLICAZIONE DEL MODELLO: COLLE SOMMEILLER	53		
	5.1	Costruzione degli strati orizzontali di suolo	56		
	5.2	Verifica dell'altezza del manto nevoso e del profilo di temperatura	57		
	5.3	Calibrazione del modello	59		
	5.4	Altezza del manto nevoso e profilo di temperatura	61		

6	AP	PLICAZIONE DEL MODELLO: SCENARI FUTURI			
	6.1	Dati meteo climatici			
	6.2	Verifica dell'anno medio	69		
	6.3	Verifica nel periodo di controllo			
	6.4	Calibrazione del modello			
	6.5	Altezza del manto nevoso e profilo di temperatura per il 2030 e 2050			
7	CO	NCLUSIONI			
AI					
	Allega	uto 1			
	Allega	<i>uto 2</i>			
	Allega	<i>uto 3</i>			
	Allega	uto 4			
	Allega	<i>uto 5</i>			
Allegato 6					
	Allega	uto 7			
ELENCO DELLE FIGURE					
ELENCO DELLE TABELLE 106					
BIBLIOGRAFIA107					
RINGRAZIAMENTI					

ABSTRACT

Il permafrost, ovvero lo strato di terreno che rimane al di sotto di 0°C per almeno due anni consecutivi, è un elemento essenziale della criosfera ed un importante indicatore per valutare l'intensità e gli effetti del riscaldamento globale. In particolare la porzione di permafrost a contatto con l'atmosfera (strato attivo) risente direttamente dell'aumento della temperatura media dell'aria. Per questo motivo gli studi sullo strato attivo del permafrost sono molto aumentati nel corso degli ultimi anni.

L'estensione e lo spessore del permafrost sono direttamente influenzati dalle condizioni climatiche. Noto, dal punto di vista teorico, quale dovrebbe essere la risposta del permafrost ai cambiamenti climatici in atto e previsti, il suo monitoraggio permette di osservare il verificarsi di questi cambiamenti e di stimare la velocità con la quale questi si stanno verificando. Tuttavia non permette una previsione delle condizioni del permafrost nel futuro. Dal momento che la principale conseguenza a breve termine del riscaldamento globale è l'aumento dello spessore dello strato attivo, con le numerose conseguenze per quanto riguarda la stabilità dei versanti, delle infrastrutture e l'equilibrio dell'ecosistema, valutare lo stato futuro del permafrost è una priorità.

L'idea alla base del presente lavoro è che l'incidenza del cambiamento climatico sul permafrost può essere valutata mediante l'utilizzo di modelli di simulazione numerica. La scelta del modello è importante, poiché deve rappresentare correttamente la situazione attuale e permettere di stimare quantitativamente le condizione del permafrost tra dieci, venti o trent'anni, in modo da poter trarre informazioni significative sulla situazione più probabile attesa nel futuro.

A scala regionale questo genere di studi dovrebbe consentire di individuare in quali zone sono previste conseguenze più significative e quindi, intervenire preventivamente con misure di adattamento e mitigazione come ad esempio il rinforzo di strutture esistenti o mediante opere di consolidamento, e la predisposizione di piani di programmazione territoriale finalizzati ad una gestione razionale del rischio nel contesto dei cambiamenti climatici.

Questo lavoro di tesi, il primo del suo genere in Piemonte, segue la procedura sopra descritta con la finalità di analizzare il permafrost in due siti alpini ad alta quota: il Passo del Monte Moro (VB) e il Colle Sommeiller (TO). L'obiettivo è valutare l'efficienza del modello numerico scelto (GEOtop) nell'eseguire simulazioni monodimensionali in queste aree, saggiarne la sua sensitività, ottenere una stima qualitativa dell'altezza del manto nevoso e della temperatura GST per gli anni 2030 e 2050 e mettere in evidenza i punti di forza e i limiti di tale approccio.

INTRODUZIONE

Il permafrost è lo strato di terreno con temperature inferiori a 0°C per almeno due anni consecutivi ed è presente prevalentemente nelle regioni artiche e nelle zone di alta montagna. È un importante indicatore per valutare il cambiamento climatico, in quanto la sua evoluzione è direttamente legata alle condizioni atmosferiche. In particolare, nel contesto del riscaldamento globale in atto, lo spessore dello strato attivo (lo strato superficiale che subisce i cicli di gelo e disgelo stagionale) sta aumentando, provocando una conseguente riduzione dello spessore del permafrost. Questa riduzione ha significative ripercussioni negative, in particolare sul ciclo idrologico, sull'equilibrio degli ecosistemi, sul rilascio di gas clima-alteranti in atmosfera e sulla stabilità dei versanti.

Quest'ultimo aspetto è di particolare importanza in aree montane come le Alpi, densamente abitate ed estesamente urbanizzate fino ad alte quote. La presenza dell'uomo e delle sue opere in questi contesti aumentano notevolmente il livello di rischio, già aggravato dagli effetti del riscaldamento globale (che sulle Alpi presenta una tendenza positiva più marcata rispetto ad altre aree del pianeta). Anche la frequenza dei fenomeni di instabilità innescatisi in alta quota (su versanti di medie e grandi dimensioni) è in aumento negli ultimi anni. Questi fenomeni in molti casi hanno provocato ingenti danni, arrivando a colpire anche le aree antropizzate di fondovalle.

Al fine di valutare gli effetti del riscaldamento atmosferico nelle aree di alta montagna, in particolare sulla criosfera, negli ultimi decenni sono notevolmente aumentate le attività di monitoraggio inerenti al permafrost. Il monitoraggio del permafrost, infatti, consente di osservare l'evoluzione termica del suolo e del sottosuolo sottoposti alle forzanti atmosferiche, mentre il contemporaneo monitoraggio meteorologico consente di valutare la velocità con la quale questi cambiamenti si stanno verificando in atmosfera e nella litosfera.

Tuttavia, il monitoraggio strumentale sul campo, benché indispensabile, comporta una serie di limiti e problematiche metrologiche, topologiche e gestionali che devono essere superate per acquisire conoscenze a livello areale ampio. Infatti, le reti di monitoraggio, per quanto distribuite sul territorio, forniscono dati puntuali, che diventano estremamente rari nelle aree remote di alta e altissima montagna. Ai fini di una corretta gestione del rischio e, quindi, di una minimizzazione dei danni attesi in queste aree, è necessario disporre di una maggior quantità di dati, soprattutto in quelle zone in cui, per motivi topografici, non sono presenti stazioni. Questo limite può essere superato attraverso l'utilizzo di modelli di simulazione numerica.

L'idea guida alla base di questo lavoro di tesi prevede che gli effetti dei cambiamenti climatici sul permafrost possono essere simulati mediante l'implementazione di modelli fisico-basati, in grado di correlare i dati del sistema atmosfera–criosfera–litosfera e di rappresentarne i vari feedback nel modo più aderente possibile alla realtà. La scelta del modello è importante poiché deve essere in grado, oltre

ad approssimare con precisione accettabile la situazione attuale, di stimare con attendibilità la condizione del permafrost nei prossimi decenni, sfruttando le potenzialità predittive del modello nei diversi scenari futuri (come gli scenari di concentrazione dei gas clima-alteranti nel corso di questo secolo).

Ottenere questi risultati è di fondamentale importanza. A scala regionale, infatti, questo genere di studi consentirà nel breve periodo di individuare in quali zone sono previste gravi conseguenze e, quindi, intervenire preventivamente attraverso il rinforzo di strutture esistenti o mediante opere di consolidamento. Sul medio-lungo periodo invece, i risultati di tali modelli indirizzeranno la predisposizione dei piani di programmazione territoriale finalizzati ad una gestione razionale del rischio nel contesto dei cambiamenti climatici previsti.

In considerazione di quanto sopra esposto, questo lavoro, il primo nel suo genere in Piemonte, ha come obiettivo principale la valutazione dell'efficienza del modello numerico scelto per simulare l'andamento del permafrost, utilizzando il modello idrologico distribuito "GEOtop". Analizzando nel dettaglio i parametri di input, il modello è applicato in due siti di monitoraggio del permafrost, appartenenti alla rete regionale di Arpa Piemonte: il Passo del Monte Moro (quota 2870 m slm, Comune di Macugnaga, VB) e il Colle Sommeiller (quota 2981 m slm, Comune di Bardonecchia, TO).

I due siti presentano caratteristiche diverse, soprattutto dal punto di vista della disponibilità di dati, ben rappresentando quindi la casistica presente nelle aree montane. Nel sito del Passo del M. Moro è disponibile una lunga serie storica di dati di numerosi strumenti meteorologici ma una limitata conoscenza dell'andamento termico nel sottosuolo, viceversa per il sito del Colle Sommeiller i dati meteorologici sono limitati sia come lunghezza della serie storica sia come numero di parametri ma i dati termici del sottosuolo sono più consistenti.

Trattandosi di un primo approccio preliminare, il lavoro di tesi è principalmente finalizzato ad esplorare il funzionamento del modello a scala locale con diverse simulazioni monodimensionali, a verificare i parametri di input, pesandone l'importanza in funzione del ruolo che hanno nel condizionare la temperatura del suolo, e ad analizzare le basi dati disponibili nei vari contesti geografici, sia derivanti dal monitoraggio sia da modelli climatici.

Il contesto operativo, l'impostazione metodologica ed i risultati ottenuti sono organizzati nel presente lavoro di tesi in base alla seguente suddivisione:

Il <u>capitolo 1</u> contiene un inquadramento generale sul permafrost (§ <u>1.1</u>) e dei principali fattori che ne influenzano l'evoluzione a scala locale (§ <u>1.4</u>) in relazione agli scambi energetici che condizionano l'equilibrio termico del suolo (§ <u>1.2</u>), nonché una descrizione dei metodi di monitoraggio più utilizzati (§ <u>1.3</u>).

- Il <u>capitolo 2</u> è incentrato sugli aspetti principali del cambiamento climatico in corso, sulle cause del riscaldamento globale (§ 2.1), sugli scenari futuri secondi l'IPCC (§ 2.2) e sulle conseguenze attese per il permafrost (§ 2.3). Questo capitolo permette di comprendere in quale scenario si collocano le stime ottenute nel capitolo 6 ed è necessario all'inquadramento del lavoro in un'ottica globale, ambientale e climatica.
- Il <u>capitolo 3</u> presenta una sintetica cronistoria dei modelli di analisi del permafrost desunta dalla letteratura, dai primi modelli analitici (§ <u>3.1</u>) ai più recenti modelli numerici (§ <u>3.2</u>), ed è descritto il modello GEOtop ed i criteri che hanno portato a scegliere tale modello per le finalità di questo lavoro (§ <u>3.3</u>).
- Il <u>capitolo 4</u> è dedicato all'analisi di sensitività del modello GEOtop attraverso l'applicazione al sito del Passo del M. Moro per il decennio 2009÷2019. Sono pertanto presentati:
 - i. la procedura d'inizializzazione utilizzata per adattare i parametri del modello al sito (§ <u>4.0</u>, § <u>4.1</u>),
 - ii. il confronto tra i dati simulati e misurati ($\{ 4.2, \{ 4.3, \{ 4.5\}, \}$
 - iii. le calibrazioni necessarie per migliorare la precisione del modello ($\frac{4.4}{5}, \frac{4.6}{5}$),
 - iv. i risultati ottenuti (§ <u>4.7</u>).

Nel sito del Passo del M. Moro ci si è concentrati in particolar modo sulla corretta simulazione dell'altezza del manto nevoso, parametro critico per l'analisi del permafrost in quanto condiziona in modo significativo l'equilibrio termico del suolo.

- Nel <u>capitolo 5</u> è presentata l'applicazione del modello GEOtop al sito del Colle Sommeiller per gli anni 2012÷2019. Sono quindi presentati:
 - i. la procedura d'inizializzazione seguita per adattare i parametri del modello al sito (§ <u>5.0</u>, § <u>5.1</u>),
 - ii. il confronto tra i dati simulati e misurati (§ <u>5.2</u>),
 - iii. la calibrazione dei parametri necessaria per migliorare la risposta del modello ($\frac{5.3}{5.3}$)
 - iv. i risultati ottenuti ($\S 5.4$).

Oltre all'altezza del manto nevoso, in questo sito ci si è concentrati anche sulla corretta simulazione della temperatura superficiale del suolo.

Il <u>capitolo 6</u> è dedicato alla sperimentazione dell'applicazione modellistica, utilizzando dati meteorologici ad alta risoluzione spaziale e temporale, all'interno dello scenario climatico futuro RCP 4.5, attraverso l'implementazione del modello GEOtop per gli anni 2030 e 2050 in entrambi i siti. In seguito alla sintetica descrizione del modello climatico utilizzato per ottenere i dati meteo (§ <u>6.1</u>), viene descritta la fase di verifica della loro rappresentatività (§ <u>6.2</u>) ed attendibilità (§ <u>6.3</u>). Particolare attenzione è dedicata alla calibrazione, finalizzata a migliorare la simulazione modellistica (§ <u>6.4</u>). Infine, sono descritti e commentati i risultati ottenuti (§ <u>6.5</u>).

1 IL PERMAFROST

Uno dei maggiori componenti della criosfera terrestre (dal greco "crios", ghiaccio) è il permafrost (contrazione dall'inglese "perennially frozen ground"). Permafrost è il termine usato per definire un terreno (minerale, organico o roccioso) che rimane al di sotto di 0°C per almeno due anni consecutivi (Williams e Smith, 1989), ed è tipico dell'ambiente periglaciale. L'ambiente periglaciale è caratterizzato da processi in cui prevale l'azione del gelo, indipendentemente dalla presenza dei ghiacciai.

Infatti, la presenza del ghiaccio per la definizione del permafrost non è un elemento fondante in quanto il materiale può essere secco, o contenere acqua allo stato liquido, anche se le temperature sono inferiori a 0°C (Paro e Guglielmin, 2013). Dal momento che il regime termico del suolo è direttamente influenzato dalle condizioni climatiche, gli ambienti con permafrost sono tra quelli più sensibili alle conseguenze del riscaldamento globale.

1.1 Inquadramento generale

Si hanno prove dell'esistenza di permafrost risalente a più di 600 milioni di anni fa (**Tarling, 1980**). Tuttavia, sembra che il permafrost non si sia conservato immutato nel corso delle ere geologiche, ma che si sia scongelato e riformato senza uno schema chiaramente riconoscibile. La maggior parte del permafrost attuale ha molte migliaia di anni e si è formato nel Pleistocene, durante l'ultimo periodo glaciale.

Ad oggi, si può individuare il permafrost sotto il 20-25% della superficie della Terra, principalmente nelle regioni prossime al circolo polare artico, in Antartide e nelle aree montane elevate (Figura 1). Può avere spessori che variano da pochi decimetri a più di mille metri.



Figura 1 - Distribuzione globale del permafrost (fonte: Street & Melnikov, 2018)

In Europa, il permafrost è presente in gran parte nelle regioni montuose, nei substrati rocciosi e nei sedimenti superficiali, spesso in associazione con i ghiacciai. Le aree di maggior interesse per lo studio del permafrost sono le regioni scandinave, l'arcipelago delle Svalbard e l'arco alpino (Figura 2).



Figura 2 - Distribuzione del permafrost in Europa secondo la mappa circumpolare del permafrost IPA (fonte: Harris et al., 2009). Nella cartina sono evidenziate le aree di studio del progetto PACE (Permafrost And Climate in Europe).

Non a caso furono proprio queste le aree coinvolte nel progetto PACE (Permafrost And Climate in Europe). Questo progetto, promosso dall'Unione Europea dal 1997 al 2001, aveva come obiettivo quello di sviluppare nuovi metodi per valutare il potenziale impatto del riscaldamento climatico sul permafrost di montagna.

I progetti europei sono stati fondamentali per migliorare lo studio del permafrost montano. Infatti, gli studi riguardanti la conoscenza del permafrost nelle regioni montuose sono molto recenti: i primi studi sistematici iniziarono intorno al 1960, ma le prime reti di monitoraggio a lungo termine furono installate solo agli inizi del 21° secolo.

Per l'ambito alpino, è stato di particolare rilevanza l'avvio nel 2008 del progetto europeo Alpine Space PermaNet (Permafrost long-term monitoring Network), che ha coinvolto ben quattordici istituzioni italiane, tedesche, austriache, francesi e svizzere. È stato grazie a questo progetto che si è realizzata la prima rete di monitoraggio del permafrost sulle Alpi, e si è potuto ottenere una prima valutazione della distribuzione potenziale di permafrost (**Figura 3**).



Figura 3 - Alpine Permafrost Index Map (APIM), realizzata dall'Università di Zurigo (fonte: progetto PermaNET). BLU: permafrost probabile in tutte le condizioni, ROSSO: permafrost probabile in condizioni fredde, GIALLO: permafrost probabile solo in condizioni molto favorevoli, AZZURRO: ghiacciai.

Come si può osservare in Figura 3, nell'arco alpino le aree in cui si ha la maggior probabilità di trovare il permafrost sono localizzate sui massicci centrali, al confine tra Italia, Austria e Svizzera. Si ha una discreta presenza di permafrost sulle Alpi Occidentali e una probabilità molto ridotta nelle Alpi Orientali.

La quasi totalità di queste aree è situata a quote superiori i 2500 m slm. Per l'esattezza, **Boeckli et al.**, **2012** hanno dimostrato che l'area in cui si ha la massima probabilità di individuare la presenza di permafrost sulle Alpi è compresa nella fascia tra i 2400 e i 3000 m slm.

In Piemonte lo studio e monitoraggio del permafrost è curato principalmente da ARPA Piemonte. Dal 2006, grazie al progetto PermaNet e con la collaborazione dell'Università dell'Insubria, ARPA Piemonte ha realizzato una rete di monitoraggio distribuita su tutto l'arco alpino regionale. Tale rete include stazioni di monitoraggio termico in profondità, nelle quali sono presenti pozzi verticali nei quali la temperatura è misurata fino a 100 metri di profondità, e siti di monitoraggio superficiale (Figura 4).



Figura 4 - Mappa 2015 di distribuzione potenziale del permafrost in Piemonte (fonte: ARPA Piemonte)

Grazie a due modelli matematici, PERMAROCK (basato sul modello di Imhof (1996) e modificato da Guglielmin, 2009) e PERMACLIM (Guglielmin et al., 2003), è stato possibile arrivare alla realizzazione di mappe di distribuzione potenziale del permafrost a livello regionale, come quella riportata in Figura 4.

I modelli per la valutazione della distribuzione potenziale del permafrost, tuttavia, non sono sempre di facile applicazione e non sempre hanno un'adeguata accuratezza. Possono comunque fornire un quadro preliminare da cui partire per eseguire indagini più approfondite, sia per validare i modelli stessi che per monitorare nel tempo l'evoluzione del permafrost (Paro e Guglielmin, 2013).

1.2 Equilibrio termico e strato attivo

In questo paragrafo è presentato un breve riassunto teorico che illustra quali fattori influenzano lo strato superficiale del suolo dal punto di vista energetico. La presenza del permafrost, infatti, dipende da un delicato equilibrio tra i flussi di energia che provengono dall'atmosfera e i flussi di energia provenienti dalla litosfera. Per questo motivo, essere consapevoli dei fattori che influenzano il bilancio energetico del suolo è una condizione fondamentale per comprendere i principi che regolano la presenza e l'evoluzione del permafrost (Hoelzle et al., 2001).

Dalla litosfera, il principale flusso di energia è rappresentato dal calore geotermico che sull'arco alpino ha un valore tendenzialmente costante, pari a circa 0,08 W/m² (Medici e Rybach, 1995). Tuttavia, dal momento che i flussi di energia provenienti dall'atmosfera sono molto più consistenti (Mittaz et al., 2000), in alcune equazioni di bilancio questo valore viene trascurato.

Dall'atmosfera, i principali flussi di energia hanno origine dalla radiazione solare, che nel suo percorso verso la superficie si scompone in diverse componenti, come le radiazioni a onde lunghe e a onde corte in entrata e in uscita dal suolo, che influenzano tutte l'equilibrio superficiale. Il bilancio energetico, infine, tiene conto della criosfera e degli effetti che la presenza di neve o ghiaccio hanno sulla superficie del suolo e sui flussi che lo attraversano.

Una descrizione dettagliata del bilancio energetico del suolo si trova in Oke (1987) o in Stocker-Mittaz et al. (2002). Di seguito si riporta l'equazione semplificata di Scherler et al., 2014 (Figura 5).

$$\begin{aligned} Q_{rad} + Q_h + Q_{le} + Q_g + \varDelta Q_m + Q_s &= 0 \\ Q_{rad} &= S_\downarrow + S_\uparrow + L_\downarrow + L_\uparrow \end{aligned}$$



Figura 5 – Processi di scambio di energia sulla superficie del suolo (fonte: Staub, 2015)

Dove

- Q_{rad} corrisponde alla radiazione solare netta, ed è costituito dalla radiazione:
 - S_{\perp} a onde corte in entrata, S_{\uparrow} a onde corte in uscita;
 - L_{\downarrow} a onde lunghe in entrata, L_{\uparrow} a onde lunghe in uscita;
- Q_h corrisponde al flusso di calore sensibile;
- Q_{le} corrisponde al flusso di calore latente;
- Q_g corrisponde al flusso di calore geotermico;
- $-\Delta Q_m$ corrisponde all'energia di fusione sulla superficie della neve;
- Q_s corrisponde al flusso di calore attraverso il manto nevoso.

Nel permafrost, i flussi di energia provenienti dall'atmosfera e dalla litosfera si incontrano in uno "strato di suolo" che, per effetto delle variazioni stagionali di questi flussi, è soggetto a cicli annuali di congelamento e scongelamento: tale strato è definito *strato attivo*. Al di sotto dello strato attivo si trova il permafrost vero e proprio.

La profondità massima dello strato attivo dipende dalle condizioni climatiche della regione in cui si trova. Può essere di soli 30-50 cm nelle regioni artiche più fredde, ma raggiunge anche i 10 metri di spessore nelle regioni temperate (Bacchetta, 2014).

L'evoluzione termica del permafrost nel corso delle stagioni mostra come lo strato attivo oscilli, dall'estate all'inverno, da temperature positive a temperature negative (Figura 6). Con l'aumentare della profondità, si riduce progressivamente l'ampiezza di queste variazioni termiche stagionali. La base dello strato attivo si trova per definizione alla profondità alla quale la temperatura massima, raggiunta durante l'anno, è di 0°C.



Figura 6 – Profilo termico del permafrost (Bacchetta, 2014)

Queste variazioni si riducono sempre più, sino ad una profondità massima detta "Zero Annual Amplitude" (ZAA, che solitamente nelle Alpi si può individuare a 10-15 metri di profondità), al di sotto della quale la temperatura cambia solo per effetto del gradiente geotermico di temperatura o per importanti cambiamenti climatici di durata secolare (come ad esempio l'ultima glaciazione).

1.3 Metodi di monitoraggio

Esistono molti metodi per valutare e monitorare la presenza del permafrost, distinti in metodi diretti ed indiretti.

I **metodi diretti** prevedono la perforazione del permafrost con sondaggi geognostici e sono l'unico modo per ottenere informazioni fondamentali, come il contenuto di ghiaccio nel suolo e il suo spessore, e per appurare con assoluta certezza la presenza di permafrost (**Bacchetta**, 2014). I fori prodotti possono in seguito essere impiegati per rilevare la temperatura in profondità (come le stazioni di monitoraggio del permafrost di ARPA Piemonte).

La maggior parte dei metodi impiegati sono i **metodi indiretti**. Questi metodi individuano le aree di permafrost mediante indagini termiche superficiali, come misurazioni BTS o GST (**Figura 7**), o mediante indagini geofisiche. Queste ultime, tuttavia, sono utili nell'individuare la presenza di ghiaccio più che di permafrost (**Vonder Mühll et al., 2002**).



Figura 7 – Campo di misure BTS a maglia regolare in prossimità della stazione di monitoraggio del permafrost del Colle Sommeiller (fonte: ARPA Piemonte)

Sono di seguito presentati due dei metodi indiretti più utilizzati per il monitoraggio del permafrost.

1.3.1 La temperatura BTS

Uno dei metodi indiretti più utilizzati è il metodo delle misurazioni BTS (Bottom Temperature of the Snow Cover), introdotto da Haeberli (1973).

Il metodo si basa sul principio che la temperatura misurata all'interfaccia tra manto nevoso e suolo, verso la fine della stagione invernale, è correlata alla quantità di calore immagazzinata dal terreno durante l'estate. Affinché la misura sia valida, il manto nevoso deve avere un'altezza di almeno 100 cm entro un raggio di 10 metri dal punto in cui si esegue la misura (Schoeneich, 2012).

Questo dato è importante in quanto da letteratura:

- $T_{BTS} \leq -3^{\circ}C$ indica un'alta probabilità di presenza del permafrost,
- -1,7°C ≤ T_{BTS} ≤ -3°C suggerisce invece solo una sua possibile presenza.

Nello specifico, ARPA Piemonte dispone di una banca dati di misure BTS registrate annualmente dal 2009. In Figura 8 è possibile osservare un applicazione di queste misurazioni.



Figura 8 – Interpolazione GIS (mediante Kriging) dei dati BTS misurati al Colle Sommeiller il 03/2019

1.3.2 La temperatura GST

Un altro metodo indiretto molto utilizzato è il metodo delle misurazioni GST (Ground Surface Temperature) (Schoeneich, 2011). Questo metodo misura la temperatura all'interno dei primi centimetri di suolo, ossia al top dello strato attivo. Questo dato di temperatura è molto interessante, in quanto offre la possibilità di osservare direttamente l'evoluzione termica dello strato attivo.

La temperatura GST è fortemente legata all'evoluzione stagionale della temperatura (Figura 9). In un'area di permafrost, il tipico regime termico del suolo può essere diviso in cinque fasi:

- 1. Durante il periodo senza neve, dalla tarda primavera all'autunno, la temperatura GST è fortemente legata alle variazioni della temperatura dell'aria e mostra cicli diurni;
- 2. Tra la fine dell'autunno e l'inizio dell'inverno la temperatura GST si abbassa quando la temperatura dell'aria diventa negativa, in assenza di neve o con un manto nevoso molto sottile.
- 3. Quando il manto nevoso inizia ad inspessirsi e a fornire un isolamento termico parziale, l'andamento della temperatura GST mostra una forte attenuazione dei cicli diurni;
- 4. In inverno, quando il manto nevoso raggiunge un'altezza sufficiente e offre al suolo un completo isolamento termico, la temperatura GST si stabilizza e raggiunge progressivamente un valore di equilibrio. Questo valore è chiamato Winter Equilibrium Temperature (WEqT).
- 5. Infine, durante il periodo di fusione, il manto nevoso perde progressivamente la sua capacità di isolamento termico, sia per la compattazione della neve che per l'aumento del suo contenuto d'acqua, causando un progressivo riscaldamento della temperatura GST. In particolare, quando l'acqua di fusione percola attraverso la neve e raggiunge la superficie del terreno, la temperatura GST entra in una fase a 0°C, che perdura fino alla completa fusione della neve, ed è chiamata "zero curtain".

L'effetto "zero curtain¹" non è un fenomeno esclusivo del periodo di fusione. Infatti può essere presente anche all'inizio del periodo di accumulo di neve, se sulla superficie del suolo è presente acqua.

¹ L'effetto "zero curtain" è un fenomeno tipico degli ambienti periglaciali legato al flusso di calore latente rilasciato o assorbito nel cambiamento di stato dell'acqua (da liquido a solido e viceversa) all'interno di suoli umidi. In autunno, durante la fase di congelamento del suolo, la sua temperatura rimane pressoché costante e prossima a 0°C a causa del flusso di calore latente (rilasciato in prossimità del fronte di congelamento in approfondimento nel suolo) diretto verso l'alto lungo il gradiente termico. Tale temperatura sarà mantenuta costante fino a quando il calore latente rilasciato sarà sufficiente a soddisfare il gradiente termico e la conducibilità termica. Viceversa, in primavera, il suolo viene raggiunto dall'acqua derivante dalla fusione del manto nevoso soprastante. Le acque di fusione hanno una temperatura prossima a 0°C e il suolo viene stabilizzato a tale temperatura fino a che non termina la fusione della neve.



Figura 9 – Tipico regime termico della temperatura GST in aree di permafrost (Schoeneich, 2011)

Come si evince quindi, il parametro più rilevante per valutare la presenza del permafrost è la temperatura di equilibrio invernale (WEqT). In presenza di permafrost, infatti, il flusso di calore negativo proveniente dal sottosuolo congelato porterà a valori di WEqT molto bassi (in genere inferiori a -2°C), mentre in terreni non congelati il WEqT sarà vicino a 0°C (Haeberli, 1973).

Il WEqT può quindi essere un buon indicatore della presenza di permafrost, ma devono essere soddisfatte due condizioni:

- la copertura nevosa deve essere ben sviluppata all'inizio dell'inverno. Se manca, il terreno si raffredderà drasticamente, portando a un intenso gelo stagionale e con valori molto negativi di WEqT anche in aree senza permafrost.
- l'altezza del manto nevoso deve essere sufficiente per isolare la superficie del suolo. Da letteratura, si ritiene che sia necessaria un'altezza da 80 a 100 cm per fornire al suolo un isolamento sufficiente. Tuttavia, dato che l'altezza del manto nevoso è variabile nel corso degli anni, non è certo che ogni anno sia chiaramente visibile un valore netto di WEqT.

Per questo motivo nel corso degli anni si è cessato di utilizzare il WEqT come valore soglia per valutare la presenza del permafrost, e si è passati al suo utilizzo come indice per monitorare l'evoluzione del permafrost negli anni.

1.4 Fattori locali che influenzano il permafrost

Come si evince dai capitoli precedenti, la temperatura superficiale del suolo è un parametro molto importante nello studio del permafrost e, in quanto tale, nel corso degli anni sono stati sviluppati numerosi metodi per dedurre informazioni sulla presenza potenziale di permafrost. Questo modus operandi è supportato da Oke (1987), che afferma che la temperatura superficiale è, in effetti, una buona approssimazione dell'integrale del bilancio energetico della superficie del suolo.

Tuttavia, studi recenti (**Burn & Kokelj**, 2009) hanno reso chiaro come la sola temperatura non sia uno strumento sufficiente per analizzare, e soprattutto modellare, adeguatamente lo stato e l'evoluzione del permafrost.

Infatti, le relazioni che legano la temperatura del suolo con l'ambiente esterno riflettono una complessa interazione tra diverse variabili. Sono da considerare elementi come l'altezza del manto nevoso invernale e il tipo di copertura vegetale, fattori topografici come l'inclinazione del versante e la sua pendenza, proprietà del suolo come la porosità, il contenuto di acqua e la sua conduttività termica. Infine, il tipo di substrato stesso influenza notevolmente il trasporto di calore ed energia tra la superficie e il permafrost.

È opportuno quindi analizzare i principali fattori che influenzano il profilo termico dello strato attivo. In particolare in questo capitolo sono analizzati:

- la precipitazione (nevosa e liquida)
- la radiazione solare
- la vegetazione
- l'esposizione dei versanti

Precipitazione nevosa e liquida

Come già si è osservato nel capitolo <u>1.3.2</u>, il manto nevoso ha un'influenza notevole sul profilo termico del suolo (Vonder Mühll et al., 2001; Stocker-Mittaz et al., 2002).

In particolare nelle regioni montuose, come le Alpi, la distribuzione della neve è strettamente legata alla topografia(Figura 10). I modelli che includono una simulazione dell'accumulo di neve, della sua ridistribuzione da parte del vento, delle valanghe e della sua fusione devono necessariamente tenere conto di fattori quali la pendenza dei versanti, la rugosità del suolo e il tipo di copertura vegetale. Anche le caratteristiche granulometriche del terreno sono un elemento importante. Per esempio le superfici composte da blocchi rocciosi si raffreddano più velocemente rispetto a suoli coperti da pietrisco a grana fine, in quanto l'aria presente esercita un maggiore potere isolante (Hanson & Hoelzle, 2004; Juliussen & Humlum, 2008).



Figura 10 – *Paesaggio alpino in cui è presente una grande eterogeneità nella topografia del suolo e nella copertura nevosa (fonte: Staub, 2015)*

Mentre l'influenza della topografia sul bilancio radiativo rimane pressoché costante negli anni, la copertura nevosa è soggetta a grandi variazioni, stagionali e annuali, che dipendono dalla frequenza, dall'estensione e dalla intensità delle precipitazioni.

Per questo motivo il manto nevoso, se sufficientemente potente, può fungere da isolante termico tra il terreno e l'atmosfera (Zhang et al., 2005; Luetschg et al., 2008). Come già anticipato nel capitolo <u>1.3.2</u>, il valore minimo di spessore del manto nevoso affinché vi sia un efficace isolamento termico è un argomento dibattuto; tuttavia, da letteratura, è ammissibile un valore variabile tra 80 e 100 cm (Haeberli, 1973; Hanson & Hoelzle, 2005; Isaksen et al., 2002). L'isolamento termico dipende, inoltre, dalla densità del manto nevoso e dalla rugosità del terreno. Dato che la rugosità (asperità) del terreno modifica l'effetto di isolamento termico della neve, i flussi di energia attraverso il manto nevoso sono più elevati attorno a ostacoli costituiti da rocce o speroni (Delaloye, 2004).

Anche la densità tipica della neve fresca è importante, dato che a densità molto basse la neve può essere facilmente sollevata dal vento. La densità tipica della neve fresca varia tra i 20-150 kg/m³. In particolare, per le Alpi Helfricht et al., (2018) ha calcolato che la densità media della neve fresca è di 68 kg/m^3 , con una deviazione standard di 9 kg/m^3 .

Mentre nel periodo estivo, in cui la copertura nevosa è sporadica o nulla, la temperatura del suolo segue l'andamento delle variazioni della temperatura dell'aria, in inverno le proprietà fisiche della neve richiedono un'attenzione particolare per quanto riguarda la loro influenza sul bilancio energetico superficiale. La conducibilità termica della neve è, infatti, da 5 a 20 volte inferiore a quella dei suoli rocciosi e varia da 0,1 W/mK (per la neve fresca contenente una grande frazione di aria) a 0,5 W/mK (per la neve compattata avente una densità maggiore) (Gądek e Leszkiewicz, 2010; Gubler et al., 2011).

Inoltre, il valore di albedo molto elevato della neve aumenta la percentuale di radiazione solare riflessa, facendo sì che l'ambiente in presenza di neve assorba meno calore (Ishikawa, 2003). L'albedo della neve fresca è molto alto (fino a 0,9) e rimane elevato anche per la neve vecchia e bagnata (0,5-0,6) rispetto all'albedo della roccia (0,1-0,2) priva di copertura vegetale (Pomeroy & Brun, 2001). Inoltre

l'elevata emissività della neve aumenta il ritorno delle onde lunghe, soprattutto durante la notte in condizioni di cielo sereno, mantenendo bassa la temperatura (Keller & Gubler, 1993).

Le informazioni sulla neve sono quindi essenziali in qualsiasi modello che analizzi l'equilibrio termico del suolo e il permafrost.

Le precipitazioni liquide, a loro volta influenzano il permafrost in quanto provocano una diminuzione della temperatura superficiale del terreno. Durante il periodo in cui il permafrost non è coperto da neve un aumento di tali precipitazioni tende a ridurre la temperatura del suolo in quanto la copertura nuvolosa associata alla precipitazione riduce la radiazione solare incidente.

La radiazione solare

Si è già evidenziato come la radiazione solare sia il flusso dominante nello scambio di energia superficiale. In particolare, la radiazione solare diretta che raggiunge il suolo dipende dall'altezza del sole sull'orizzonte e dalla topografia dell'area (pendenza, inclinazione del versante e presenza di ostacoli morfologici).

In estate è la radiazione solare diretta ad avere un grande impatto sul permafrost, influenzando fortemente la temperatura superficiale del terreno (Figura 11). In inverno, invece, è l'albedo ad influenzare principalmente l'equilibrio delle radiazioni, rimarcando ulteriormente l'importanza della copertura nevosa nell'equilibrio termico del suolo (come riportato nel § 1.4).



Figura 11 – Grafico della temperatura del suolo e della radiazione solare nell'agosto 2012 alla stazione del Passo del M. Moro

La vegetazione

La vegetazione presente influenza significativamente il bilancio termico del terreno. Infatti l'erba, gli arbusti o gli alberi riducono la radiazione solare che raggiunge la superficie del suolo. Inoltre, le varie tipologie di vegetazione hanno albedo differente, influenzando quindi la quantità di radiazione assorbita dal terreno. Infine, la sua presenza incide sulla persistenza della copertura nevosa, dato che la vegetazione tende a ridurre l'innesco di valanghe e a trattenere la neve che viene rimossa dal vento.

Anche la componente organica nel terreno incide sulla temperatura del suolo, essendo molto suscettibile alle variazioni stagionali di umidità. Infatti, in estate lo strato organico ha una conduttività termica bassa, che rallenta il riscaldamento del terreno, mentre in inverno lo strato congela, aumentando così la sua conduttività termica, e velocizzando il raffreddamento del terreno.

Dato che sull'arco alpino il permafrost si trova a quote superiori i 2500 metri s.l.m., la vegetazione presente è prevalentemente di tipo erbaceo e la componente organica nel suolo è molto bassa. In particolare, nei siti analizzati nella presente tesi, ubicati a 2870 e 2980 m slm (vedi oltre), il suolo è roccioso e non presenta alcuna copertura vegetale.

L'esposizione dei versanti

Infine, un ultimo aspetto rilevante è l'esposizione dei versanti. A elevate altitudini, infatti, molte pareti rocciose esposte a nord possono essere considerate in condizioni di permafrost, avendo una temperatura inferiore o pari a 0°C. Al contrario, i versanti orientati verso sud, in quanto sottoposti a un maggior irraggiamento, hanno una percentuale di permafrost inferiore. Un confronto ha dimostrato che i pendii sud a elevate altitudini hanno una percentuale di permafrost simile a quella dei pendii nord che si trovano 300-400 m più in basso. Simulazioni eseguite in aree montane (**Gruber et al., 2004; Noetzli et al., 2007**) hanno riportato che, alla stessa quota, la differenza massima tra la temperatura della superficie nord rispetto della superficie sud può raggiungere anche 7°C.

Riguardo alla differenza tra i versanti orientali rispetto ai versanti occidentali, secondo **Gubler et al.** (2011) potrebbe essere dovuta ai venti prevalenti da ovest, che causano un maggiore accumulo di neve sui pendii orientali. Nel suo studio, risulta che i versanti esposti a est siano più caldi rispetto a quelli esposti a ovest: le differenze nei valori annuali medi sono di 0,8°C. Altre simulazioni, effettuate su pareti rocciose molto ripide, hanno rivelato che sui pendii orientali le temperature sono più calde di 2,5°C rispetto ai pendii occidentali (Noetzli et al., 2007).

2 IL CAMBIAMENTO CLIMATICO

In questo capitolo sono illustrati, attraverso recenti studi sul cambiamento climatico, gli scenari futuri e l'impatto che il surriscaldamento globale potrebbe avere sul permafrost.

Premessa

Per cambiamento climatico s'intende "qualsiasi cambiamento di clima attribuito direttamente o indirettamente ad attività umane, il quale altera la composizione dell'atmosfera mondiale e si aggiunge alla variabilità naturale del clima" (ISPRA-CATAP, 2012). In particolare, la United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) utilizza il termine "mutamento climatico" per riferirsi ai cambiamenti climatici prodotti dall'uomo, preferendo il termine "variabilità climatica" per riferirsi a quello generato da cause naturali.

Dagli studi paleoclimatologici è noto che la Terra, nel corso della sua storia, ha attraversato continue fasi di cambiamenti climatici. Infatti, il sistema climatico è alla continua ricerca di un equilibrio interno e, dal momento che i parametri che lo influenzano sono in continuo mutamento, lo ottiene passando periodicamente attraverso periodi glaciali o periodi di riscaldamento.

In questo periodo la Terra, avendo terminato l'ultima glaciazione circa 10000 anni fa, si trova in un periodo interglaciale. Tuttavia, negli ultimi 200 anni è stato registrato a livello globale un rilevante aumento della temperatura. Questo aumento è definito "riscaldamento globale". Nel Quinto Rapporto di Valutazione IPCC (IPCC, 2013) è riportato: "Warming of the climate system is unequivocal, and since the 1950s, many of the observed changes are unprecedented over decades to millennia. The atmosphere and ocean have warmed, the amounts of snow and ice have diminished, sea level has risen, and the concentrations of greenhouse gases have increased" (Figura 12).

In questo studio si evidenzia come, per la maggior parte del secolo scorso, tale fenomeno sia stato attribuito a cause naturali. Tuttavia, dalla metà del 20° secolo la comunità scientifica li ritiene dovuti all'azione dell'uomo. Secondo tali studi, la causa prima dell'attuale riscaldamento globale sarebbe dovuta all'alterazione dell'effetto serra da parte dell'uomo, provocata dalle emissioni di



Figura 12 – Variazione della temperatura globale, dal 1880 ad oggi, rispetto al periodo di riferimento 1951-1980 (fonte: nasa.gov/gistemp/graphs)

gas serra a seguito della rivoluzione industriale fino ad oggi.

2.1 L'effetto serra

L'effetto serra ("greenhouse effect") è un processo naturale che riscalda l'atmosfera terrestre e contribuisce a limitare l'escursione termica tra il giorno e la notte.

Quando la radiazione solare a onde corte raggiunge la superficie terrestre, viene in parte riflessa e in parte assorbita dal suolo. La componente assorbita è convertita in calore (ossia in radiazione a onde lunghe) e viene a sua volta emessa dal suolo. La superficie terrestre illuminata dal Sole, quindi, costantemente restituisce radiazioni a onde lunghe e a onde corte verso lo spazio.

Nei pianeti senza atmosfera la restituzione di onde lunghe avviene senza impedimenti e provoca, a livello locale, grandi escursioni termiche tra il giorno, in cui la superficie è riscaldata dai raggi solari, e la notte. Sulla Luna all'equatore, ad esempio, la temperatura giornaliera oscilla tra i circa 130°C di giorno e i circa -170°C di notte.

Nei pianeti dotati di atmosfera, come la Terra, sono invece presenti alcuni gas atmosferici (i gas serra) che riflettono verso il suolo parte della radiazione a onde lunghe emessa dalla superficie, impedendo la loro uscita e contribuendo a mantenere costante la temperatura globale (Figura 13). I principali gas a effetto serra sono il biossido di carbonio (CO₂), il metano (CH₄), l'ossido nitroso (N₂O), l'ozono (O₃) e in misura minore il vapore acqueo (H₂O), il monossido di carbonio (CO) e gli aerosol.



Figura 13 – L'effetto serra (fonte: IPCC, 1997)

L'effetto serra quindi, inteso come fenomeno naturale, è essenziale per la presenza e lo sviluppo della vita sulla Terra. Al contrario, l'aumento dell'effetto serra, indotto dall'emissione in atmosfera da parte del genere umano di gas serra, causa un'alterazione dell'equilibrio termico terrestre e il conseguente riscaldamento globale.

Come sarà approfondito nel capitolo 2.2, le conseguenze del riscaldamento globale sono valutate in termini di aumento globale di temperatura o di forzante radiativa rispetto ai livelli preindustriali (1750/1850 - presente). Per forzante radiativo s'intende il valore di radiazione solare che, nel bilancio termico globale, è trattenuto dall'atmosfera e che quindi contribuisce ad incrementare il riscaldamento globale.

In Figura 14 è riportato il contributo delle concentrazioni di gas serra nell'aumentare la forzante radiativa globale, rispetto al 1750, nel 1950, 1980 e 2011 (IPCC, 2013).



Figura 14 - Forzante radiativa stimata per ogni gas serra nel 1950, 1980 e 2011 rispetto ai livelli preindustriali (1750) (fonte: IPCC, 2013).

2.2 Gli scenari climatici

Esistono diversi scenari climatici che valutano il trend stimato di gas serra nell'atmosfera nel futuro. La maggior parte di essi eseguono previsioni dagli anni 2000 fino al 2100. Questi scenari abbracciano i possibili percorsi delle emissioni future in funzione del comportamento umano e sono, quindi, la base per esplorare una serie di future proiezioni dei cambiamenti climatici.

Ogni scenario ipotizza diversi "percorsi storici" (storyline) riguardanti l'evoluzione dell'umanità nel prossimo futuro. Quest'evoluzione è analizzata attraverso l'evoluzione di diversi fattori, come la crescita della popolazione globale, lo sviluppo agricolo e tecnologico, la globalizzazione e i valori della società. Questi fattori sono trasformati in consumo energetico e produzione di cibo, che a loro volta sono convertiti in produzione equivalente di gas serra.

Nelle sue prime quattro valutazioni, ossia fino al rapporto del 2007, l'IPCC ha utilizzato scenari climatici denominati SRES (Special Report on Emissions Scenarios). Gli scenari SRES sono i seguenti.

- Lo scenario A1 ha previsto un mondo più integrato, un futuro di globalizzazione e una rapida crescita economica, tecnologica e della popolazione, realizzata mediante:
 - A1FI l'enfasi sul consumo di combustibili fossili,
 - A1T l'enfasi sull'utilizzo di sorgenti energetiche non fossili,
 - A1B una versione bilanciata di tutte le fonti energetiche.
- Lo scenario A2 ha previsto un mondo più diviso, con uno sviluppo economico legato prevalentemente alle realtà nazionali.
- Lo scenario B1 ha previsto un mondo più integrato e più ecologico, un rapido sviluppo economico mediante soluzioni globali per la stabilità economica, sociale e ambientale.
- Lo scenario B2 ha previsto un mondo più diviso ma più ecologico, una crescita economica, tecnologica e della popolazione inferiore rispetto agli scenari A, realizzata mediante soluzioni regionali per la stabilità economica, sociale e ambientale.

In Figura 15 sono rappresentati i diversi scenari SRES dal 2000 al 2100. Nel grafico si osserva come le traiettorie SRES si traducano in una concentrazione atmosferica di gas serra misurati in CO₂.

A seconda del percorso scelto dalla società, la Terra potrebbe avvicinarsi al 2100 con una concentrazione di CO_2 quadruplicata (quasi 1000 ppm) rispetto al livelli preindustriali (circa 250 ppm). Anche nel B1, il migliore degli scenari, entro il 2100 la concentrazione di CO_2 sarà almeno il doppio (550 ppm). È significativo evidenziare che, per raggiungere quel livello, sarebbe necessario cessare completamente ogni aumento delle emissioni entro il 2040 e ridurre le emissioni globali alla metà dei valori attuali entro il 2100.



Figura 15 – *Grafico delle a) emissioni e b) concentrazioni di combustibile fossile dal 2000 al 2100 misurate in CO*₂ secondo gli scenari SRES (fonte: *IPCC SRES Scenarios*)

In Figura 16 è possibile osservare un confronto, dal 2000 al 2010, tra le previsioni SRES e le emissioni di gas serra misurate in CO_2 . Si osserva come le emissioni reali sono simili più allo scenario A1FI, quello che ipotizza il più intenso consumo di combustibili fossili, che al B1. Questo è un chiaro segnale di quanto sia difficile ridurre e stabilizzare le emissioni di gas serra a livello globale.



Figura 16 - Confronto tra le emissioni di combustibili fossili misurate in CO₂ e cinque scenari SRES dal 1990 al 2010 (fonte: The Copenaghen Diagnosis)

Una caratteristica degli scenari SRES, che nel tempo è divenuta una critica, è che questi scenari non contemplano la possibilità di un esplicito tentativo, a livello globale, di stabilizzare la concentrazione globale di gas serra a un livello particolare.

Per questo, in occasione del Quinto Rapporto di Valutazione IPCC (*Climate Change 2013*), è stata sviluppata una nuova serie di scenari, denominati RCP (Representative Concentration Pathways).

A differenza dei SRES, che sono denominati "scenari", i RCP sono indicati come percorsi (*pathway*) per sottolineare che non sono definitivi, ma sono invece proiezioni nelle quali viene "forzato" l'obiettivo di stabilizzare la concentrazione di gas serra, in particolare la CO₂, a un livello specifico entro il 2100.

Ogni proiezione RCP può essere realizzata utilizzando scenari differenti, quindi lo stesso obiettivo può essere raggiunto attraverso scenari socioeconomici multipli (Figura 17). Gli scenari prendono il nome dal forzante radiativo raggiunto nel 2100 rispetto al valore preindustriale.

- RCP 8.5 Non viene preso alcun provvedimento in favore della protezione del clima. Le emissioni di gas a effetto serra aumentano in modo continuo. Rispetto al 1850 (epoca preindustriale), nel 2100 il forzante radiativo ammonterà a 8,5 W/m².
- RCP 6 Vengono tardivi provvedimenti in favore della protezione del clima. La concentrazione di gas serra nell'atmosfera diminuirà solo a partire dal 2080. Rispetto al 1850, nel 2100 il forzante radiativo ammonterà a 6 W/m².
- RCP 4.5 Vengono presi limitati provvedimenti in favore della protezione del clima, ma la concentrazione di gas serra nell'atmosfera diminuirà effettivamente a partire dal 2040, raggiungendo il suo obiettivo nel 2080. Rispetto al 1850, nel 2100 il forzante radiativo ammonterà a 4,5W/m².
- RCP 2.6 Vengono presi provvedimenti in favore della protezione del clima. L'aumento di gas ad effetto serra nell'atmosfera è arrestato entro il 2020 anni attraverso l'immediata riduzione delle emissioni. Rispetto al 1850, nel 2100 il forzante radiativo ammonterà a 2,6 W/m².



Figura 17 – Possibili ramificazioni degli scenari RCP (fonte: IPCC, 2013)

Lo scenario RCP 4.5 è lo scenario usato per ottenere i dati meteorologici climatici che, nel <u>capitolo 6</u>, saranno applicarti nei siti del Passo del M. Moro e del Colle Sommeiller.

2.3 Conseguenze per il permafrost

La temperatura dell'aria e la precipitazione sono parametri meteorologici direttamente influenzati dal clima. Pertanto, attraverso loro, il riscaldamento globale ha un diretto impatto sul permafrost. Si riporta di seguito il loro andamento nel corso del 20° secolo, le stime ottenute, grazie agli scenari climatici, sulla loro probabile evoluzione nei prossimi decenni e, quindi, il loro impatto sul permafrost.

Temperatura

Nel Quinto Rapporto di Valutazione IPCC è riportato come, su scala globale, la temperatura media dell'aria sia aumentata di circa 0,8°C negli ultimi 100 anni (Figura 18) e sia tuttora in aumento (IPCC, 2013). In particolare, nelle Alpi il riscaldamento atmosferico è stato marcato: ha registrato un primo picco alla fine degli anni '40 e un secondo, incisivo aumento della temperatura dell'aria di 1,3°C tra il 1975 e il 2000 (Auer et al., 2007; Begert et al., 2005).



Figura 18 - Mappa delle variazioni della temperatura superficiale globale osservate dal 1901 al 2012 (fonte: IPCC 2013)

Nel rapporto, è indicato come gli scenari futuri sull'evoluzione del clima in Europa prevedano un aumento della temperatura dell'aria da 2°C a 5°C alla fine del 21° secolo (IPCC, 2013). Questo riscaldamento, di conseguenza, porterà a cambiamenti nel ciclo stagionale delle precipitazioni e della copertura nevosa (Steger et al., 2013). Periodi caldi, come le ondate di calore dell'estate 2003, verso fine secolo avverranno probabilmente con regolare frequenza, rendendo abituale la fusione precoce della neve sulle Alpi (Gobiet et al., 2014).

Precipitazioni nevose e liquide

Per quanto riguarda l'evoluzione delle precipitazioni nevose, è stato osservato un aumento degli inverni con poca neve fin dalla fine degli anni '80 (Marty, 2008). Anche lo studio di Hüsler et al. (2014) ha confermato che negli ultimi tre decenni è stata riscontrata un'effettiva diminuzione della durata media della copertura nevosa alle quote alpine più basse.

Riguardo alle precipitazioni liquide, si può osservare in Figura 19 la variazione media a livello globale. Questa variazione è bassa dal 1901 al 1951, ma è media dal 1901 al 2010, ed evidenzia un cambio geografico dell'intensità di precipitazione. In particolare, aree come la penisola iberica, il Giappone e l'America Centrale hanno subito una riduzione della precipitazione liquida annuale, mentre aree come il Nord d'Europa o il subcontinente Indiano hanno visto un aumento.

Le stime sulla variazione futura sono meno chiare. Secondo il Quinto Rapporto di Valutazione IPCC sono probabili, tra dicembre e maggio, piogge simili alle attuali e, tra giugno e agosto, condizioni più asciutte (IPCC, 2013). È probabile inoltre che le precipitazioni estreme avverranno con maggiore frequenza, in particolare in autunno (Steger et al., 2013).



Observed change in annual precipitation over land

Figura 19 - Mappe delle variazioni nelle precipitazioni osservate dal 1901 al 2010 e dal 1951 al 2010 (fonte: IPCC 2013)

Un interessante studio di Morán-Tejeda et al. (2013) sulle Alpi indica che la futura evoluzione della neve ad alta quota potrebbe dipendere dall'evoluzione delle precipitazioni piuttosto che dalla temperatura. Questo implica che per il futuro occorre aspettarsi un aumento della temperatura del suolo nella stagione estiva. Questa inizierà prima, provocando una precoce fusione della neve, ma nel periodo invernale la neve continuerà a fornire al suolo il suo effetto isolante, grazie alle abbondanti precipitazioni nel periodo autunnale.

Conseguenze sul permafrost

Un riscaldamento globale del permafrost è già stato osservato da analisi dei profili termici del suolo da **Isaksen et al., (2007)**. Sulle Alpi, i dati tratti da numerosi sondaggi geognostici mostrano un'evoluzione contraddittoria, in quanto sembra che nell'ambiente alpino il profilo di temperatura sia strettamente legata alla topografia e al microclima locale (Harris et al., 2003; Harris et al., 2009).

Secondo Huss (2012), rispetto al 1990 verso la fine del 21° secolo fonderanno circa il 45% dell'area e il 50% del volume dei ghiacciai alpini. Questa significativa riduzione delle aree coperte di neve ridurrà l'albedo superficiale, causando un ulteriore aumento delle temperature dell'aria e del suolo (feedback positivo). Sebbene il permafrost sia coperto da roccia e sedimenti e quindi non sia, contrariamente ai ghiacciai, direttamente esposto alla temperatura dell'aria, il mutamento delle condizioni climatiche

influenzerà sicuramente il permafrost alpino. Influenzerà in particolare lo strato attivo, che trovandosi a diretto contatto con l'atmosfera è la porzione più sensibile alle alterazioni della temperatura esterna.

Infatti, il primo effetto dell'aumento delle temperature medie dell'aria sarebbe provocare un aumento dello spessore dello strato attivo, ossia aumentare la profondità alla quale arriva il disgelo estivo. Dal momento che nei primi 5-10 metri di permafrost può essere contenuto un volume di ghiaccio che può arrivare fino all'80% del volume di suolo, il riscaldamento globale porterebbe in pochi decenni alla fusione del ghiaccio presente negli strati superiori. Questo provocherà un accumulo di acqua in superficie, il che comporta un aumento del creep del suolo². Solitamente l'acqua dà coesione al suolo, tenendo unite insieme le sue particelle, tuttavia la presenza di troppa acqua crea un piano di slittamento fra i granuli che, non avendo più nessuna coesione, scivolano via (**Rist e Phillips, 2005**) (**Figura 20**). Questo mostra come il riscaldamento del permafrost sia destinato a provocare un aumento in frequenza ed entità del rischio di frane (**Deline et al., 2015**).



Figura 20 – Degrado del permafrost sulla Herschel Island, Canada, 2013 (Autore: Boris Radosavljevic)

A livello globale, il disgelo del permafrost costituisce un rischio per il clima stesso. Il degrado del permafrost, causato dal riscaldamento globale, fa sì che possano essere rilasciate emissioni potenzialmente significative di anidride carbonica e metano dagli strati profondi di suolo in precedenza congelato (Anisimov, 2007). Dal momento che entrambi sono gas serra clima-alteranti, verrebbe a innescarsi un feedback positivo nel quale gli effetti del riscaldamento globale contribuiscono ad aumentare il riscaldamento globale stesso.

Inoltre, nei Paesi ubicati ad alte latitudini, come Canada e Russia, le preoccupazioni maggiori sono legate alla costruzione e alla manutenzione delle infrastrutture. Dal momento che in questi Paesi le fondazioni degli edifici sono inserite direttamente nel permafrost, un suo disgelo provocherebbe gravi danni a intere città.

² Per creep del suolo, o reptazione, s'intende la lenta progressione di roccia e suolo lungo un pendio, ossia comprende tutti i movimenti del materiale di un versante che sono dovuti alla forza di gravità. La correlazione che lega il materiale su un versante, la presenza di ghiaccio interstiziale e lo scorrimento di sedimenti saturi abitualmente dipende solo dalla temperatura dell'aria, ma è soggetta a cambiamenti se il permafrost si trova nella fase di riscaldamento e disgelo (Davies et al., 2001; Gruber and Haeberli, 2007).

Tuttavia, la grande inerzia termica del permafrost fa si che le conseguenze del surriscaldamento globale siano distribuite su grandi archi temporali. Secondo Haeberli e Beniston (1998), le conseguenze di un aumento delle temperature dell'aria si ripercuotono sul permafrost a diverse scale temporali:

- A scala annuale si registra un aumento dello spessore dello strato attivo, che provoca la fusione degli strati di ghiaccio più superficiali;
- A scala da decennale a secolare si verificano le prime perturbazioni nel profilo termico profondo del permafrost;
- Infine, a scala da secolare a millenaria si riduce il suo spessore complessivo e, se non intervengono altri fattori, questa riduzione prosegue fino alla sua completa scomparsa.

Diventa rilevante quindi stimare le condizioni climatiche future al fine di applicarle, mediante modellizzazione numerica, ai siti di permafrost per valutare quali, tra le conseguenze sopra riportate, occorre aspettarsi nei prossimi anni e quali invece avverranno tra decenni oppure secoli.

3 MODELLI PER L'ANALISI DEL PERMAFROST

I modelli che analizzano il permafrost sono un sottoinsieme di una classe più generale di modelli geotermici e valutano principalmente lo stato termico del terreno. Nei modelli di permafrost, infatti, sono due le componenti fondamentali. La prima è il processo annuale di congelamento e scongelamento dello strato attivo, mentre la seconda è lo scambio energetico superficiale (\S <u>1.2</u>). In particolare, l'influenza dello scambio di energia superficiale può essere definita in due modi:

- in maniera semplice utilizzando parametri come degli indici di congelamento/scongelamento, la temperatura dell'aria e la copertura nevosa;
- in maniera più complessa tramite il calcolo completo del bilancio energetico, che però richiede molti dati per modellare adeguatamente le condizioni atmosferiche.

I modelli che studiano il permafrost possono essere classificati in base a criteri temporali, termici e spaziali. Secondo un criterio **temporale**, esistono:

- <u>modelli di equilibrio</u>, che possono definire condizioni di equilibrio del permafrost per un dato regime annuale;
- <u>modelli transitori</u>, che possono catturare l'evoluzione transitoria delle condizioni di permafrost da uno stato iniziale a uno stato corrente o futuro modellato.

Termicamente, i modelli possono definire:

- la presenza o l'assenza di permafrost;
- la profondità dello strato attivo;
- la temperatura media annuale del suolo.

Spazialmente, i modelli possono definire condizioni:

- in una singola posizione (come indice o profilo di temperatura verticale 1D);
- lungo un transetto bidimensionale;
- su una regione geografica.

Purtroppo, i pochi **modelli analitici esatti** del comportamento termico del permafrost sono limitati a poche condizioni idealizzate (Lunardini, 1981). Le condizioni del mondo reale, come la variazione stagionale della temperatura della superficie del suolo, l'accumulo e la rimozione della copertura nevosa, vanno oltre la capacità dei modelli analitici esatti.

Negli anni, i modelli si sono sviluppati lungo due percorsi per superare questo limite: i **modelli analitici approssimativi**, sviluppati facendo ipotesi di semplificazione, e le **tecniche numeriche**, impiegate per risolvere problemi complessi accettando errori limitati. I due capitoli che seguono sono una sintesi tratta dal lavoro di Riseborough et al. (2008) (per dettagli fare riferimento al lavoro citato).

3.1 Modelli analitici approssimativi

La soluzione di Stefan

La prima soluzione analitica impiegata nella formulazione dei modelli di permafrost è la soluzione di **Stefan (1889)** per calcolare la profondità dello strato attivo.

Infatti, le equazioni che calcolano il confine del cambiamento di fase dell'acqua nel terreno possono essere semplificate nella soluzione di Stefan quando gli effetti diffusivi sono piccoli rispetto alla velocità del fronte di congelamento e la temperatura del terreno è vicina a 0°C (Lunardini, 1981). La soluzione di Stefan, riportata in Lunardini (1981), è ancora oggi usata per la mappatura dello strato attivo (Nelson et al., 1997; Shiklomanov e Nelson, 2003; Zhang et al., 2005).

Carlson (1952, basato su Sumgin et al., 1940) usò l'equazione per realizzare un semplice modello per valutare la presenza di permafrost, basato sull'idea che il permafrost sia presente laddove il congelamento della stagione invernale previsto superi il disgelo previsto della stagione estiva. Nelson e Outcalt (1987) hanno derivato il Frost Index, oggi ampiamente utilizzato (Anisimov e Nelson, 1996), da questa relazione.

La soluzione di Kudryavtsev

Una soluzione alternativa al problema di Stefan è stata proposta da Kudryavtsev et al. (1974). Successivamente, Romanovsky e Osterkamp (1997) hanno dimostrato come la soluzione di Kudryavtsev possa essere applicata su scala annuale.

Un'ampia convalida delle equazioni di Kudryavtsev è stata ottenuta verso la fine degli anni '90 dall'analisi di dati empirici provenienti dall'Alaska, sia con la soluzione di Stefan che di Kudryavtsev. I risultati indicano che la soluzione di Kudryavtsev fornisce stime più accurate della profondità annuale massima dello strato attivo rispetto all'equazione di Stefan (Romanovsky e Osterkamp, 1997; Shiklomanov e Nelson, 1999).

La soluzione di Kudryavtsev è oggi ampiamente utilizzato su scala regionale (Sazonova e Romanovsky, 2003; Stendel et al., 2007).

Il modello T_{TOP}

Il modello T_{TOP} (**Smith e Riseborough, 1996**) stima la temperatura media annua al top allo strato attivo combinando il modello di **Romanovsky (1995**), in cui la temperatura media annuale nello strato attivo è correlata alla differenza tra la conducibilità termica del terreno congelato e di quello non congelato, con gli N-fattori.

Gli N-fattori sono il rapporto tra la temperatura della superficie del suolo e quella dell'aria, e sono considerari un'alternativa empirica efficace al calcolo del bilancio energetico qualora non si disponga di dati sufficienti (Lunardini, 1978). Gli N-fattori sono solitamente derivati empiricamente (Wright et al., 2003), sebbene si sia tentato di sviluppare una parametrizzazione dell'effetto della copertura nevosa basandosi su N-fattori calcolati con formule fisiche (Riseborough, 2004).

Juliussen e Humlum (2007) hanno proposto un modello di tipo T_{TOP} adattato alle aree montane. Nel loro modello, il cambiamento di quota è descritto attraverso la temperatura dell'aria, mentre l'influenza della pendenza dei versanti è parametrizzata utilizzando la radiazione solare potenziale come fattore moltiplicativo del disgelo estivo. Un altro approccio, molto semplice per calcolare l'influenza della radiazione solare sulle temperature del suolo in località remote, è quello di calcolare la temperatura media annuale del suolo in funzione della radiazione diretta ad onde corte (Abramov et al., 2008).

Modelli statistico-empirici

I modelli statistico-empirici stimano le temperature medie del suolo e forniscono un valore sulla probabile presenza di permafrost. Sono costruiti in modo da richiedere come input fattori che possono essere facilmente misurati, come la quota, la pendenza e l'esposizione dei versanti, la temperatura media dell'aria e la radiazione solare.

Questi modelli sono ampiamente utilizzati negli studi sul permafrost, sia di montagna (Hoelzle et al., 2001; Noetzli et al., 2007; Salzmann et al., 2007), che di pianura. Lewkowicz e Ednie (2004) hanno progettato un modello statistico basato sulle misurazioni BTS e sulla radiazione solare nel territorio dello Yukon in Canada, usando una vasta serie di osservazioni in pozzi per la calibrazione e la validazione. Lewkowicz e Bonnaventure (2008) hanno esaminato le strategie per il trasferimento di modelli statistici basati su dati BTS in altre regioni, con l'obiettivo di modellare le probabilità di permafrost sulle vaste aree montuose del Canada occidentale, mentre Brenning et al. (2005) hanno delineato tecniche statistiche per migliorare la definizione di tali modelli.

Un modello statistico-empirico è **PERMAMAP** (Hoelzle e Haeberli, 1995), nel quale le misurazioni BTS (§ <u>1.3.1</u>) sono correlate statisticamente alla temperatura media annuale dell'aria, stimata utilizzando i dati delle vicine stazioni climatiche, e alla radiazione solare diretta durante la stagione senza neve, calcolata utilizzando Modelli Digitali di Elevazione (Funk e Hoelzle, 1992).

Tuttavia, le problematiche principali legate ai modelli statistico-empirici e, in generale, a quelli analitici approssimativi, sono:

- la scarsa disponibilità delle informazioni di base sul permafrost;
- la forte variabilità interannuale dei valori di temperatura BTS;
- la necessità di ricalibrare il modello per ambienti diversi.

3.2 Modelli numerici

Le limitazioni dei modelli analitici di equilibrio hanno stimolato il recente sviluppo di modelli numerici transitori, la maggior parte dei quali sono monodimensionali e simulano il profilo verticale di temperatura del suolo.

In un confronto tra un modello di equilibrio (senza memoria) e un modello numerico, **Riseborough** (2007) ha dimostrato che il modello numerico riesce a prevedere la temperatura media annua alla base dello strato attivo con precisione, anche a lungo termine.

La prima generazione dei modelli sul permafrost utilizzava principalmente dati locali raccolti per applicazioni sito-specifiche (Outcalt et al., 1975; Mittaz et al., 2000). Tuttavia, la successiva modellazione spaziale del permafrost su scala regionale (Hinzman et al., 1998; Chen et al., 2003) e continentale (Anisimov, 1989; Zhang et al., 2007) ha reso necessaria l'evoluzione di modelli più articolati e meno sito-specifici.

Per questo occorre disporre di una considerevole quantità di dati per fornire al modello l'adeguata quantità di informazioni necessarie per il calcolo delle condizioni iniziali e al contorno. L'inserimento dei dati nei modelli numerici è molto semplice, in quanto segue una procedura standard:

- 1. Definire lo spazio modellato: impostare un punto iniziale nel tempo e i limiti superiore e inferiore;
- Dividere lo spazio continuo in elementi finiti (es. una griglia di nodi) e il tempo continuo in fasi temporali finite;
- 3. Specificare le proprietà termiche dei materiali del suolo;
- 4. Specificare le condizioni di temperatura, o del flusso di calore, in funzione del tempo (ovvero per ogni fase temporale) per i limiti superiore e inferiore;
- 5. Specificare una temperatura iniziale per ogni punto nel profilo;
- 6. Per ogni fase successiva all'ora di inizio, viene calcolato il nuovo profilo di temperatura, in base alla combinazione di proprietà termiche, condizioni antecedenti e al contorno.

La profondità alla quale i modelli numerici simulano il profilo di temperatura è quindi limitata dalle relazioni tra le proprietà termiche del terreno, la dimensione del passo temporale e la spaziatura della griglia. I modelli monodimensionali in genere utilizzano profondità di circa 20 metri per valutare il ciclo annuale di temperatura al suolo, ma possono utilizzare profili più profondi quando deve essere valutata l'evoluzione a lungo termine del regime termico.

L'inclusione di un profilo profondo di temperatura nello spazio modellato introduce l'ulteriore sfida di stimare una condizione iniziale realistica alle grandi profondità a causa dell'elevata variabilità areale della temperatura. Dove non sono disponibili dati, il profilo di temperatura iniziale viene stabilito mediante una procedura di equilibrazione ("spin-up") eseguita dal modello in condizioni stazionarie

mediante la ripetizione di cicli di calcolo che si ripetono fino a quando si sviluppa un profilo termico di equilibrio del suolo. A seconda della quantità di dati utilizzata per avviare la procedura, lo spin-up richiede in genere centinaia di cicli.

Tuttavia, va evidenziato che, se le simulazioni sono effettuate su un profilo superficiale, non sono necessari i dati di temperatura degli strati profondi, in quanto il modello utilizza i dati meteorologici che hanno, in questo caso, un influenza prevalente (Lawrence & Slater, 2005).

Un modello numerico 1D, attualmente in uso, è SNOWPACK (Bartelt e Lehning, 2002), originariamente sviluppato per rappresentare una copertura nevosa stagionale altamente differenziata, è stato utilizzato in numerosi studi per studiare il permafrost (Luetschg et al., 2004; Luetschg and Haeberli, 2005). Il modello distribuito Alpine3D (che utilizza SNOWPACK) può calcolare o parametrizzare il trasporto di neve da parte del vento, la radiazione riflessa dal terreno e la struttura della neve (Lehning et al., 2006).

GEOtop (**Rigon et al., 2006**) è un modello idrologico distribuito che analizza l'intero ciclo dell'acqua in un bacino idrografico, progettato specificamente per l'uso nelle aree montane e attualmente adattato alla ricerca sul permafrost. È il modello scelto per questo lavoro, pertanto gli si dedica un approfondimento nel capitolo <u>3.3</u>.
3.3 GEOtop

Il modello numerico GEOtop è implementato nel sistema operativo Linux ed è stato progettato nei primi anni 2000 dal gruppo di ricerca dell'Università di Trento (Rigon et al., 2006). Nel corso degli anni è stato continuamente implementato dagli utenti che lo usano.

Come anticipato, GEOtop è un modello idrologico progettato specificamente per l'uso nelle aree montane, ed è adattato alla ricerca sul permafrost.

Il modello, infatti, è concepito per gestire topografie complesse, in quanto fornisce ad ogni punto della griglia di dominio le caratteristiche topografiche del bacino (come quota, pendenza ed esposizione). Le caratteristiche termiche e idrauliche del suolo/roccia, così come la vegetazione, sono fornite in input sotto forma di mappe o di tabelle, insieme a una descrizione verticale degli strati per tenere conto delle stratigrafie eterogenee (Figura 21).



Figura 21 – Caratterizzazione del suolo lungo la griglia verticale e orizzontale (Endrizzi et al., 2017)

I dati meteorologici devono essere raccolti in uno o più punti del bacino e sono distribuiti spazialmente su ciascun punto della griglia grazie al modello Micromet (Liston e Elder, 2006).

Quindi, il modello calcola il bilancio di energia e di massa nel bacino attraverso un 3D solver per l'equazione di Richards e un 1D solver per l'equazione dell'energia (Dall'Amico et al., 2011). La vegetazione è elaborata secondo uno schema a doppio strato (Endrizzi e Marsh, 2010) che consente di separare il contributo della vegetazione e della superficie sui flussi turbolenti.

L'altezza del manto nevoso non può essere fornita come dato di input, ma accumulo e fusione sono calcolati attraverso una discretizzazione multistrato del manto nevoso (Endrizzi, 2007). GEOtop, inoltre, consente di tener conto dell'accumulo e della rimozione dovuta all'azione del vento basandosi sui contributi di Pomeroy et al. (1993) ed Essery et al. (1999).

Le keywords

I parametri richiesti da GEOtop sono molto numerosi, essendo un modello numerico, ma la configurazione dei parametri del modello, compilata mediante il file "*geotop.inpts*", è strutturato in modo semplice ed efficace. Il modello, infatti, utilizza di un valore di default per ogni parametro utilizzabile dal modello. Pertanto, nel file "*geotop.inpts*" è sufficiente inserire i valori dei soli parametri che il modello deve considerare per la simulazione corrente, in funzione dell'output che si desidera e del sito in cui è applicato.

Nel file "*geotop.inpts*" è quindi possibile definire, attraverso una serie di keywords predefinite, tutta la vasta gamma di parametri che il modello può utilizzare nella sua simulazione. Le keywords sono raggruppate negli undici moduli in cui è suddiviso il modello. Di seguito si riportano alcune delle keywords, utilizzate in questo lavoro, raggruppate per modulo.

• General features, ad esempio (input):

- *InitDateDDMMYYYYhhmm* date and time of the simulation start
- EndDateDDMMYYYYhhmm date and time of the simulation end
- *WaterBalance* Activate water balance (Yes=1, No=0)
- *EnergyBalance* Activate energy balance (Yes=1, No=0)

• Meteo Forcing, ad esempio (input):

- MeteoFile
 name of the file providing the meteo forcing data
- *HeaderAirTemp* column name in the file MeteoFile for the Air Temperature [°C]
- *Latitude* Average latitude of the basin
- Longitude Average longitude of the basin
- **Glacier** (non compilato)
- Snow, ad esempio:

Input

	Output	
•	ThresTempSnow	dew or air temperature below which all precipitation is snow
•	ThresTempRain	dew or air temperature above which all precipitation is rain

- PointOutputFile
 name of the file providing the properties for the simulation point
 - DepthSnow column number in which one would like to visualize the snow depth
- Vegetation (non compilato)
- Surface Fluxes ad esempio (input):

•	LWinParameterization	Which formula for incoming longwave radiation
---	----------------------	---

- MoninObukhov
 Atmospherical stability parameter
- Soil/Rock Infiltration, ad esempio (input):
 - NormalHydrConductivity Normal hydraulic conductivity of the soil [mm/s]

- *LateralHydrConductivity* Lateral hydraulic conductivity of the soil [mm/s]
- Soil/rock temperature, ad esempio:
 - *ThermalConductivitySoilSolids* Thermal Conductivity of the Soil [W/m*K]
 - ThermalCapacitySoilSolids Thermal Capacity of the Soil [J/m3*K]
- **Discharge at the outlet** (non compilato)
- Boundary and Initial Conditions, ad esempio:
 - BottomBoundaryHeatFlux Incoming geothermal heat flux at the bottom boundary of the soil
 - *FreeDrainageAtBottom* Boundary condition on Richards' equation at the bottom border
 - SoilLayerThicknesses vector defining the thickness of each soil layers [mm]
 - InitSoilTemp vector defining the Initial temperature of each soil layers [°C]

La compilazione delle keywords di input e di output permettono quindi una configurazione specifica del modello per il caso studio considerato (vedi <u>Allegato 1</u> e <u>Allegato 3</u>).

Radiazione solare a onde lunghe

In particolare, per quanto riguarda la keyword *LWinParameterization*, che si riferisce alla radiazione solare, si precisa che GEOtop può utilizzare fino a nove formule diverse per calcolare la radiazione a onde lunghe entrante. Data la loro rilevanza nei prossimi capitoli, queste formule sono brevemente introdotte di seguito.

- 1. Brutsaert (1975): utilizza il valore di emissività atmosferica per calcolare l'entità delle radiazioni a onde lunghe in discesa a livello del suolo in condizioni di cielo limpido e atmosfera standard;
- 2. Satterlund (1979): calcola l'entità delle radiazioni a onde lunghe provenienti da un cielo limpido utilizzando la temperatura dell'aria e la pressione di vapore.
- 3. e 4. Idso (1981): formule empiriche derivanti da un esperimento eseguito in Arizona in cui sono state correlate la radiazione a onde lunghe, la temperatura dell'aria superficiale e la pressione di vapore.
- 5. König-Langlo & Augstein (1994): a seguito di analisi nelle regioni polari, la formula calcola l'entità delle radiazioni a onde lunghe utilizzando l'emissività atmosferica, tenendo conto della nuvolosità e trascurando la pressione di vapore quando eccessivamente bassa.
- 6. Andreas & Ackley (1982): a seguito di analisi nelle regioni polari, la formula calcola l'entità delle radiazioni a onde lunghe provenienti da un cielo limpido utilizzando la temperatura dell'aria e l'umidità relativa.
- 7. Konzelmann et al (1994): a seguito dell'analisi di misurazioni meteorologiche provenienti da vari progetti sulla Groenlandia è stata parametrizzata la radiazione globale entrante e a onde lunghe nei i mesi estivi per la calotta glaciale. Le parametrizzazioni si basano su variabili

indipendenti come temperatura dell'aria, pressione di vapore, albedo di superficie, quantità di nuvole e quota.

- 8. Prata (1996): a seguito di numerose misurazioni della radiazione a onde lunghe in diverse condizioni ambientali, dell'utilizzo di profili di radiosonde e l'impiego di un modello per il trasferimento radiativo, la formula calcola l'entità delle radiazioni a onde lunghe provenienti da un cielo limpido utilizzando la temperatura dell'aria e la pressione del vapore acqueo.
- 9. Dilley & O'brien (1998): utilizza due parametrizzazioni della radiazione a onde lunghe provenienti da un cielo limpido utilizzando la temperatura dell'aria e il valore di acqua precipitabile.

Precipitazione piovosa e nevosa

La precipitazione fornita in input (P) è ripartita tra precipitazione liquida e precipitazione nevosa usando la regola, basata sulla temperatura dell'aria T_a, dell'U.S. Army Corps of Engeneers, 1956:

se $T_a > T_1$	$P_p = P$	$P_n = P - P_p$
se $T_2 < T_a < T_1$	$P_p = \frac{T_a - T_2}{T_1 - T_2}$	$P_n = P - P_p$
se $T_a < T_1$	$P_p = 0$	$P_n = P - P_p$

dove:

- T_a è la temperatura dell'aria fornita in input;
- T₁ è la temperatura soglia dell'aria al di sopra della quale tutta la precipitazione è piovosa (di default è uguale a 3°C);
- T₂ è la temperatura soglia dell'aria al di sotto della quale tutta la precipitazione è nevosa (di default è uguale a -1°C);
- P è la precipitazione fornita in input;
- P_p è la precipitazione piovosa;
- P_n è la precipitazione nevosa.

Ambiente 2D e 1D

Infine, GEOtop è in grado di eseguire sia simulazioni in ambiente 3D che simulazioni monodimensionali. Le simulazioni effettuate in questo lavoro, realizzate mediante GEOtop e descritte nei prossimi capitoli, sono state svolte utilizzando il modello unicamente in ambiente monodimensionale. Questo è stato deciso al fine di semplificare le analisi, in quanto per valutare l'affidabilità dei risultati si sono frequentemente confrontati i dati misurati con l'output modellistico. Pertanto tutte le simulazioni sono state eseguite in un singola posizione posta in corrispondenza della stazione meteorologica considerata.

4 ANALISI DI SENSITIVITÀ DEL MODELLO: PASSO DEL M. MORO

Dopo aver effettuato una prima fase di studio concettuale del modello GEOtop e di apprendimento dei comandi necessari per implementarlo in Linux, si è deciso di applicare inizialmente il modello studiando l'area nei pressi della stazione di monitoraggio di Arpa Piemonte del Passo del M. Moro, situata al confine tra Piemonte e Svizzera nell'alta Valle Anzasca (Comune di Macugnaga, VB) (Figura 22).

La Valle Anzasca è una delle valli trasversali della Val d'Ossola, da cui si dirama presso la località di Piedimulera e si sviluppa fino alle pendici del massiccio del Monte Rosa. I passi più importanti sono il Passo del Monte Moro (2862 m), verso la Svizzera, e il Passo del Turlo (2736 m), verso la Valsesia.



Figura 22 – Inquadramento geografico del Passo del Monte Moro (ARPA Piemonte, 2015)

Quest'area è stata scelta in quanto il sito del Passo del M. Moro è attrezzato sia con una stazione meteorologica (Figura 23), sia con una stazione di monitoraggio del permafrost. La stazione meteorologica, situata ad una quota di 2820 m s.l.m., è dotata di tutti i sensori che misurano i parametri meteorologici richiesti dal modello GEOtop per effettuare simulazioni accurate, nello specifico la temperatura dell'aria, la precipitazione, la radiazione solare, l'umidità relativa, l'altezza della neve, la direzione e l'intensità del vento.



Figura 23 – Sito del Passo del M. Moro (fonte: ARPA Piemonte)

La stazione di monitoraggio del permafrost, situata ad una quota di 2870 m s.l.m., è costituita da una catena termometrica inserita in un pozzo verticale di 30 m di profondità. Pertanto, in tale sito sono disponibili i dati di temperatura misurati a diverse profondità, che consentono sia di individuare il valore iniziale di temperatura del suolo necessario sia per una migliore calibrazione iniziale del modello sia di verificare a posteriori l'output modellistico.

Dopo aver adeguatamente configurato il modello attraverso la definizione di tutti i parametri necessari e riuniti nel file "geotop.inpts" (in <u>Allegato 1</u> è riportata la versione finale), si è implementato il file meteorologico di input. I dati meteorologici a disposizione sono stati scaricati dal database, storico e in tempo reale, di Arpa Piemonte, che raccoglie le serie storiche dei dati misurati dalla stazione del Passo del M. Moro a cadenze di 10 minuti o di 30 minuti (dipende dalla variabile meteorologica considerata). Per gli scopi inerenti a questo lavoro di tesi si sono costruite le serie storiche dei dati che parametri meteorologici necessari al funzionamento del modello GEOtop utilizzando le serie di dati che partono dagli anni 2000. I dati, inizialmente organizzati in file .xls successivamente convertiti in file .txt, sono stati assemblati in serie a cadenza oraria. I parametri utilizzati sono la temperatura dell'aria [°C], la precipitazione [mm], l'umidità relativa [%], l'intensità del vento [m/s], la direzione del vento [°] e la radiazione solare globale (diretta + diffusa) [W/m²].

4.1 Costruzione degli strati orizzontali di suolo

Grazie alla presenza della stazione di monitoraggio del permafrost e del pozzo verticale, si ha a disposizione la stratigrafia completa del sottosuolo fino a una profondità di 30 m (vedi <u>Allegato 2</u>).

Sulla base di questo materiale, nota la profondità alla quale sono collocati i sensori, si è "suddiviso" idealmente il sottosuolo in una serie di strati orizzontali che sono stati inseriti nel file di configurazione del modello tramite una opportuna valorizzazione della keyword *SoilLayerThicknesses*. Utilizzando i dati di temperatura registrati dal pozzo verticale è stato quindi possibile assegnare ad ogni strato una corretta temperatura iniziale, che è stata inserita nel file di configurazione del modello tramite la keyword *InitSoilTemp* (§ 3.3).

Il suolo, presso la stazione del Passo del M. Moro, è costituito da gneiss compatto (**Figura 24**). Lo gneiss è una roccia metamorfica di composizione sialica, ricca in quarzo e feldspati e povera di silicati. Da letteratura (**Comin-Chiaramonti e Mazzucchelli, 2017**), risulta per lo gneiss un valore di conduttività termica di 2,1 \div 3,4 W/mK, e un valore di capacità termica di 1,6 \div 2,7 MJ/m³K.



Figura 24 – Gneiss del massiccio del Monte Rosa (fonte: Wikipedia)

In **Tabella 1** sono riportati i valori di profondità del sensore, temperatura misurata dal sensore, spessore di ogni strato di suolo e i parametri fisici del terreno. Per le prime elaborazioni si è scelto il valore intermedio all'interno dell'intervallo di ammissibilità (conduttività termica = 2,75 W/mK e capacità termica = 2,15 MJ/m³K).

Profondità sensore [m]	Temperatura [°C]	Spessore strato [m]	Caratteristiche fisiche
0,02	9,00	0,05	
-	7,00	0,10	
0,5	4,40	0,60	
1,0	2,40	0,75	
2,0	1,00	1,50	
4,5	-0,20	3,00	Permeabilità = 0,000001 mm/s
6,5	-0,30	1,00	Conducibilità = $2,1 \div 3,4$ W/mK
7,5	-0,20	1,00	Capacità = 1,6 \div 2,7 MJ/m ³ K
8,5	-0,30	1,00	
11	-0,27	4,00	
15,5	-0,18	5,00	
20	-0,25	4,00	
29	-0,40	7,00	

 Tabella 1 – La prima colonna indica la profondità del sensore, la seconda colonna indica il valore di temperatura misurata dal sensore e la terza colonna indica lo spessore scelto per ogni strato di suolo al Passo del M. Moro

4.2 Verifica del profilo di temperatura su un mese

Al fine di testare la sensitività del modello GEOtop si sono condotte una serie di simulazioni ad hoc in condizioni "semplificate". Queste simulazioni hanno avuto lo scopo di valutare il peso delle singole componenti del modello sui risultati finali, e quale parametrizzazione meglio simuli i valori di temperatura nel terreno, confrontandoli con i dati misurati dalla stazione di monitoraggio del Passo del M. Moro.

Si è proceduto con la scelta di un periodo in cui la neve non era presente al suolo, in modo da eliminare le interazioni tra atmosfera e geosfera mediate dalla criosfera. Si è scelto di modellare il mese di agosto, poiché alla stazione del Passo del M. Moro non era presente la neve, dell'anno 2012, in quanto è da quell'anno che i dati registrati dalla stazione di monitoraggio sono disponibili in maniera esaustiva.

I risultati preliminari sono visibili nel grafico di Figura 25, in cui sono rappresentati i dati misurati dalla stazione meteorologica dell'aria (in verde), di temperatura del suolo misurata a 2 cm di profondità (in blu) e i valori simulati della temperatura del suolo a 2 cm di profondità (in rosso).



Figura 25 – Grafico della temperatura dell'aria misurata (Tair), della temperatura del suolo misurata a 2 cm di profondità (T 2 cm misurata) e della temperatura del suolo simulata a 2 cm di profondità (T 2 cm simulata)

In Figura 25 si può osservare come la temperatura del suolo a 2 cm di profondità, in assenza di neve, sia fortemente dipendente dalla radiazione solare (§ <u>1.4</u>) con valori di temperatura molto più elevati (di circa 15-20°C) rispetto a quelli della temperatura dell'aria. È quindi la radiazione solare a fornire al suolo l'energia per raggiungere queste temperature e, soprattutto, tale corrispondenza si individua anche nel profilo simulato.

4.3 Verifica del profilo di temperatura su un anno

In considerazione dei buoni risultati ottenuti dal modello in questa prima fase, si è quindi passati alla simulazione di un intero anno di dati. Il periodo scelto per questa simulazione è tra le ore 00:00 del 1 agosto 2012 e le 23:00 del 31 luglio 2013.

I risultati sono visibili in Figura 26, in cui sono rappresentati i dati di temperatura misurati dal sensore posto a 2 cm di profondità (in blu) e i valori simulati di temperatura del suolo a 2 cm di profondità (in rosso).



Figura 26 - *Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (T 2 cm misurata) da agosto 2012 a settembre 2013 e simulata (T 2 cm simulata) da agosto 2012 a luglio 2013*

In questo grafico si può osservare il tipico profilo termico della superficie del suolo. Nel grafico sono ben distinguibili i periodi in cui la neve non è presente (agosto \div ottobre 2012 e fine aprile \div luglio 2013) da quelli in cui in cui è presente la copertura nevosa (novembre 2012 \div aprile 2013). Infatti, nel primo caso sono visibili i cicli diurni della temperatura mentre, nel secondo caso, questi cicli cessano, e la temperatura si stabilizza. Quest'effetto è dovuto all'azione isolante del manto nevoso, evidenziato chiaramente dalla Winter Equilibrium Temperature (WEqT) (§ <u>1.3.2</u>).

La data nella quale il profilo di temperatura diventa maggiore di 0°C ed aumenta repentinamente indica il giorno di fusione completa della neve. A differenza del profilo di temperatura misurato, nella simulazione modellistica questo si verifica intorno a metà luglio anziché a inizio agosto. Questo significa che la neve simulata dal modello fonde in anticipo rispetto a quella reale. Inoltre, a metà aprile 2013 il profilo simulato presenta un aumento repentino di temperatura, evidenziando l'effetto "zero curtain" (§ <u>1.3.2</u>).

4.4 Prima calibrazione del modello

Al fine di analizzare nel dettaglio i parametri di input del modello che possono causare le incongruenze sopra esposte, si è proceduto analizzando singolarmente i seguenti punti:

- la formula utilizzata nella simulazione per calcolare la radiazione a onde lunghe entrante
- il valore di capacità e conduttività termica del suolo inseriti come parametrizzazione iniziale.

Formula della radiazione a onde lunghe entrante

GEOtop può utilizzare fino a nove formule per calcolare la radiazione a onde lunghe entrante (§ <u>3.3</u>). Per valutare quale di esse fosse la più adatta si sono eseguite nove simulazioni, utilizzando in ogni simulazione una formula diversa, e si è calcolata la correlazione, la differenza media e la deviazione standard di ciascun profilo simulato di temperatura a 2 cm di profondità con il profilo di temperatura misurata a 2 cm di profondità (**Tabella 2**).

Formula	Correlazione	ΔT media [°C]	Deviazione standard [°C]
1	0,761	2,98	5,14
2	0,704	4,14	6,01
3	0,703	4,23	6,02
4	0,751	3,12	5,18
5	0,703	4,07	5,88
6	0,784	2,59	4,64
7	0,715	3,84	5,82
8	0,728	3,51	5,62
9	0,733	3,36	5,50

 Tabella 2 – Correlazione, differenza media e deviazione standard tra il profilo di temperatura a 2 cm di profondità simulato e quello registrato da agosto 2012 a settembre 2013 nella seconda fase di calibrazione

Dai risultati emerge che la maggiore correlazione si ha utilizzando la formula n. 6 (Andreas e Ackley, 1982) che, peraltro, fornisce il profilo che si discosta meno da quello misurato (Δ T media) e ha la deviazione standard più bassa. Utilizzando questa formula la data di completa fusione della neve risulta la più vicina a quella misurata. Nella successiva simulazione verrà quindi utilizzata la formula n. 6.

Conduttività e capacità termica del suolo

Il suolo presso la stazione del Passo del M. Moro, come anticipato nel capitolo <u>4.1</u>, è composto da gneiss compatto, avente conduttività termica compresa tra 2,1 e 3,4 W/mK, e capacità termica compresa tra 1,6 e 2,7 MJ/m³K.

Si sono quindi eseguite quattro simulazioni e si è calcolato la correlazione di ciascun profilo simulato di temperatura a 2 cm di profondità con il profilo dei dati di temperatura misurati a 2 cm di profondità.

Nelle simulazioni si è utilizzato:

- il valore di conduttività termica minimo (2,1 W/mK) e di capacità termica minimo (1.6 MJ/m³K), correlazione = 0,960;
- il valore di conduttività termica massimo (3,4 W/mK) e di capacità termica minimo (1.6 MJ/m³K), correlazione = 0,803;
- il valore di conduttività termica massimo (3,4 W/mK) e di capacità termica massimo (2,7 MJ/m³K), correlazione = 0,856;
- 4) il valore di conduttività termica minimo (2,1 W/mK) e di capacità termica massimo (2,7 MJ/m³K), correlazione = 0,967.

Al termine delle elaborazioni si scelto di utilizzare la combinazione n. 4, in quanto è quella che presenta la più alta correlazione coi dati misurati in loco.

4.5 Altezza del manto nevoso

Considerata la sua importanza (§ <u>1.2</u>, § <u>1.3.1</u>, § <u>1.3.2</u>, § <u>1.4</u>), si è eseguita una simulazione includendo le modifiche individuate nel precedente capitolo e concentrando l'attenzione sull'altezza del manto nevoso. Come introdotto nel capitolo <u>3.3</u>, il modello non può ricevere in input il dato di neve misurato che, quindi, viene simulato a partire dal dato di precipitazione liquida, registrato dal pluviometro riscaldato della stazione meteorologica.

In Figura 27 sono rappresentati i dati di altezza neve misurati dalla stazione meteorologica (in azzurro tratteggiato) e i valori di altezza neve simulati dal modello (in arancione tratteggiato).



Figura 27 – Grafico dei dati di altezza neve misurati dalla stazione meteorologica (Altezza neve misurata) e dei valori di altezza neve simulati dal modello (Altezza neve simulata) da agosto 2012 a settembre 2013

Nel grafico di **Figura 27** si osserva come la neve simulata dal modello sia sottostimata rispetto alla neve reale. Questa sottostima è di fondamentale importanza, in quanto la minore quantità di neve porta il modello a far fondere completamente la neve in anticipo rispetto alla realtà. Inoltre, un minor spessore del manto nevoso riduce l'effetto isolante tra atmosfera e suolo, con ripercussioni sui valori di temperatura del suolo nelle successive simulazioni.

4.6 Seconda calibrazione del modello

Studi recenti sulla stima della precipitazione in alta quota (Cugerone et al., 2012) riportano che i pluviometri riscaldati, anche complici le folate di vento, sottostimano il valore di neve convertito in precipitazione liquida, definita anche come SWE (Snow Water Equivalent), dal 30% al 40%. È quindi probabile che il modello GEOtop sottostimi l'altezza del manto nevoso in quanto i dati di Snow Water Equivalent (SWE) forniti in input al modello, misurati dal pluviometro riscaldato della stazione del Passo del M. Moro, sono inferiori a quelli realmente precipitati.

Si è risolta questa incongruenza in modo empirico, effettuando diverse simulazioni in ognuna delle quali si incrementava progressivamente il valore di precipitazione in input del 10%. È risultato che il profilo che presenta la minor differenza di altezza del manto nevoso tra quello simulato e quello misurato si ottiene raddoppiando la precipitazione (ossia il pluviometro riscaldato sottostima del 50% la SWE).

Inoltre, il parametro definito dalla keyword *HeaderSWglobal*, usata dal modello per identificare la "radiazione solare globale" in input, si riferisce alla radiazione diretta+diffusa mentre la stazione meteorologica, che dispone di un solarimetro e un albedometro, registra come "radiazione solare globale" la radiazione diretta+diffusa+riflessa.

Per risolvere questa incongruenza e per migliorare la precisione della data di completa fusione della neve si sono effettuate diverse simulazioni. In ognuna di esse il dato di radiazione solare in input si è ridotto progressivamente del 5%. È risultato che il profilo simulato che presenta la minor differenza di altezza del manto nevoso tra quello simulato e quello misurato si ottiene riducendo del 30% i dati di radiazione solare globale in input al modello.

Poiché si è intervenuti artificialmente su parametri fondamentali di input del modello (la precipitazione e la radiazione solare) si è reso necessario effettuare nuovamente un confronto tra le diverse formule per calcolare la radiazione a onde lunghe entrante (§ 3.3, § 4.4). Questo passo è necessario al fine di verificare la validità della formula scelta in precedente (la n. 6). Si sono nuovamente eseguite nove simulazioni, utilizzando in ognuna una formula diversa; si è quindi calcolata la correlazione, la differenza media (Δ T media) e la deviazione standard di ciascun profilo simulato di temperatura a 2 cm di profondità con il profilo termico misurato (**Tabella 3**).

Formula	Correlazione	ΔT media [°C]	Deviazione standard [°C]	Formula	Correlazione	ΔT media [°C]	Deviazione standard [°C]
1	0,871	-0,30	2,6	6	0,775	-1,12	3,3
2	0,934	0,69	1,9	7	0,932	0,56	1,9
3	0,936	0,75	1,9	8	0,910	0,28	2,2
4	0,850	-0,26	2,8	9	0,877	0,02	2,5
5	0,929	0,63	2,0				

 Tabella 3 – Correlazione, differenza media e deviazione standard tra il profilo di temperatura a 2 cm di profondità simulato e quello registrato da agosto 2012 a settembre 2013 nella seconda fase di calibrazione

Come si può osservare dai risultati di **Tabella 3**, la formula il cui profilo si discosta meno da quello misurato (Δ T media) risulta essere la n. 9 di **Dilley (1998)**. Per questo motivo, e in quanto la formula ha un'alta correlazione, si è stabilito di utilizzare la formula n. 9 in tutte le successive simulazioni.

Simulazione post-calibrazione

Si è quindi eseguita una simulazione includendo le modifiche individuate presente nel capitolo, confrontando i dati reali e i valori simulati sia dell'altezza del manto nevoso sia del profilo di temperatura a 2 cm di profondità.

In Figura 28 sono rappresentati, in basso, i dati di temperatura misurati dal sensore posto a 2 cm di profondità (in blu) e i valori simulati di temperatura del suolo a 2 cm di profondità (in rosso) e, in alto, i dati di altezza neve misurati dalla stazione meteorologica (in blu tratteggiato) e i valori di altezza neve simulati dal modello (in rosso tratteggiato).



Figura 28 – Grafico dei dati misurati dalla stazione meteorologica di altezza neve (Altezza neve misurata) e di temperatura a 2 cm di profondità (T 2 cm misurata), e dei valori simulati dal modello di altezza neve (Altezza neve simulata) e di temperatura a 2 cm di profondità (T 2 cm simulata) da agosto 2012 a settembre 2013

Come si può osservare dal grafico di **Figura 28**, sia la temperatura simulata sia l'altezza della neve simulata sono fedeli a quanto effettivamente misurato dai vari sensori posti in loco. In particolare, il valori simulati di temperatura presentano una differenza media dai dati misurati di soli 0,02°C (vedi Tabella 3), mentre i valori di altezza del manto nevoso presentano una differenza media dai dati misurati di 1,9 cm.

Si possono tuttavia osservare due differenze significative. La prima è legata alla data di completa fusione della neve simulata, di 6 giorni posteriore alla data di effettiva fusione della neve misurata (un margine ritenuto accettabile). La seconda è legata all'effetto "zero curtain", in quanto l'innalzamento

termico repentino nel caso simulato (nei giorni attorno al 20 aprile) si discosta dal graduale incremento presente in quello misurato. Si ritiene che il modello abbia restituito questo innalzamento termico poiché ha simulato che l'acqua di fusione, a seguito della parziale fusione nivale registrata a metà aprile, abbia attraversato il manto nevoso fino a raggiungere il suolo. Nella realtà questo non accade, in quanto probabilmente l'acqua di fusione che si è formata a seguito della fusione nivale di metà aprile è ricongelata nel manto nevoso senza raggiungere il suolo. Questo spiegherebbe perché l'effetto "zero curtain" è di durata maggiore nel caso simulato rispetto in quello misurato.

4.7 Altezza del manto nevoso su serie storica pluriennale

Si è voluto anche testare la simulazione l'altezza del manto nevoso da parte del modello GEOtop a partire da un dato di input di neve fresca, al posto di uno di precipitazione liquida. In particolare questo confronto è utile per valutare se è più efficace fornire al modello GEOtop un dato pluviometrico, sottostimato dal pluviometro riscaldato in fase di misurazione ($\{$ <u>4.6</u>), o un dato di neve fresca, più attendibile in quanto misurato da un nivometro a ultrasuoni.

Conversione neve fresca -acqua

Per essere fornito al modello, il dato di neve fresca richiede un trattamento che è stato svolto in due passaggi. Il primo passaggio consiste nel rendere la neve fresca da dato giornaliero a dato orario, poiché il modello necessita in input di dati meteorologici in formato orario. Si è scelto quindi di distribuire uniformemente il dato sulle 24 ore precedenti.

Il secondo passaggio consiste nel convertire il dato da quantità di neve a quantità di acqua equivalente (SWE), poiché il parametro che GEOtop riceve in input deve essere un valore di precipitazione liquida. La formula per la conversione neve-acqua che è stata utilizzata (**Brodzik**, 2004) è:

$$SWE \ [mm] = \frac{Altezza \ neve \ [cm] \times densita \ neve \ \left[\frac{kg}{m^3}\right]}{100}$$

Come riportato nel capitolo <u>1.4</u>, la densità della neve fresca varia tra 20 e 150 kg/m³ e, in particolare per le Alpi, la densità media della neve fresca è di 68 kg/m³ (Helfricht et al., 2018).

Si sono quindi eseguite sei simulazioni, da agosto 2012 a luglio 2019, in ognuna delle quali si è utilizzato, per la conversione neve-acqua, un diverso valore di densità della neve fresca. I valori usati sono: 50, 60, 70, 80, 90 e 100 kg/m³. Al termine delle simulazioni si è scelto il valore di 80 kg/m³ in quanto i valori di altezza della neve presentavano la correlazione più elevata, pari a 0,85.

Simulazione su serie storica pluriennale

In considerazione dei buoni risultati ottenuti si è passati alla simulazione di dieci anni di dati. Il periodo scelto per la simulazione è compreso tra le ore 00:00 del 1 agosto 2009 e le 23:00 del 31 luglio 2019.

I risultati sono visibili in Figura 29, in cui sono rappresentati i valori di altezza della neve:

- misurati dalla stazione meteorologica (in blu),
- simulati dal modello avendo come input la precipitazione (in arancione),
- simulati dal modello avendo come input la neve fresca (in azzurro).



Figura 29 – Grafico dei dati misurati dalla stazione meteorologica di altezza neve (Neve misurata) e dei valori simulati dal modello di altezza neve usando come input la precipitazione (Neve simulata PREC) e la neve fresca (Neve simulata NEVFRES) da agosto 2009 a luglio 2019

Si sono calcolati sia la correlazione che la differenza media nell'altezza di manto nevoso dei due profili simulati rispetto ai dati misurati, dal mese di agosto al mese di luglio dell'anno seguente. I risultati sono riportati in **Tabella 4**.

A mm o	Corre	elazione [-]	ΔT media [cm]		
Anno	PREC	NEVFRES	PREC	NEVFRES	
2009/2010	0,84	0,92	20,34	50,97	
2010/2011	0,77	0,96	18,04	39,15	
2011/2012	0,80	0,97	-117,53	-2,99	
2012/2013	0,97	0,96	24,63	35,43	
2013/2014	0,84	0,91	110,53	102,92	
2014/2015	0,91	0,92	70,84	-23,10	
2015/2016	0,94	0,96	10,70	-30,93	
2016/2017	0,96	0,98	-41,17	-25,97	
2017/2018	0,88	0,98	46,92	21,39	
2018/2019	0,80	0,93	-138,75	-49,56	

 Tabella 4 – Correlazione e differenza media tra i profili di altezza del manto nevoso simulati e quello misurato da agosto 2009 a luglio 2019

Come si può osservare dalla **Tabella 4**, sono prevalenti gli anni in cui l'altezza del manto nevoso è simulata meglio utilizzando il dato di neve fresca. Questo implica che l'utilizzo del dato di neve fresca, è valido in alternativa al dato di precipitazione, e che entrambi sono rappresentativi dei dati misurati.

5 APPLICAZIONE DEL MODELLO: COLLE SOMMEILLER

In seguito allo studio di sensitività, presentato nel capitolo <u>4</u> presso il sito del Passo del M. Moro, si è deciso di applicare il modello all'area nei pressi della stazione di monitoraggio di Arpa Piemonte del Colle Sommeiller, situata al confine tra Piemonte e Francia nell'alta Val di Susa (Comune di Bardonecchia, TO) (Figura 30).

La Val di Susa, lunga 80 km, è valle la più estesa del Piemonte. È percorsa dal fiume Dora Riparia ed appartiene alle Alpi Cozie sulla destra orografica ed alle Alpi Graie sulla sinistra orografica. Fin dall'antichità è stata una delle principali vallate di collegamento con la Francia, grazie ai suoi valichi alpini agevoli e collocati a quote inferiori rispetto alle vallate circostanti. Per questo la Val di Susa conta più di 35 valichi, tra cui il Colle Sommeiller (3003 m slm).



Figura 30 – Inquadramento geografico del Colle Sommeiller (fonte: ARPA Piemonte, 2015)

Il sito del Colle Sommeiller, come quello del Passo del M. Moro, è attrezzato da ARPA Piemonte con una stazione meteorologica e una stazione di monitoraggio del permafrost. La stazione meteorologica (**Figura 31**), situata ad una quota di 2981 m s.l.m., è dotata dei sensori che misurano i dati di temperatura dell'aria, umidità relativa e altezza della neve.



Figura 31 – Sito del Colle Sommeiller (fonte: ARPA Piemonte)

La stazione di monitoraggio del permafrost, in funzione del 2011, è costituita da una catena termometrica inserita in un pozzo verticale di 100 m di profondità. Pertanto, in tale sito sono disponibili i dati reali di temperatura misurati a diverse profondità, che consentono sia di individuare il valore iniziale di temperatura del suolo che di verificare l'output modellistico.

A seguito della compilazione del file "*geotop.inpts*" (in <u>Allegato 3</u> è riportata la versione finale), realizzato agevolmente grazie a quanto appreso durante lo studio di sensitività sul Passo del M. Moro (§ <u>4</u>), si è implementato il file meteorologico di input.

I dati meteorologici, derivanti dal database di Arpa Piemonte che raccoglie le serie storiche dei dati misurati dalla stazione meteorologica a cadenze di 10 minuti o di 30 minuti (dipende dalla variabile meteorologica considerata) e che partono dall'inizio degli anni 2000, sono inizialmente organizzati in file .xls successivamente convertiti in file .txt, con cadenza oraria.

Per i dati meteorologici non misurati direttamente nel sito del Colle Sommeiller si è dovuto far ricorso a dati di stazioni vicine e in quota.

Per i dati di radiazione solare è stata scelta la stazione Arpa Piemonte di Sestriere-Banchetta, dotata di due solarimetri Kipp & Zonen che registrano la radiazione globale (diretta + diffusa) e la radiazione riflessa. Si è scelta questa stazione in quanto, rispetto alle stazioni circostanti, si trova a una quota inferiore di soli 500 metri (2480 m slm), pur essendo distante circa 18 km. Per i dati di intensità del vento è stata scelta la stazione del Rifugio Vaccarone, posizionata a una distanza di circa 6 km dal Colle Sommeiller e ad una quota di 2745 m. Si è scelto di non inserire il dato di direzione del vento in quanto, essendo la simulazione monodimensionale (1D), è sufficiente l'intensità del vento per valutare l'entità di rimozione della neve dal punto di simulazione (verificato in una delle simulazioni effettuate al Passo del M. Moro).

Riguardo ai dati di precipitazione da fornire al modello, poiché la stazione non è dotata di pluviometro riscaldato, si è utilizzato il dato di neve fresca misurato dal nivometro ultrasonico presente, visto il risultato positivo presentato nel capitolo 4.7, e lo si è sottoposto allo stesso trattamento (utilizzando un valore iniziale per la densità della neve fresca pari a 100 kg/m³).

In Figura 32 è riportato l'inquadramento geografico della Val di Susa e sono evidenziate le stazioni utilizzate per i dati meteorologici:

- A. Rifugio Vaccarone (intensità del vento)
- B. Colle Sommeiller
- C. Sestriere Banchetta (radiazione solare)



Figura 32 – Inquadramento geografico della Val di Susa in cui sono evidenziate le stazioni utilizzate per i dati meteorologici. A: Rifugio Vaccarone, B: Colle Sommeiller, C: Sestriere Banchetta

5.1 Costruzione degli strati orizzontali di suolo

Grazie alla presenza della stazione di monitoraggio e del pozzo verticale, si ha a disposizione la stratigrafia completa del sottosuolo fino a una profondità di 100 m (vedi <u>Allegato 4</u>). Grazie a questo materiale, nota la profondità alla quale sono collocati i sensori, è stato possibile dividere il sottosuolo in strati orizzontali da inserire nel modello e grazie ai dati di temperatura registrati dal pozzo verticale è stato possibile assegnare ad ogni strato una corretta temperatura iniziale (§ 3.3, § 4.1).

Il materiale prevalente di cui sono composti i primi 50 metri di suolo nei pressi della stazione del Colle Sommeiller è definito come una "carniola" (Figura 33). La carniola è una roccia carbonatica di origine tettonica (breccia a cemento carbonatico) di aspetto vacuolare e di colore giallastro, con prevalenti clasti centimetrico-decimetrici di dolomie, marmi, calcescisti e micascisti.



Figura 33 – Carniola (fonte: www.valmont.unimi.it)

Poiché i valori di conducibilità e capacità termica della carniola non sono stati reperiti in letteratura, nel modello sono stati utilizzati i valori di conducibilità e capacità termica del calcare (Comin-Chiaramonti et al., 2017).

Si riporta in <u>Allegato 5</u> lo schema finale contenente la profondità del sensore, il valore di temperatura misurata dal sensore, lo spessore di ogni strato di suolo e i parametri fisici del terreno. Per gli strati che hanno un intervallo di ammissibilità, si è scelto inizialmente il valore intermedio all'interno di tale intervallo.

5.2 Verifica dell'altezza del manto nevoso e del profilo di temperatura

Si è proceduto a una simulazione includendo i parametri indicati nei capitoli precedenti.

Il periodo scelto per le analisi va da agosto 2012 a luglio 2019, in funzione della disponibilità della serie storica dei dati, sia meteorologici che del permafrost. I risultati sono visibili in **Figura 34** e **Figura 35**.

In **Figura 34** sono rappresentati i dati di altezza neve misurati dalla stazione meteorologica (azzurro) e i valori di altezza neve simulati dal modello (arancione).



Figura 34 - Grafico dell'altezza della neve misurata (linea blu) e dell'altezza della neve simulata (linea azzurra) da agosto 2012 a luglio 2019

Dal grafico si vede come il profilo del manto nevoso simulato assomiglia a quello misurato (ha una correlazione di 0.83), ma l'altezza massima della neve è sovrastimata rispetto a quella reale. Per l'esattezza, sull'intero periodo la differenza media tra i due profili è di 83,4 cm e ha una deviazione standard di 78 cm.

In Figura 35, in cui sono rappresentati i dati di temperatura misurati dal sensore posto a 2 cm di profondità (in blu) e i valori simulati di temperatura del suolo a 2 cm di profondità (in rosso).



Figura 35 - *Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (T 2 cm misurata) e simulata (T 2 cm simulata) completo (in alto) e ingrandito sullo lo 0°C (in basso)*

Si può notare nei grafici di **Figura 35** il tipico profilo termico del permafrost (§ <u>1.3.2</u>). Sono ben distinguibili i periodi in cui la neve non è presente (fine luglio \div ottobre) da quelli in cui in cui è presente la copertura nevosa (novembre \div luglio). Infatti, nel primo caso sono ben visibili i cicli diurni della temperatura mentre, nel secondo caso, questi cicli cessano, e la temperatura si stabilizza. Tuttavia, il profilo di temperatura simulato risulta sovrastimato rispetto a quello misurato sia d'estate, il periodo senza neve, che d'inverno, il periodo con neve (con l'eccezione dell'inverno 2015/2016).

In inverno, la sovrastima della temperatura nel suolo può essere dovuta alla sovrastima dell'altezza del manto nevoso, in quanto nella simulazione questo ha isolato termicamente il terreno più di quanto ha fatto il manto nevoso osservato, mantenendo la temperatura nel suolo più elevata di quella misurata.

In estate, è ben visibile come la temperatura simulata a 2 cm di profondità d'estate sia di molto più elevata di quella misurata (nell'estate 2018 la temperatura simulata supera di 15°C la temperatura misurata).

Occorre quindi migliorare i parametri che influenzano il profilo di temperatura e l'altezza del manto nevoso.

5.3 Calibrazione del modello

Al fine di analizzare nel dettaglio i parametri di input che hanno causato queste due sovrastime si è utilizzato uno schema di calibrazione dei parametri del modello analogo a quello seguito nei capitoli 4.4 e 4.6. Tutte le simulazioni sono state eseguite sui sette anni di dati (2012÷2019).

Radiazione solare

Si sono analizzati i dati di radiazione solare i quali, come si è detto, sono stati presi dalla stazione Sestriere-Banchetta. Una differenza importante di questa stazione rispetto alla stazione del Colle Sommeiller è che la stazione del Sestriere-Banchetta è posta sulla sommità di un versante, mentre la stazione del Colle Sommeiller si trova in una conca naturale.

Non disponendo dei dati per effettuare un confronto quantitativo tra le due radiazioni, si è supposto qualitativamente che la stazione di Sestriere Banchetta riceva un irraggiamento solare maggiore della stazione del Colle Sommeiller. Si sono effettuate dieci simulazioni, in ognuna delle quali i dati di radiazione solare in input sono stati ridotti di un progressivo 5%. Si è così individuato che la simulazione nella quale il profilo di temperatura a 2 cm di profondità ha la minor differenza media e minore deviazione standard, rispetto a quello misurato, si ottiene con una riduzione della radiazione solare in input al modello del 30% (Δ T medio = 1,1°C e deviazione standard = 4°C).

Precipitazione

Come si è scritto all'inizio del capitolo 5, poiché la stazione non è dotata di pluviometro riscaldato si è utilizzato il dato di neve fresca trattato (§ 4.7), utilizzando un valore iniziale provvisorio per la densità della neve fresca pari a 100 kg/m³.

Per individuare ora il valore ottimale di densità della neve fresca si è seguita la stessa procedura utilizzata nel capitolo 4.7. Come riportato nel capitolo 1.4, la densità della neve fresca varia tra 20 e 150 kg/m³ e, in particolare per le Alpi, la densità media della neve fresca è di 68 kg/m³ (Helfricht et al., 2018).

Si sono quindi eseguite sei simulazioni in ognuna delle quali si è utilizzato, per la conversione neveacqua, un diverso valore di densità della neve fresca. I valori usati sono stati 50, 60, 70, 80, 90 e 100 kg/m³, e si è scelto il valore di 50 kg/m³ in quanto i valori di altezza della neve presentavano la correlazione più elevata, pari a 0,85.

Conduttività e capacità termica del suolo

Si sono realizzate ventotto simulazioni per verificare quali fossero i valori di capacità e conduttività termica dei primi 25 cm di suolo (detriti superficiali sciolti) con i quali meglio si approssimava il profilo di temperatura a 2 cm di profondità con i dati misurati.

Si sono analizzati i valori di: capacità termica pari a 1,3 - 1,9 - 2,2 - 2,6 W/mK, e di conduttività termica pari a 0,4 - 0,7 - 0,9 - 1,2 - 1,-2,1 - 2,5 MJ/m³K.

Si è effettuata una simulazione per ogni combinazione di questi valori e dalle analisi è risultato evidente che, per tutte le combinazioni di valori di conduttività o di capacità termica utilizzate:

- in presenza di neve il profilo di temperatura invernale non cambia in modo sostanziale, e che
- in assenza di neve il modello sovrastima comunque la temperatura estiva diurna.

Si è quindi deciso di utilizzare i valori di capacità e conduttività termica con i quali il modello fornisce una temperatura di output a 2 cm di profondità che più si avvicinano al valore misurato di temperatura estiva notturna ($\frac{5.4.1}{1}$). Conseguentemente, i valori scelti di conduttività e capacità termica da utilizzare nel modello (implementando l'<u>Allegato 5</u>) sono:

- Da 0 a 25 cm (due strati di detriti superficiali sciolti)
 - \circ conduttività termica = 0,4 W/m·K
 - o capacità termica = $1,3 \text{ MJ/m}^3 \cdot \text{K}$
- Da 25 cm a 1,5 metri (due strati di carniola molto alterata)
 - o conduttività termica = 1,8 W/m·K
 - \circ capacità termica = 2,3 MJ/m³·K
- Da 1,5 metri a 10 metri (otto strati di carniola fratturata)
 - o conduttività termica = $1,9 \text{ W/m} \cdot \text{K}$
 - o capacità termica = 2,3 MJ/m³·K
- Da 10 metri a 50 metri (tredici strati di carniola compatta)
 - o conduttività termica = 2,1 W/m·K
 - o capacità termica = 2,4 $MJ/m^3 \cdot K$
- Da 50 metri a 100 metri (otto strati di quarziti)
 - o conduttività termica = 5 W/m·K
 - o capacità termica = $3 \text{ MJ/m}^3 \cdot \text{K}$.

Strati orizzontali nei primi 5 cm

Infine, per evitare che lo strato del modello dal quale sono presi i dati di output della temperatura a 2 cm di profondità fosse a diretto contatto con l'atmosfera, e quindi più sensibile agli effetti della radiazione solare e della temperatura dell'aria, si sono aggiunti all'<u>Allegato 5</u> otto strati orizzontali di suolo nei primi 5 cm. Questi strati hanno spessore (dall'alto verso il basso): 4 mm, 4 mm, 5 mm, 5 mm, 4 mm, 8 mm, 10 mm e 10 mm. Tutti gli strati hanno una temperatura iniziale di 5.5°C (temperatura tratta dal sensore posto a 2 cm di profondità).

5.4 Altezza del manto nevoso e profilo di temperatura

I risultati della simulazione che integra tutte le modifiche presentate nel capitolo precedente sono visibili in **Figura 36** e in **Figura 37**.

In **Figura 36** sono rappresentati i dati di altezza neve misurati dalla stazione meteorologica (azzurro) e i valori di altezza neve simulati dal modello (arancione). Si può osservare come il modello restituisca un altezza della neve che:

- nei tre inverni dal 2012 al 2015 è sovrastimata, e come conseguenza la data di completa fusione nivale è in ritardo rispetto alla realtà;
- nell'inverno 2015/2016 appare fedele alla realtà, e in misura minore nell'inverno 2016/2017;
- nei due inverni dal 2017 al 2019 è sottostimata, ciononostante la data di completa fusione nivale è molto vicina a quella misurata.



Figura 36 - *Grafico dell'altezza della neve misurata (linea blu) e dell'altezza della neve simulata (linea azzurra) da agosto 2012 a luglio 2019*

Assumendo che il modello operi in maniera corretta, una possibile spiegazione per questo fenomeno è che, negli anni dal 2012 al 2015, presso la stazione del Colle Sommeiller il vento avesse un'intensità superiore a quella registrata presso il Rifugio Vaccarone, quindi abbia rimosso una quantità di neve maggiore di quella che il modello ha simulato. Il vento sarebbe stato pressoché identico nell'inverno 2015/2016, mentre dal 2016 al 2019 il vento presso il Rifugio Vaccarone avrebbe avuto un'intensità superiore a quella del Colle Sommeiller, provocando nella simulazione la conseguente sottostima.



In Figura 37, in cui sono rappresentati i dati di temperatura misurati dal sensore posto a 2 cm di profondità (in blu) e i valori simulati di temperatura del suolo a 2 cm di profondità (in rosso).

Figura 37 - *Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (T 2 cm misurata) e simulata (T 2 cm simulata) completo (in alto) e ingrandito sullo lo 0°C (in basso)*

Come si può osservare, il profilo di temperatura a 2 cm di profondità presenta una sovrastima rilevante nel periodo in assenza di neve (analisi dettagliata nel § 5.4.1), mentre nel periodo in presenza di neve sono presenti anni in cui il profilo è simile a quello misurato e altri anni in cui si discosta in maniera rilevante (analisi dettagliata nel § 5.4.2).

5.4.1 Analisi della temperatura in assenza di neve

È risultato evidente, nel corso delle analisi, che il modello sovrastima la temperatura diurna simulata a 2 cm di profondità in assenza di neve. Tale sovrastima è costante in tutte le simulazioni che sono state effettuate, pertanto si è ritenuto necessario approfondire con delle analisi l'entità di tale sovrastima.

L'analisi è stata effettuata sui dati di temperatura riportati in Figura 37. Come discriminante per separare i dati in presenza di neve da quelli in assenza di neve, si è imposto di prendere i dati quando:

- il valore dell'altezza di neve simulata dal modello è pari a 0 cm,
- il valore dell'altezza di neve misurata è inferiore a 10 cm (al fine di includere anche i valori estivi in presenza di brevi nevicate).

È risultata una popolazione totale di 11854 set di dati, in cui ogni set di dati contiene :

- il dato orario di radiazione solare globale registrato al Sestriere Banchetta (ridotto del 30% per adattarlo alle condizioni del Colle Sommeiller),
- il dato orario di temperatura misurata a 2 cm di profondità,
- il valore orario di temperatura simulata a 2 cm di profondità.

Si sono quindi analizzati separatamente i dati notturni, diurni e orari.

Analisi dei dati notturni

Si è quindi proceduto all'analisi dei dati notturni, quando il valore di radiazione solare è pari a 0 W/m². Su una popolazione di 5474 set di dati, è risultato che il valor medio della differenza tra la temperatura simulata a 2 cm di profondità e quella reale è pari a -0,2°C, con una deviazione standard di 1,48°C. In Figura 38 è possibile vedere come la retta che interpola i dati di temperatura (simulata e misurata) abbia un coefficiente angolare di 1,04°C e un valore dell'ordinata all'origine pari a 0,28°C.



Figura 38 – Grafico in cui è visualizzata la funzione di interpolazione lineare dei dati di temperatura notturna a 2 cm di profondità simulata e misurata

Risulta evidente da queste analisi che il modello simula con grande precisione la temperatura a 2 cm di profondità nelle ore notturne, coerentemente con la scelta fatta nel capitolo <u>5.3</u>.

Analisi dei dati diurni

Si è poi proceduto all'analisi dei dati diurni, ossia quando il valore di radiazione solare era maggiore di 100 W/m² (in modo da escludere l'alba e il crepuscolo dalle analisi). Su una popolazione di 4806 set di dati, è risultato che il valor medio della differenza tra la temperatura simulata a 2 cm di profondità e quella reale è pari a 13,3°C, con una deviazione standard di 6,86°C. Quindi il modello non riesce a simulare con precisione la temperatura a 2 cm di profondità nelle ore diurne.

In Figura 39 è possibile vedere come la retta che interpola i dati di temperatura abbia un coefficiente angolare di 1,3°C e un valore dell'ordinata all'origine pari a 11°C.



Figura 39 - *Grafico in cui è visualizzata la funzione di interpolazione lineare dei dati di temperatura diurna a 2 cm di profondità simulata e reale*

Si è riportato nel grafico di Figura 40 il numero di ore alle quali la differenza tra il valore di temperatura simulato e misurato è (arrotondando) pari alla classe indicata in **Tabella 5**.



Figura 40 – Grafico del numero di ore in cui la differenza tra il valore di temperatura simulato e misurato è pari alla classe

Classe	n° di dati
0	86
5	531
10	1028
15	1120
20	1131
25	751
30	148
35	7

Tabella 5 - Il nº di ore alle quali la differenza tra il valore di temperatura simulato e misurato è (arrotondando) pari alla classe

Da queste analisi risulta evidente che il modello non simula correttamente la temperatura estiva diurna.

Analisi dei dati orari

Ora	Radiazione solare media [W/m ²]	T _{misurata} media [°C]	T _{simulata} media [°C]	T _{simulata} -T _{misurata} media [°C]	Deviazione standard [°C]	n° di dati
00:00	0	2,7	2,1	-0,5	1,2	477
01:00	0	2,2	1,7	-0,5	1,2	482
02:00	0	1,9	1,4	-0,5	1,2	484
03:00	0	1,5	1,0	-0,5	1,2	479
04:00	0	1,2	0,7	-0,5	1,2	480
05:00	1	1,0	0,6	-0,4	1,3	483
06:00	12	0,9	0,6	-0,2	1,5	489
07:00	85	1,2	2,4	1,2	2,5	482
08:00	271	1,8	7,5	5,7	4,2	497
09:00	382	2,9	13,5	10,6	5,2	496
10:00	455	4,4	18,8	14,4	6,0	511
11:00	493	6,2	22,7	16,5	6,8	508
12:00	497	8,0	25,5	17,5	6,5	521
13:00	465	9,3	26,2	16,9	6,8	511
14:00	418	10,4	25,9	15,5	6,3	525
15:00	330	10,7	23,8	13,1	5,9	508
16:00	227	10,7	20,8	10,1	4,9	517
17:00	120	9,7	16,4	6,7	4,0	500
18:00	43	8,1	12,0	3,9	3,2	494
19:00	5	6,5	8,4	1,9	2,3	486
20:00	0	5,4	6,1	0,7	1,6	485
21:00	0	4,5	4,6	0,1	1,4	479
22:00	0	3,8	3,5	-0,3	1,3	482
23:00	0	3,2	2,8	-0,4	1,2	478

Sono state effettuate analisi analoghe per ogni ora del giorno. I risultati sono raccolti in Tabella 6.

Tabella 6 – Risultati delle analisi effettuate sulle 24 ore sui dati di temperatura a 2 cm di profondità in assenza di neve

Come risulta dalla **Tabella 6**, nelle ore in cui la radiazione solare è assente (dalle 20:00 alle 4:00) la differenza tra la temperatura simulata e misurata è compresa tra $0,7^{\circ}$ C e $-0,5^{\circ}$ C, con una deviazione standard compresa tra $1,6^{\circ}$ C e $1,2^{\circ}$ C. Questo conferma l'attendibilità del modello nelle ore notturne.

Nelle ore crepuscolari (in cui la radiazione solare è inferiore a 100 W/m^2) la differenza tra la temperatura simulata e la temperatura reale è ancora piuttosto contenuta:

- dalle 5:00 alle 7:00 la differenza tra la temperatura simulata e la temperatura reale è compresa tra -0,4°C e 1,2°C, con una deviazione standard compresa tra 1,3°C e 2,5°C;
- dalle 18:00 alle 19:00 la differenza tra la temperatura simulata e la temperatura reale è compresa tra 3,9°C e 1,9°C, con una deviazione standard compresa tra 3,2°C e 2,3°C.

Infine, nelle ore in cui la radiazione solare è superiore a 100 W/m² (dalle 08:00 alle 17:00) la differenza tra la temperatura simulata e la temperatura reale è compresa tra 5,7°C e 17,5°C, con una deviazione standard compresa tra 4°C e 6,8°C. Questo conferma la sovrastima della temperatura simulata dal modello nelle ore diurne.

5.4.2 Analisi della temperatura in presenza di neve

Sono state eseguite delle analisi analoghe nei periodi in presenza di neve. Come discriminante, per separare i set di dati orari in assenza di neve da quelli in presenza di neve, si sono presi i dati:

- quando il valore dell'altezza di neve simulata dal modello è maggiore di 10 cm,
- quando il valore dell'altezza di neve misurata è maggiore di 10 cm,
- quando l'escursione termica giornaliera dei dati misurati e simulati è inferiore a 1°C, in modo da utilizzare i dati solo quando la neve applica appieno il suo potere isolante.

È risultata una popolazione di 41368 set di dati orari. Ogni set di dati conteneva il dato orario di temperatura reale misurata a 2 cm di profondità e il dato orario di temperatura simulata a 2 cm.

I risultati delle analisi e il confronto coi grafici di Figura 36 e Figura 37 sono presentate in Tabella 7.

Inverno	n° di dati	T _{simulata} -T _{misurata} media [°C]	Deviazione standard [°C]	Commenti
2012/2013	6084	0,3	0,5	Il profilo simulato ha sovrastimato quello misurato. Questo è causato della sovrastima dell'altezza del manto nevoso simulato. Infatti, tale sovrastima ha isolato termicamente il terreno più di quanto ha fatto il manto nevoso osservato, mantenendo la temperatura simulata nel suolo più elevata di quella misurata.
2013/2014	6126	0,1	0,5	Il profilo simulato è fedele ma non registra il brusco calo della temperatura registrato a dicembre 2013. Questa mancanza è dovuta alla sovrastima dell'altezza del manto nevoso simulato in quel mese, che ha provocato lo stesso fenomeno citato per l'inverno 2012/2013 per il solo mese di dicembre.
2014/2015	5225	-0,1	0,4	Il profilo simulato risulta fedele ai dati misurati
2015/2016	6382	-0,6	0,7	Il profilo simulato ha sottostimato quello misurato. Tuttavia il valore minimo simulato e misurato coincide. Questo è un parametro sufficiente per considerare l'output del modello attendibile, poiché il valore minimo
2016/2017	6028	-0,5	0,9	di temperatura invernale a 2 cm di profondità (ossia la temperatura GST), è proprio la WEqT (§ <u>1.3.2</u>), che è uno dei principali indici usati per le analisi del permafrost.
2017/2018	5373	-0,01	0,8	Il profilo simulato risulta fedele ai dati misurati
2018/2019	6160	-0,1	0,2	Il profilo simulato risulta fedele ai dati misurati

41368

Tabella 7 – Risultati e commenti delle analisi sui dati di temperatura a 2 cm di profondità in presenza di neve

6 APPLICAZIONE DEL MODELLO: SCENARI FUTURI

Il lavoro svolto nei precedenti capitoli, ovvero la scelta di un modello di simulazione della temperatura nel sottosuolo, discussa nel capitolo $\underline{3}$, e l'applicazione di questo modello nei siti del Passo del M. Moro ($\underline{\$}$ <u>4</u>) e del Colle Sommeiller ($\underline{\$}$ <u>5</u>), hanno avuto come obiettivo valutare quanto il modello numerico GEOtop simulasse adeguatamente la temperatura nel suolo e il parametro più critico ovvero l'altezza del manto nevoso, confrontando gli output modellistici con i dati misurati dagli strumenti posti in loco. Questo lavoro è stato propedeutico all'applicazione del modello GEOtop in un particolare scenario climatico futuro ($\underline{\$}$ <u>2.2</u>), argomento del presente capitolo.

6.1 Dati meteo climatici

Abbiamo visto come il modello GEOtop necessiti di differenti parametri meteorologici (temperatura dell'aria, umidità,vento precipitazione tra i principali) come input per la simulazione. Nei capitoli precedenti questi dati sono stati forniti al modello a partire dea grandezze effettivamente misurate dalle stazioni meteorologiche poste nelle vicinanze del punto di simulazione. In questo capitolo invece, i dati meteorologici sono stati forniti a GEOtop come risultato della simulazione di un particolare modello climatico che è stato fatto girare sotto uno specifico scenario climatico, ovvero l'RCP 4.5 (§ <u>2.2</u>). Dal momento che i Modelli Climatici Globali (GCM) hanno risoluzioni spaziali molto basse (circa 100 km) risultano inadatti allo scopo prefisso in questo lavoro.

Il Modello Climatico Regionale scelto per questo lavoro è COSMO CLM. Questo è un modello climatico regionale non idrostatico di predizione del sistema atmosferico, sviluppato dal CMCC nell'ambito del Consorzio CLM-Community. La Climate Limited-area Modelling Community (CLM-Community) è una rete aperta e internazionale di scienziati che indagano il clima regionale attraverso lo sviluppo e l'applicazione del modello COSMO (COnsortium for SMall scale MOdelling) in modalità climatica. L'unione del lavoro delle due comunità (COSMO e CLM) ha dato vita al modello COSMO-CLM (www.clm-community.eu).

Il modello COSMO CLM è stato utilizzato per il downscaling dinamico del Modello Climatico Globale EC-EARTH. Questo significa che l'input del modello climatico regionale e le sue condizioni al contorno corrispondono all'output del modello climatico globale EC-EARTH. Il Modello Climatico Globale EC-EARTH è sviluppato dalla comunità EC-Earth, un consorzio su scala europea che ha l'obiettivo di promuovere la cooperazione internazionale e l'accesso alla conoscenza attraverso un'ampia base comune di dati. L'obiettivo principale di EC-Earth è sviluppare un Earth System Model (ESM) basato sul sistema di previsioni stagionali dell'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) al fine di fornire informazioni sul clima ai servizi che lavorano in ambito climatico e far avanzare la conoscenza scientifica sul sistema terrestre, sulla sua variabilità, prevedibilità e cambiamenti a lungo termine causato da forzanti esterne.

I domini spaziali disponibili sui quali è eseguito COSMO CLM sono:

- il dominio ALCOTRA-CLIMAERA, ad alta risoluzione temporale e spaziale (40 secondi e 8 km);
- il dominio EUROPEO, a minore risoluzione temporale e spaziale (100 secondi e 14 km).

I dati sono stati messi a disposizione dal progetto di cooperazione transfrontaliera tra Francia e Italia Interreg ALCOTRA-CLIMAREA (<u>https://www.climaera.eu/it/</u>) e tutti i campi meteorologici sono stati simulati su scala oraria all'interno dell'intero dominio ALCOTRA-CLIMAERA (**Figura 41**).



Figura 41 – Domini disponibili: ALCOTRA-CLIMAETRA in nero, EUROPEO in rosso (fonte: ARPA Piemonte)

Lo scenario di concentrazione dei gas climalteranti utilizzato per le proiezioni è l'IPCC RCP 4.5 (§ <u>2.2</u>). Gli anni per i quali si sono ottenuti i dati meteo climatici sono l'anno 2013 medio, utilizzato come simulazione di controllo, l'anno 2030 medio e l'anno 2050 medio. Gli anni sono stati forniti come anno mediato (di 365 giorni) tra i seguenti:

- <u>Simulazione 2013</u>: 2011-2012-2013-2014-2015;
- <u>Simulazione 2030</u>: 2028-2029-2030-2031-2032;
- <u>Simulazione 2050</u>: 2048-2049-2050-2051-2052.

Per ogni simulazione è stato considerato un anno di spin up in aggiunta ai cinque anni (rispettivamente, quindi, l'anno 2010 per la simulazione 2013, l'anno 2027 per la simulazione 2030 e l'anno 2047 per la simulazione 2050). Per ogni anno di dati sono stati ottenuti i seguenti parametri: temperatura dell'aria [°C], precipitazione liquida [mm/h], velocità del vento [m/s], umidità relativa [%] e radiazione solare diretta [W/m²] sulle due località del Passo del M. Moro e del Colle Sommeiller.

Tuttavia, prima di procedere alla simulazione climatica ($\S 6.5$), tre condizioni devono essere necessariamente verificate:

- che il modello simuli adeguatamente i parametri richiesti (§ <u>4</u>, § <u>5</u>),
- i limiti nell'utilizzo di un anno mediato (§ <u>6.2</u>),
- che i dati meteo climatici utilizzati siano coerenti con la realtà (§ <u>6.3</u>, § <u>6.4</u>).

6.2 Verifica dell'anno medio

Come riportato nel capitolo <u>6.1</u>, i dati meteo climatici a disposizione sono forniti per questo lavoro come anno mediato (di 365 giorni) sul periodo di un quinquennio. Tuttavia, il permafrost ha una grande inerzia termica e fenomeni climatici manifestano i loro effetti sulla temperatura del suolo a distanza di anni. Inoltre, l'utilizzo di un anno medio non rappresenta propriamente la coerenza giornaliera dei dati, soprattutto di quei parametri meteorologici che non hanno una definita variabilità stagionale o un ciclo diurno/notturno. Occorre quindi essere sicuri che la simulazione di un singolo anno sia rappresentativa del periodo analizzato.

Per cercare di avere una sensibilità su quanto l'output di GEOtop derivante da un input di tipo "anno medio" si discosti dall'output di GEOtop come media di un input fatto da cinque anni singoli ("media degli anni"), si sono quindi eseguite due simulazioni ad hoc sul sito del Passo del M. Moro e sul Colle Sommeiller con i dati misurati nel passato.

Il periodo scelto per le analisi va dal 01/01/2011 al 31/12/2015 e coincide col periodo di controllo dei dati meteo climatici (§ <u>6.1</u>). In ogni sito sono stati utilizzati gli stessi parametri di configurazione applicati nelle simulazioni finali del Passo del M. Moro (§ <u>4.7</u>) e del Colle Sommeiller (§ <u>5.4</u>).

La prima simulazione è stata eseguita su un singolo anno di riferimento, utilizzando come input i dati della stazione meteorologica nel quinquennio 2011/2015 mediati in un solo anno di dati orari (analogamente ai dati meteorologici forniti dal modello climatico).

La seconda simulazione è stata eseguita su sei anni, dal 01/08/2010 al 31/07/2016, utilizzando come input i dati della stazione meteorologica. Dall'output (l'altezza del manto nevoso e la temperatura a 2 cm di profondità) sono stati esclusi i mesi del 2010 e del 2016 e i cinque anni rimanenti sono stati quindi mediati in un singolo anno di dati.

In entrambi i siti è stata valutata l'altezza del manto nevoso e al Colle Sommeiller anche la temperatura a 2 cm di profondità. I risultati delle due simulazioni sono quindi stati confrontati con:

- l'altezza del manto nevoso, misurata dalle stazioni meteorologiche, nel quinquennio 2011/2015 mediata in un solo anno di dati (Figura 42 e Figura 43),
- la temperatura a 2 cm di profondità, misurata dalla stazione di monitoraggio, nel quinquennio 2011/2015 mediata in un solo anno di dati (Figura 44).

Passo del M. Moro

Al Passo del M. Moro è stato eseguito il confronto per quanto concerne l'altezza del manto nevoso. In **Figura 42** osserviamo:

- l'altezza del manto nevoso misurata dalla stazione meteorologica nel quinquennio 2011/2015 mediata in un solo anno di dati (linea blu),
- l'altezza del manto nevoso simulata su un anno solo utilizzando come input i dati della stazione meteorologica del quinquennio 2011/2015 mediati in un solo anno (analogamente ai dati meteorologici forniti dal modello climatico) (linea rossa),
- l'altezza del manto nevoso simulata su cinque anni utilizzando come input i dati della stazione meteorologica nel quinquennio 2011/2015. L'output è stato quindi mediato in un solo anno di dati (linea arancione).



Figura 42 - *Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu), simulata utilizzando in input i dati medi (linea rossa) e simulata mediando i dati di output (linea arancione) al Passo del M. Moro da da agosto a luglio*

In Figura 42 si può osservare come entrambe le simulazioni rappresentino adeguatamente il profilo medio del manto nevoso misurato. Tuttavia il profilo rosso (in cui sono mediati i dati di input) appare più corretto del profilo arancione (in cui sono mediati i dati di output), il quale infatti non riesce neanche a riprodurre la fusione estiva della neve.

Infatti, la differenza tra il profilo misurato (blu) e il profilo arancione è pari a 22,7 cm e ha una deviazione standard di 30,3 cm, mentre la differenza tra il profilo misurato (blu) e il profilo rosso è pari a 2,2 cm e ha una deviazione standard di 22,8 cm.

Da Figura 42 risulta quindi più rappresentativo "l'anno medio" rispetto alla "media degli anni".

Colle Sommeiller

Al Colle Sommeiller è stato eseguito il confronto per quanto concerne sia l'altezza del manto nevoso che la temperatura a 2 cm di profondità. Analogamente al grafico precedente, in Figura 43 e Figura 44 osserviamo:

- l'altezza del manto nevoso (Figura 43) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 44) misurata dalle stazioni nel quinquennio 2011/2015 mediata in un anno (linea blu),
- l'altezza del manto nevoso (Figura 43) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 44) simulata su un anno solo utilizzando come input i dati della stazione meteorologica del quinquennio 2011/2015 mediati in un solo anno (analogamente ai dati meteorologici forniti dal modello climatico) (linea rossa),
- l'altezza del manto nevoso (Figura 43) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 44) simulata su cinque anni utilizzando come input i dati della stazione meteorologica nel quinquennio 2011/2015. L'output è stato quindi mediato in un solo anno di dati (linea arancione).



Figura 43 - *Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu), simulata utilizzando in input i dati medi (linea rossa) e simulata mediando i dati di output (linea arancione) al Colle Sommeiller da agosto a luglio*

In Figura 43 si può osservare come entrambe le simulazioni sovrastimino il profilo medio del manto nevoso misurato. Tuttavia la data di completa fusione nivale del profilo rosso (in cui sono mediati i dati di input) è più corretta di quella del profilo arancione (in cui sono mediati i dati di output).

La differenza tra il profilo misurato (blu) e il profilo arancione è pari a 22,9 cm e ha una deviazione standard di 26,1 cm, mentre la differenza tra il profilo misurato (blu) e il profilo rosso è pari a 23,1 cm e ha una deviazione standard di 27,7 cm.

Da **Figura 43** risulta quindi come la simulazione dell'"anno medio" e la "media degli anni" simulati siano praticamente coincidenti, pur sovrastimando di circa 20-30 cm il profilo medio misurato.


Figura 44 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (linea blu), simulata utilizzando in input i dati medi (linea rossa) e simulata mediando i dati di output (linea arancione) al Passo del M. Moro da da agosto a luglio

Per l'analisi sul profilo di temperatura ci si è concentrati esclusivamente sul periodo in presenza di neve (dal 1 novembre al 20 giugno), in quanto il più importante per le analisi sul permafrost e in quanto il modello non simula adeguatamente la temperatura in assenza di neve (\S <u>5.4.1</u>).

In Figura 44, quindi, si può osservare come entrambe le simulazioni riproducano adeguatamente il profilo medio di temperatura misurata a 2 cm di profondità, con l'eccezione del periodo da novembre a gennaio nel quale per molti anni è stato presente uno strato molto sottile di manto nevoso che ha contribuito ad abbassare le temperature nel suolo. In ogni caso, il profilo arancione (in cui sono mediati i dati di output) appare più corretto del profilo rosso (in cui sono mediati i dati di input), in quanto molte piccole variazioni di temperatura nel profilo misurato (blu) si individuano anche nel profilo arancione.

Infatti, la differenza tra il profilo misurato (blu) e il profilo arancione è pari a $0,08^{\circ}$ C e ha una deviazione standard di $0,52^{\circ}$ C, mentre la differenza tra il profilo misurato (blu) e il profilo rosso è pari a $0,44^{\circ}$ C e ha una deviazione standard di $0,56^{\circ}$ C.

Da Figura 44 risulta quindi più rappresentativo la "media degli anni" rispetto all "anno medio".

Conclusione

In sintesi, nei tre casi analizzati risulta come in un caso sia più rappresentativo "l'anno medio" (Figura 42), in un caso sia la "media degli anni" (Figura 44) e nell'ultimo siano coincidenti (Figura 43).

Dal momento che lo scopo principale di questa analisi è finalizzata a valutare se "l'anno medio" simulato può essere rappresentativo dell'andamento medio di un quinquennio, il risultato, seppur ottenuto in modo empirico e limitatamente a questi punti di misura/osservazione, è decisamente incoraggiante. Infatti, anche quando "l'anno medio" è risultato il meno rappresentativo (Figura 44), si discosta comunque dalla "media degli anni" di una quantità ragionevolmente bassa (0.36°C).

6.3 Verifica nel periodo di controllo

Appurato quindi che l'utilizzo di un anno medio in input non va a inficiare troppo da un punto di vista fisico l'output del modello GEOTop, si sono quindi eseguite due simulazioni nel futuro, una per ciascun sito di studio, utilizzando i dati meteo climatici messi a disposizione dal progetto CLIMAREA.

Il periodo scelto per le analisi va da inizio agosto a fine luglio dell'anno seguente. Come nel capitolo <u>6.2</u>, nei due siti sono stati utilizzati gli stessi parametri di configurazione applicati nelle simulazioni finali del Passo del M. Moro (§ <u>4.7</u>) e del Colle Sommeiller (§ <u>5.4</u>). I parametri meteorologici di input, come indicato nel capitolo <u>6.1</u>, sono: temperatura dell'aria [°C], precipitazione liquida [mm/h], velocità del vento [m/s], umidità relativa [%] e radiazione solare diretta [W/m²]. Ai valori di questi parametri, come nei capitoli <u>4.3</u> e <u>5.2</u>, non è stata applicata alcuna modifica.

Passo del M. Moro

I risultati per il Passo del M. Moro sono visibili in Figura 45, in cui è rappresentata:

- l'altezza del manto nevoso misurata dalla stazione meteorologica nel quinquennio 2011/2015 mediata in un solo anno di dati (linea blu),
- l'altezza del manto nevoso simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2011/2015 ("periodo di controllo") mediati in un solo anno (linea rossa).



Figura 45 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Passo del M. Moro da agosto a luglio

In Figura 45 si vede come il profilo del manto nevoso simulato assomiglia a quello misurato (ha una correlazione di 0.91), ma l'altezza della neve simulata è sovrastimata. Per l'esattezza, sull'intero periodo la differenza media tra i due profili è di circa 155,3 cm, ovvero il 130% in più.

Colle Sommeiller

I risultati per il Colle Sommeiller sono visibili in Figura 46 e Figura 47, in cui sono rappresentati:

- l'altezza del manto nevoso (Figura 46) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 47) misurata dalle stazioni nel quinquennio 2011/2015 mediata in un anno (linea blu),
- l'altezza del manto nevoso (Figura 46) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 47) simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2011/2015 ("periodo di controllo") mediati in un anno (linea rossa).



Figura 46 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Colle Sommeiller da agosto a luglio



Figura 47 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Colle Sommeiller da agosto a luglio

Dal grafico di **Figura 46** si vede come il profilo del manto nevoso simulato non assomiglia molto a quello misurato (ha una correlazione di 0.63), e l'altezza della neve è sovrastimata rispetto a quella misurata. Per l'esattezza, sull'intero periodo la differenza media tra i due profili è di circa 220 cm, ovvero il 346% in più. Questo errore chiaramente si ripercuote sul profilo di temperatura di **Figura 47**.

Occorre quindi migliorare i parametri che influenzano il profilo di temperatura e l'altezza del manto nevoso.

6.4 Calibrazione del modello

Al fine di analizzare nel dettaglio i parametri di input che hanno causato queste sovrastime si è utilizzato uno schema di calibrazione dei parametri del modello analogo a quello seguito nel capitolo <u>5.3</u>. L'unico parametro su cui si è lavorato è stata la precipitazione liquida in ingresso, in quanto la radiazione solare, a differenza di quella globale utilizzata nei capitoli 4 e 5, è diretta e, non avendo alcun strumento di misurazione in loco con cui confrontare il dato simulato dal modello climatico con quanto misurato, si è dovuto assumere non fosse soggetta ad errori (a differenza di quella nei § <u>4.6</u> e § <u>5.3</u>).

In relazione alla precipitazione liquida fornita dal modello climatico, invece, è risultato come sia nel periodo di controllo sia decisamente sovrastimata rispetto a quella misurata. Questo si osserva in **figura 48** al Passo del M. Moro e in **Figura 50** al Colle Sommeiller, in cui si è confrontata la cumulata mensile della precipitazione delle tre serie meteo climatiche con quella (di riferimento) utilizzata nelle simulazioni finali del Passo del M. Moro (§ <u>4.7</u>) e del Colle Sommeiller (§ <u>5.4</u>).



Passo del M. Moro

Figura 48 – Precipitazione cumulata mensile al Passo del M. Moro nei tre scenari e cumulata mensile di riferimento

Come si può osservare, l'andamento nei tre periodi simulati dal modello climatico non è rappresentativo della precipitazione cumulata utilizzata nella simulazione del Passo del M. Moro ($\frac{4.7}{2}$).

E' quindi necessario fare un'operazione di eliminazione del bias (*bias correction*), tra modello climatico e dati osservati, assumendo che la sovrastima della precipitazione sia dovuta a ragioni intrinseche alla dinamica del modello climatico e/o ad una rappresentazione dell'orografia non realistica, tutti fattori che si ripercuotono identici sia per il periodo presente che per quello futuro (Argueso et al., 2013).

Per operare la *bias correction* a livello locale si è confrontata la precipitazione cumulata annua di riferimento (pari a 884 mm) con la precipitazione cumulata annua dei dati meteo climatici 2011/2015 (pari a 1925 mm). Dal momento che dovrebbero coincidere, e che il rapporto tra i due valori è 0,46, si

sono eseguite due simulazioni nelle quali la precipitazione liquida dei dati meteo climatici in ingresso al modello era ridotta al 40% e al 50%.

Si è quindi scelto il 50% in quanto in questa simulazione il profilo di altezza del manto nevoso presentava la correlazione più elevata, pari a 0,91, e la minor differenza con il profilo misurato medio, pari a 4,4 cm.

I risultati sono visibili in Figura 49, in cui è rappresentata:

- l'altezza del manto nevoso misurata dalla stazione meteorologica nel quinquennio 2011/2015 mediata in un solo anno di dati (linea blu),
- l'altezza del manto nevoso simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2011/2015 mediati in un solo anno (linea rossa).



Figura 49 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Passo del M. Moro da agosto a luglio

Colle Sommeiller



Figura 50 - Precipitazione cumulata mensile al Colle Sommeiller nei tre scenari e cumulata mensile di riferimento

Come si può osservare in Figura 50, anche in questo caso l'andamento nei tre periodi simulati dal modello climatico non è rappresentativo dell'andamento della cumulata precipitazione utilizzata nella simulazione del Passo del M. Moro (\S <u>4.7</u>). Anche considerando che si tratta della cumulata della precipitazione nevosa convertita in acqua, trascurando quindi i mesi estivi, nei mesi invernali la differenza tra i tre scenari e la cumulata di riferimento è rilevante.

Si è quindi confrontata la precipitazione cumulata annua di riferimento (pari a 428 mm) con la precipitazione cumulata annua dei dati meteo climatici 2011/2015 (pari a 1449 mm). Dal momento che dovrebbero coincidere, e che il rapporto tra i due valori è 0.3, si sono eseguite due simulazioni nelle quali la precipitazione liquida dei dati meteo climatici in ingresso al modello era ridotta al 20%, al 30% e al 40%. Dopo queste tre simulazioni, tuttavia, si è ristretto ulteriormente il campo a una riduzione compresa tra il 35% e 40%, effettuando quindi due ulteriori simulazioni utilizzando i valori di 35% e 37,5%. Si è infine scelto il valore di 37,5% ,in quanto:

- il profilo di altezza del manto nevoso simulato presentava:
 - con il profilo misurato medio, la correlazione più elevata, pari a 0,97, e la minor differenza tra i due profili, pari a 184,3 cm;
 - con il profilo rosso di Figura 43, la correlazione più elevata, pari a 0,98, e la minor differenza tra i due profili, pari a 46,9 cm;
- il profilo di temperatura a 2 cm di profondità simulata presentava:
 - con il profilo misurato medio, la correlazione più elevata, pari a 0,68, e la minor differenza tra i due profili, pari a 0,2°C;
 - con il profilo rosso di Figura 44, la correlazione più elevata, pari a 0,76, e la minor differenza tra i due profili, pari a 1,1°C.

I risultati per il Colle Sommeiller sono visibili in Figura 51 e Figura 52, in cui sono rappresentati:

- l'altezza del manto nevoso (Figura 51) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 52) misurata dalle stazioni nel quinquennio 2011/2015 mediata in un anno (linea blu),
- l'altezza del manto nevoso (Figura 51) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 52) simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2011/20152 mediati in un anno (linea rossa).



Figura 51 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Colle Sommeiller da agosto a luglio



Figura 52 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Colle Sommeiller da agosto a luglio

6.5 Altezza del manto nevoso e profilo di temperatura per il 2030 e 2050

La configurazione scelta nel capitolo precedente per i dati di precipitazione meteo climatici nel quinquennio 2011/2015 è stata applicata anche nelle simulazioni dell'anno medio dei quinquenni 2028/2032 e 2048/2052, assumendo che la sovrastima effettuata dal modello climatico sia costante in tutte le sue simulazioni. A titolo esplicativo, per il 2030 si riporta il file *geotop.inpts* per il Passo del M. Moro in Allegato 6 e per il Colle Sommeiller in Allegato 7.

Passo del M. Moro

I risultati per il Passo del M. Moro sono visibili in Figura 53, in cui è rappresentata:

- l'altezza del manto nevoso simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2011/2015 mediati in un solo anno (linea rossa),
- l'altezza del manto nevoso simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2028/2032 mediati in un solo anno (linea arancione).
- l'altezza del manto nevoso simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2048/2052 mediati in un solo anno (linea verde).



Figura 53 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa), simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2028/2032 (linea arancione) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2048/2052 al Passo del M. Moro da agosto a luglio

Confrontando le finestre temporali future utilizzate in queste simulazione, il grafico sembra suggerire una diminuzione progressiva dell'altezza del manto nevoso mano a mano che ci si sposta verso fine secolo. Inoltre, l'abbassamento dell'altezza della neve sembra provocare una fusione nivale sempre più precoce. Questo è in linea con le previsioni sulla precipitazione nevosa riportate nel capitolo <u>2.3</u>, in particolare con quanto riportato da Morán-Tejeda et al. (2013).

Il profilo del 2050 è particolarmente rilevante. A fine autunno, infatti, nel 2050 la neve potrebbe iniziare ad accumularsi mediamente più tardi rispetto al presente e al 2030. Questo, sommato alla diminuzione delle precipitazioni previste dal modello climatico (circa 11% in meno), comporta che nel 2050 l'altezza

minima per garantire il completo isolamento termico del suolo (circa 90 cm, § 1.3.2, § 1.4) dovrebbe essere raggiunta con un ritardo di circa un mese rispetto al 2030 (circa 40 giorni rispetto al presente).

Questo particolare aspetto potrebbe ripercuotersi sulle temperature del suolo provocando un abbassamento della temperatura negli strati superficiali, dal momento che nei mesi di dicembre e gennaio la temperatura dell'aria è inferiore a 0°C,. Tale situazione può essere osservata nelle analisi effettuate al Colle Sommeiller, dove si è eseguita anche la simulazione per la temperatura a 2 cm (Figura 55).

Colle Sommeiller

I risultati per il Colle Sommeiller sono visibili in Figura 54 e Figura 55, in cui sono rappresentati:

- l'altezza del manto nevoso (Figura 54) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 55) simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2011/2015 mediati in un solo anno (linea rossa),
- l'altezza del manto nevoso (Figura 54) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 55) simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2028/2032 mediati in un solo anno (linea arancione).
- l'altezza del manto nevoso (Figura 54) e la temperatura a 2 cm di profondità (Figura 55) simulata su un anno solo utilizzando come input i dati meteo climatici del quinquennio 2048/2052 mediati in un solo anno (linea verde).



Figura 54 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa), 2028/2032 (linea arancione) e 2048/2052 (linea verde) al Colle Sommeiller da agosto a luglio

Dal momento che i dati a disposizione sono esclusivamente meteorologici può avere un senso valutare quantitativamente l'altezza del manto nevoso prevista negli scenari futuri. Tuttavia, questo non vale per la stima della temperatura a 2 cm di profondità. Infatti, non disponendo dei dati futuri di temperatura del suolo, in tutte le simulazioni si è utilizzata la temperatura iniziale di agosto 2011. Quindi i profili di temperatura del grafico di Figura 55 devono essere analizzati qualitativamente, non quantitativamente.



Figura 55 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa), 2028/2032 (linea arancione) e 2048/2052 (linea verde) al Colle Sommeiller da agosto a luglio

L'andamento dell'altezza del manto nevoso al Colle Sommeiller (Figura 54) è in parte diverso da quello al Passo del M. Moro (Figura 53). Infatti, mentre al Passo del M. Moro si osserva una diminuzione dell'altezza della neve tra il presente (linea rossa) e il 2030 (linea arancione), al Colle Sommeiller questo non viene osservato anzi, da aprile a luglio 2030 l'altezza del manto nevoso simulata è superiore all'attuale.

Per il 2050 invece, vale lo stesso ragionamento fatto per il Passo del M. Moro. Anche al Colle Sommeiller, a fine autunno la neve inizierà ad accumularsi mediamente più tardi rispetto al presente e al 2030. I dati meteo climatici non riportano una rilevante diminuzione delle precipitazioni (circa 4,6% in meno), tuttavia il fatto che l'altezza massima del manto nevoso sia inferiore rispetto a quella del Passo del M. Moro implica che nel 2050 l'altezza minima per garantire il completo isolamento termico del suolo (circa 90 cm, § 1.3.2, § 1.4) sarà raggiunta a fine gennaio, con un ritardo di circa 30 giorni rispetto al 2030 e al presente.

Questo si ripercuote decisamente sulle temperature del suolo (**Figura 55**). Dal momento che nei mesi di novembre, dicembre e gennaio la temperatura dell'aria è inferiore a 0°C, nel 2050 la concomitanza con un'altezza del manto nevoso di 20-30 cm inferiore provoca un deciso abbassamento della temperatura a 2 cm di profondità. Questo sembra non verificarsi per il 2030, in quanto il profilo di temperatura è molto simile a quello presente (hanno una correlazione di 0,94 e la differenza media tra i due profili è di 0,11°C con una deviazione standard di 0,25°C).

7 CONCLUSIONI

Premessa

Nel presente lavoro di tesi è stata affrontata la tematica legata all'analisi dell'evoluzione del permafrost, elemento chiave della criosfera utile anche per valutare gli effetti del cambiamento climatico. Infatti, come illustrato nel capitolo <u>1.2</u>, il suo delicato equilibrio termico lo rende particolarmente sensibile al riscaldamento globale. Di conseguenza, è di grande rilievo stimare gli impatti futuri del cambiamento climatico sull'evoluzione del permafrost (§ <u>2.3</u>). Un possibile metodo di analisi di tali conseguenze è quello di effettuare implementazioni modellistiche di tipo numerico, utili per simulare il comportamento del permafrost e alle quali si possono applicare contestualmente le indicazioni derivanti dagli scenari climatici futuri.

Il modello che è stato scelto per questo scopo è "GEOtop" (§ <u>3.3</u>), un modello idrologico distribuito, sviluppato dal gruppo di ricerca del Dipartimento di Ingegneria Civile Ambientale e Meccanica della Facoltà di Ingegneria dell'Università di Trento, progettato specificamente per l'uso in aree montane. Si tratta quindi uno strumento adatto anche a studi sul permafrost nell'area alpina piemontese. Infatti, il modello tiene conto dei parametri meteorologici e topografici che hanno una grande incidenza sul permafrost (§ <u>1.4</u>) ed è in grado di simulare l'equilibrio termico superficiale del suolo-sottosuolo (§ <u>1.2</u>).

Trattandosi di una prima applicazione in via sperimentale nel territorio piemontese, l'obiettivo principale del presente lavoro non è tanto quello di ottenere un risultato numerico assoluto, ma è piuttosto finalizzato alla conoscenza approfondita del modello scelto (nei limiti dell'accessibilità al codice) acquisendo, in modo specifico, sensibilità nella calibrazione dei numerosi parametri di input e verificandone l'efficienza nel simulare due elementi imprescindibili per lo studio del permafrost: il profilo dell'altezza del manto nevoso e la temperatura superficiale a 2 cm di profondità.

Il lavoro di calibrazione è stato effettuato testando i parametri richiesti dal modello, utilizzando i dati misurati in campo sia come input per la catena modellistica, sia in fase di verifica per il confronto dei risultati ottenuti dalle simulazioni modellistiche ($\S 4$, $\S 5$). Si è compiuto inoltre un tentativo di stima dei due parametri sopracitati utilizzando i dati meteo climatici del modello regionale COSMO-CLM, all'interno dello scenario climatico RCP 4.5 per gli anni 2030 e 2050, al fine di verificare le capacità e potenzialità del modello GEOtop nel simulare una condizione futura ($\S 6$).

La procedura di analisi ha incluso le seguenti fasi di lavoro:

- configurazione del modello per il sito in esame;
- analisi delle criticità emerse dalla prima simulazione;
- calibrazione dei parametri attraverso processi iterativi di messa a punto e verifica dei risultati su brevi periodi;

- consolidazione dei parametri testati con migliore approssimazione tra simulazione e misure (approccio empirico);
- applicazione dei parametri consolidati per simulazioni su periodi più lunghi.

Sono state prese in esame due aree campione in cui sono presenti sia una stazione di monitoraggio meteorologico sia una stazione di monitoraggio del permafrost:

- 1. il sito del Passo del M. Moro, situato al confine tra Piemonte e Svizzera nell'alta Valle Anzasca (quota 2870 m slm, Comune di Macugnaga, VB);
- 2. il sito del Colle Sommeiller, situato al confine tra Piemonte e Francia nell'alta Val di Susa (quota 2981 m slm, Comune di Bardonecchia, TO).

I due siti, appartenenti entrambi alla rete di monitoraggio di Arpa Piemonte, sono appositamente selezionati in quanto caratterizzati da una diversa dotazione strumentale e da diversa lunghezza della serie storica dei dati registrati. Ciò ha consentito, contestualmente alla calibrazione dei parametri, di valutare l'efficienza del modello in siti con differenti qualità e quantità di dati misurati in campo.

Passo del M. Moro

La stazione meteorologica del sito del Passo del M. Moro è una tra le più dotate dal punto di vista strumentale ed è tra le più longeve della rete regionale gestita da Arpa Piemonte. La stazione dispone pertanto di una lunga serie storica di dati (dal 1988) per numerosi sensori meteo (inclusa l'altezza della neve misurata tramite nivometro ultrasonico). Grazie a tali premesse è stato possibile arrivare a simulare il decennio più recente (2009÷2019) in un unica corsa del modello (§ <u>4.7</u>), implementando contemporaneamente tutti i parametri meteorologici richiesti dal modello stesso: temperatura dell'aria, precipitazione liquida, umidità relativa, radiazione solare globale, intensità e direzione del vento.

In considerazione dell'abbondanza di dati meteorologici, durante l'applicazione al sito del Passo del M. Moro particolare attenzione è stata prestata alla corretta modellizzazione del profilo del manto nevoso, in quanto il modello GEOtop non accetta come dato di input l'altezza neve misurata dal nivometro ma bensì il dato di precipitazione liquida misurato dal pluviometro. Un test è stato effettuato anche utilizzando come dato di input la trasformazione sintetica della neve fresca in acqua liquida (SWE – Snow Water Equivalent) (§ <u>4.7</u>). Seppur con alcune imprecisioni, in entrambe le modalità il profilo del manto nevoso simulato è risultato rappresentativo del profilo reale, con una correlazione media di 0,91 e una differenza media rispetto al profilo misurato dal nivometro di 12 cm.

I risultati delle simulazioni delle temperature del suolo a 2 cm di profondità sono stati confrontati con i dati misurati dalla stazione di monitoraggio del permafrost, i cui dati validi sono disponibili solo per il periodo $2011 \div 2014$. Dal confronto è emerso che esiste una buona correlazione nel periodo invernale in presenza del manto nevoso, mentre forti scostamenti sono osservabili nel periodo estivo in assenza di neve a causa delle sovrastime di temperatura del modello (§ 4.6).

Colle Sommeiller

Il sito del Colle Sommeiller rappresenta bene le condizioni più comuni di monitoraggio nelle aree montane, in quanto la stazione meteorologica è strumentata con sensori presenti in molte stazioni di alta quota che misurano esclusivamente l'altezza del manto nevoso, l'umidità relativa e la temperatura dell'aria. Non è pertanto disponibile in loco il dato di intensità del vento, un parametro importante per la valutazione dello spessore della neve, e la misura della radiazione solare, fondamentale per analizzare sia la fusione del manto nevoso sia l'equilibrio termico del suolo. Essendo assente anche il pluviometro riscaldato, poiché la stazione è posta in località remota e quindi alimentata con pannello fotovoltaico, non sono disponibili i dati di precipitazione liquida. Nell'implementazione del modello GEOtop, quindi, per i parametri mancanti sono stati utilizzati i dati strumentali di altre due stazioni meteorologiche di Arpa Piemonte, ubicate in siti il più possibile confrontabili dal punto di vista microclimatico col sito del Colle Sommeiller. Per l'intensità del vento si è considerata la stazione del Rifugio Vaccarone, distante 6 km dal Colle Sommeiller, e per la radiazione solare globale la stazione di Sestriere Banchetta, distante 18 km. La precipitazione liquida è stata derivata dal dato di neve fresca misurata al Colle Sommeiller trasformata in SWE (§ <u>5</u>, § <u>5.3</u>).

Grazie alla stazione di monitoraggio del permafrost del Colle Sommeiller, che dispone di una serie di dati di temperatura nel sottosuolo sufficientemente lunga e completa (dal 2012), è stato possibile arrivare a simulare gli ultimi sette anni (2012÷2019) in un unica corsa del modello (§ <u>5.4</u>). In questo sito, oltre all'altezza del manto nevoso, si è focalizzata l'attenzione in particolare sulla valutazione dell'efficienza di GEOtop nella modellizzazione della temperatura superficiale a 2 cm di profondità, dal momento che il suolo è stato parametrizzato con grande dettaglio (<u>Allegato 3</u>).

La scelta di concentrarsi sull'analisi della temperatura superficiale è legata al fatto che gli scambi energetici più importanti tra atmosfera e litosfera avvengono proprio lungo la superficie di interfaccia del suolo. Sono comunque elaborate dal modello anche le temperature più profonde (la modellizzazione del Passo del M. Moro arriva a una profondità di 30 m e quella del Colle Sommeiller a 100 metri).

Anche nel sito del Colle Sommeiller i risultati si sono mostrati in linea con quelli del Passo del M. Moro. Seppur con alcune imprecisioni il profilo del manto nevoso simulato è risultato rappresentativo del profilo reale (\S <u>5.4</u>), ed esiste una buona correlazione tra la temperatura a 2 cm simulata e quella misurata in presenza del manto nevoso (\S <u>5.4.2</u>), mentre nel periodo caratterizzato da assenza di neve si osservano forti scostamenti a causa delle sovrastime di temperatura da parte del modello (\S <u>5.4.1</u>).

Stime per il 2030 e 2050

Anche dal capitolo 6 emerge come il modello, con le dovute calibrazioni, si configuri come un buon strumento per lavorare in modalità predittiva. La calibrazione compiuta nel capitolo 6.3 ha interessato esclusivamente i dati meteo climatici, in quanto sono stati interpolati su un singolo punto a partire da

una rete a maglia larga 8 km che quindi non può tenere conto delle variabilità dovute all'orografia locale, più che sul modello.

Anche se l'obiettivo primario di questo lavoro di tesi non era quello di quantificare l'impatto del cambiamento climatico sul permafrost alpino piemontese, considerato che gli strumenti utilizzati sono relativamente nuovi ma anche che i punti di misura analizzato sono solo due, si possono fare alcune considerazioni qualitative sui risultati mostrati dal modello GEOtop in modalità climatica per il 2030 e 2050. I risultati, che riguardano sia l'altezza del manto nevoso che la temperatura a 2 cm nei due siti, mostrano che nei prossimi decenni sia l'altezza del manto nevoso che la temperatura superficiale invernale media del suolo diminuirà (§ <u>6.5</u>). In particolare, benché quest'ultimo aspetto appaia in contrasto con alcuni studi recenti (come **Bisckaborn et al., 2019**) che analizzano il riscaldamento del permafrost a livello globale, tuttavia a piccola scala appare coerente, in quanto a queste quote una diminuzione del manto nevoso invernale implica un abbassamento della temperatura media invernale nel suolo.

Naturalmente avendo condotto l'analisi solo su due punti di misura non è possibile trarre conclusioni generali su quale sarà la consistenza del permafrost alpino in piemonte nei prossi decenni. Per questa ragione, dopo aver verificato che la metodologia è valida, sarebbe auspicabile estendere la stessa a zone più ampie del territorio Alpino utilizzando una maggiore varietà di modelli e scenari climatici come "driver" per GeoTOP. A quel punto le considerazioni generali sull'andamento futuro del permafrost alpino saranno sicuramente più solide.

Problematiche riscontrate

Una breve menzione meritano alcune problematiche riscontrate. La prima è che l'algoritmo di GEOtop resta di difficile comprensione per utenti non esperti nel linguaggio di programmazione, pertanto la sua implementazione è complessa per coloro che desiderano utilizzarlo e non hanno a disposizione il tempo di studiarlo a fondo. Conseguentemente, questa limitazione ha reso necessario calibrare alcuni parametri in modo talvolta empirico (§ 4.4, § 4.6, § 5.3, § 6.4).

La seconda è l'impossibilità di fornire come dato al modello l'altezza del manto nevoso. Considerata la sua importanza (§ <u>1.3.2</u>, § <u>1.4</u>), il manto nevoso ha un'incidenza fondamentale sull'equilibrio termico del suolo, per cui errori, o imprecisioni da parte del modello, nella simulazione del manto nevoso rispetto al dato misurato comportano inevitabilmente discrepanze tra la temperatura superficiale simulata e quella misurata. Sarebbe opportuno che, nei siti in cui si ha la disponibilità di questi dati, il modello possa ricevere direttamente l'altezza del manto nevoso come dato di input, anziché calcolarlo.

Anche la radiazione solare ha un grande impatto sulla temperatura superficiale, e ciò si evidenzia in modo particolare nei periodi senza neve. La terza problematica è, infatti, l'impossibilità di essere riusciti a ottenere un risultato soddisfacente, nei mesi in assenza di neve, di temperatura superficiale. In alcuni

mesi estivi, infatti, la temperatura superficiale simulata raggiunge picchi oltre 30 gradi superiori ai valori misurati (\S <u>5.4.1</u>). Questo è sicuramente un aspetto che deve essere ancora approfondito e sviluppato.

Un'altra problematica è quella legata alla parametrizzazione del suolo. Una delle caratteristiche di GEOtop è che lo spessore degli strati di suolo forniti al modello (§ <u>4.1</u>, § <u>5.1</u>) è stabilito in modo arbitrario dall'utente. Si è appurato, infatti, che l'arbitrarietà della stratigrafia in input fa sì che differenti spessori (aventi le medesime proprietà fisiche) nella stessa porzione di suolo generino differenti output. Inoltre, benché si disponesse di buone conoscenze riguardo alla stratigrafia presente nei due siti (<u>Allegato 2</u> e <u>Allegato 4</u>), è stato comunque necessario lavorare a lungo per individuare i valori di conduttività e capacità termica meglio rappresentativi (§ <u>4.4</u>, § <u>4.6</u>, § <u>5.3</u>).

Va sottolineato, comunque, che la modellizzazione degli scambi energetici tra suolo e atmosfera non è un obiettivo semplice da raggiungere. Dunque, quanto sopra riportato non è una critica nei confronti di coloro che hanno fatto un grande lavoro nel realizzare e implementare questo modello ma è un suggerimento a tenere in considerazione questi aspetti che sono emersi nel corso del presente lavoro per le future implementazioni di GEOtop.

Prospettive future

Visti i risultati positivi, le prospettive future che scaturiscono da questo lavoro di tesi sono le seguenti. Innanzitutto occorre lavorare sulle incertezze individuate (la neve come input al modello, la temperatura superficiale estiva, la parametrizzazione del suolo) nei siti oggetto di studio, in quanto è fondamentale risolvere ogni incertezza relativa alle applicazioni modellistiche in corrispondenza delle stazioni meteorologiche e di monitoraggio del permafrost (punti misura).

Infatti, l'obiettivo per il futuro è quello di realizzare una modellizzazione del permafrost estesa sull'intero l'arco alpino piemontese, sulla quale sarà applicato in 2D quanto eseguito in 1D in questo lavoro, e nella quale questi punti saranno semplici nodi. Il modello deve poter rappresentare quanto meglio possibile la situazione sui punti di misura in modo da limitare al massimo l'incertezza nella simulazione che verrà effettuata laddove non si potrà disporre di reali misurazioni per validare il risultato modellistico e si procederà quindi per interpolazione.

In questa prospettiva, occorre migliorare la precisione nei punti misura in modo da arrivare gradualmente alla maggiore distribuzione areale possibile, dopo aver raggiunto la massima confidenza sul modello. Dal momento che il terreno su cui saranno effettuate queste modellizzazioni è particolarmente articolato (arco alpino sopra i 2500 metri), occorrerà valutare anche l'ampiezza della maglia sulla quale lavorare e il metodo da utilizzare per interpolare i dati atmosferici e termici dalle stazioni meteorologiche e di monitoraggio.

Il lavoro da fare è ancora molto, e questo lavoro di tesi è stato solo il primo passo verso la realizzazione di una modellizzazione regionale che abbia come scopo valutare gli effetti del cambiamento climatico sulle Alpi piemontesi e, quindi, l'impatto che avranno sul nostro territorio. Tuttavia, citando un antico proverbio cinese sempre attuale, *"anche il viaggio più lungo, comincia col primo passo"*.

ALLEGATI

1	
! Passo del M. Moro	
!	!
! BASIC CONTROLS	!
TimeStepEnergyAndWater	= 3600
InitDateDDMMYYYYhhmm	= 01/08/2009 00:00
EndDateDDMMYYYYhhmm	= 31/07/2019 23:00
NumSimulationTimes	= 1
DtPlotPoint	= 1
PointSim	= 1
WaterBalance	= 1
EnergyBalance	= 1
StandardTimeSimulation	= 0
! INPUT FILES AND HEADE	RS!
MeteoFile	= "passomoro_0809_0719p08xNEVFRES"
Latitude	= 45.99
Longitude	= 7.97
NumberOfMeteoStations	=]
MeteoStationStandard I ime	=0
MeteoStationCoordinateX	= 420/93
MeteoStationCoordinateY	= 5094227
MeteoStationLatitude	= 45.997
MeteoStationLongitude	= 7.977
MeteoStationElevation	= 2820
MeteoStationSkyViewFactor	
MeteoStation Wind VelocitySenso	r Height = 4
MeteoStation I emperatureSensor	Height $= 3$
Lapse Rate I emp	= 5.5
HorizonMeleoStationFile	$=$ hor_0001
v min Dilasia	= 0.3
KHIMIN	= 10
HeaderDateDDMMYYYYhhmn	nMeteo = "Date"
HeaderAirTemp	= "AirT"
HeaderIPrec	= "PrecI"
HeaderWindVelocity	= "WindS"
HeaderWindDirection	= "WindDir"
HeaderRH	= "RelHum"
HeaderSWglobal	= "SWglobal"
RicalculateCloudiness	= 0
PointFile	= "listpoints"
HeaderPointID	= "ID"
HeaderCoordinatePointX	= "X"
HeaderCoordinatePointY	= "Y"
HeaderPointElevation	= "ele"
HeaderPointSlope	= "slp"
HeaderPointAspect	= "asp"
HeaderPointSkyViewFactor	= "sky"
HeaderPointHorizon	11 11
	= "nor"
SuccessfulRunFile	= "_SUCCESSFUL_RUN"

! HORIZON FILES	
HorizonPointFile	= "hor_"
HeaderHorizonAngle	= "az"
HeaderHorizonHeight	= "el"
8	
I ENERGY BALANCE	
I WinDeremeterization	-0
	- 9
WomnObuknov	- 2
! WATER BALANCE	!
FreeDrainageAtBottom	=0
FreeDrainageAtLateralBorder	= 1
! LAND COVER	!
SoilRoughness	= 10
ThresSnowSoilRough	= 2.
AlbExtParSnow	= 2
SoilAlbVicDm	-0.40
SollAlbNUDDer	- 0.40
	- 0.40
SollAlbviswet	= 0.05
SoilAlbNIRWet	= 0.05
SoilEmissiv	= 0.94
! SOIL DEFINITION	!
InitWaterTableHeightOverTopo	Surface $= 300000$
SoilLayerThicknesses	= 50,100,600,750,1500,3000,1000,1000,1000,4000,5000,4000,7000
InitSoilTemp	= 9,7,4,4,2,4,1,-0,2,-0,3,-0,2,-0,3,-0,27,-0,18,-0,25,-0,4
ThermalConductivitySoilSolids	= 2.1
ThermalCapacitySoilSolids	= 2700000
ThetaRes	= 0.002
ThetaSat	= 0.03
AlphaVanGanuchtan	-0.001
NVanConvolton	-1.2
	- 1.2
VerticalHydrConductivity	= 0.000001
NormalHydrConductivity	= 0.000001
LateralHydrConductivity	= 0.000001
! SNOW DEFINITION	!
RoughElemXUnitArea	= 0
RoughElemDiam	= 0
ThresTempRain	= 3
ThresTempSnow	= -1
DewTempOrNormTemp	= 0
MaxSnowPorosity	= 0.7
ThreeSnowSoilRough	= 600
1 messilo w Son Kough	000
1	
College and The Definition	
SollAveraged I empProfileFile	
SoilPlotDepths	= 20,500,1000,2000,4500,6500,7500,8500,11000,15500,20000,28999
DefaultSoil	= 0
DateSoil	= 1
IDPointSoil	= 2
TempSoil	= 3
-	
! OUTPUT SNOW	!
DtPlotPoint	= 1
PointOutputFile	= "output/SnowPoint"
DatePoint	= 1
SnowDepthPoint	= 2
Show Dopun onit	2

Cantiere Passo di M. Moro (VB)	N. sondaggio S1
Committente ARPA PIEMONTE	Scala sondaggio 145
Perforatore sig. Zambelli Giuliano	Geologo Fabio Baio, Michele Suardi
Coord.	Quota (p.c.) 2870 m
Metodo perf. distruzione di nucleo con martello f.f. DTH	Data ultimazione Agosto 2009

Profondita'	Potenza	Stratigrafia	Descrizione do og		Termometro	Scala 1:145
4.00	4.00		Ortogneiss grigio scuro, molto duro		0.5m - t1 1m - t2 1.5m - t3 2.0m - t4 2.5m - t5 2.75m - t6 3m - t7 3.25m - t8	1
e.00	2.00		Ortogneiss con tracce di umidità nei cuttings		3.5m - t9 5m - t10	5
0.00			Ortogneiss compatto, grigio scuro		7m-t11	7 8 9
					10m - t12	10 11
	13.00				12m - t13	12 13
					14m - t14	14
					15m - t15	15
					16m - t16	17
					17m - t17 18m - t18	18
19.00	1.00		Ortogneiss leggermente fratturato			20
-20.00-			Ortogneiss compatto, duro, grigio scuro		20m - t19	21
					22m - t20	22
	10.00				25m - t21	24 25 26 27
					27m - t22	28 29
30.00		NON NO		30.0		30

۱	1
! Colle Sommeiller	·
!	!
! BASIC CON	VTROLS!
I imeStepEnergyAndWater	= 3600 = 01/08/2012 00.00
EndDateDDMMY Y Y Y Innmm	= 01/08/2012 00:00 = 31/07/2010 22:00
NumSimulationTimes	= 31/07/2019 23.00 = 1
DtPlotPoint	= 1
PointSim	= 1
WaterBalance	= 1
EnergyBalance	= 1
StandardTimeSimulation	= 0
! INPUT FILES A	AND HEADERS!
MeteoFile	= "sommeiller_0812_0719"
	= 45.13
Longitude	= 6.84
NumberOfMeteoStations	
MeteoStationStandard I ime	= 0 - 220261
MeteoStationCoordinateX	- 330301 - 4000825
MeteoStationCoordinate 1 MeteoStationLatitude	= 4599835 = 45 131612
MeteoStationLongitude	= 6.842692
MeteoStationElevation	= 2981
MeteoStationSkyViewFactor	= 1
MeteoStationTemperatureSenso	rHeight = 4
LapseRateTemp	= 5.5
HorizonMeteoStationFile	= "hor 0001"
Vmin	= 0.5
RHmin	= 10
HeaderDateDDMMYYYY hhmi	mMeteo = "Date"
HeaderAir I emp	= "Airl"
HeaderIPrec	= "INEVFRES" - "WindS"
Header PH	- whiles - "Pallum"
HeaderSWglobal	- Kelfulli - "SWglobal"
Headers w global	– Swglobal
PointFile	= "listpoints"
HeaderPointID	= "ID"
HeaderCoordinatePointX	= "X"
HeaderCoordinatePointY	= "Y"
HeaderPointElevation	= "ele"
HeaderPointSlope	= "slp"
HeaderPointAspect	= "asp"
HeaderPointSkyViewFactor	= "sky"
HeaderPointHorizon	= "hor"
SuccessfulPunFile	= " SUCCESSEUL DIN"
FailedRunFile	= _SUCCESSFUL_KUN = " FAILED RUN"
! HORIZON F	ILES!
HorizonPointFile	= "hor "
HeaderHorizonAngle	= "az"
HeaderHorizonHeight	= "el"
! ENERGY BA	ALANCE!

LWinParameterization	= 9
MoninObukhov	= 2
	-
! WATER BA	ALANCE!
FreeDrainageAtBottom	=1
FreeDrainageAtLateralBorder	=1
! LAND CO	VER!
SoilRoughness	=10
ThresSnowSoilRough	=2
AlbExtParSnow	= 2
SoilAlbVisDry	= 0.40
SoilAlbNIRDry	= 0.40
SoilAlbVisWet	= 0.05
SoilAlbNIRWet	= 0.05
SoilFmissiv	= 0.94
Sontinissiv	0.71
I SOIL DEFIN	IITION!
Soill averNumber	= 33
InitWaterTableHeightOverTopo	$S_{\rm S}$
Soill averThicknesses	= 50,200,500,750,1500,1000,1500,1000,1000,1000
1500 1500 1000 1000 2500 500	- 50,200,500,750,1500,1000,1500,1000,1000,1000
InitSoilTemp	-55657504674021252002000,10000,10000,10000,0000,0000
	-5.5, 0.5, 7.5, 7.4, 0.7, 4.5, 2.1, 2.5, 2.7, 0.2, 0, 0, 0, 1, -0.25, -0.2, -0.25, -
-0.23,0.4,-0.2,-0.23,-0.23,-0.23,-	-0.15,-0.1,0,-0.05,-0.1,-0.1
	= 1.0, 1.0, 1.0, 1.0, 1.0, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9
2.1, 2.1, 2.1, 2.1, 2.1, 2.1, 2.1, 3, 3, 3, 5, 5, 5, 5	- 2200000 2200000 2200000 2200000 2200000 2200000 2200000 2200000 2200000
ThermalCapacitySoliSolids	= 2200000,2200000,2300000,2300000,2300000,2300000,2300000,2300000,2300000,2300000,2300000,2300000,2300000,2300000,230000000,230000000,2300000000
2300000,2300000,2300000,240	0000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,
2400000,2400000,2400000,240	0000,3000000,3000000,3000000,3000000,3000000
ThetaRes	= 0.002
ThetaSat	= 0.03
AlphaVanGenuchten	= 0.001
NVanGenuchten	= 1.2
VerticalHydrConductivity	= 10, 10, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0
0.01,0.01,0.01,0.01,0.01,0.001,0	0.001,0.001,0.001,0.001,0.001,0.001
NormalHydrConductivity	= 10, 10, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0
0.01,0.01,0.01,0.01,0.01,0.001,0	0.001,0.001,0.001,0.001,0.001,0.001
LateralHydrConductivity	= 10, 10, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0
0.01,0.01,0.01,0.01,0.01,0.001,0	0.001,0.001,0.001,0.001,0.001,0.001
! SNOW DEF	INITION!
RoughElemXUnitArea	=0
RoughElemDiam	= 0
ThresTempRain	= 3
ThresTempSnow	= -]
DewTempOrNormTemp	= 0
MaxSnowPorosity	= 0.25
ThresSnowSoilRough	= 600
C	
! BEDROCK DI	EFINITION!
InitSoilTempBedrock	= -0.1
1	
!	
POINT OUTPUT: SUBS	URFACE
!======================================	
! OUTPUT Se	OIL!
SoilAveragedTemnProfileFile	= "output/TempProfile"
SoilPlotDepths	= 20
DefaultSoil	= 0
DateSoil	= 1

IDPointSoil	= 2
TempSoil	= 3
! OUTPUT SNOW	!
DtPlotPoint	= 1
PointOutputFile	= "output/SnowPoint"
DatePoint	= 1
SnowDepthPoint	= 2

£

Cantiere Colle del Sommellier (TO)	N. sondaggio S1
Committente ARPA PIEMONTE	Scala sondaggio 475
Perforatore sig. Zambelli Giuliano	Geologo Michele Suardi
Coord.	Quota (p.c.) 2990 m
Metodo perf. distruzione di nucleo con martello f.f. DTH	Data ultimazione Settembre 2009

Profondita'	Potenza	Stratigrafia	Descrizione	Tubo Pead	Termometro	Rivestimento	Scala 1:475
0.30	0.30		Detriti superficiali sciolti		2.5m - t1		
1	_		Carniola giallastra molto alterata e fratturata		5m - t2	8	4
10.00	8.50		Carniola giallastra fratturata me meno alterata			10.	8
10.00	40.00		Carniola giallastra compatta		12m - t3 14m - t4 15m - t5 16m - t6 17m - t7 18m - t8 20m - t9 22m - t10 25m - t11 27m - t12 30m - t13 35m - t14 40m - t15		12 16 20 24 28 32 36 40 44 48
-50.00-			Quarziti chiare		• 50m - t14 •		52 56 60 64 68
	50.00	<pre>x x x x x x x x x x x x x x x x x x x</pre>			• 70m - t16 •		72
		<pre></pre>			- 80m - t17 ·		84 88
		<			- 90m - t18 -		92
100.00		<pre>x × × × × × × × × × × × × × × × × × × ×</pre>			• 95m - t19 •		96
100.00		K X X X X X X		100.00	100m - t20	L	100

٦

Profondità [mm]	Spessore strato [mm]	Temperatura [°C]	Profondità Sensore	Tipo di roccia	Caratteristiche fisiche		
0	50	5.5	0.02 m	Detriti	Permeabilità = 10 mm/s		
50	200	6,5	0,1 m	superficiali sciolti	Conducibilità = $0,4\div2,5$ W/mK Capacità = $1,3\div2,6$ MJ/m ³ K		
250	500	7,5	0,5 m	Carniola giallastra	Permeabilità = 10 mm/s		
750	750	9,4	1 m	molto alterata e fratturata	Conducibilità = 1,8 W/mK Capacità = 2,3 $MJ/m^{3}K$		
2000	1500	6,7	2 m				
4000	1000	4,9	3,5 m				
5500	1500	2,1	4,5 m	Carniola			
5500	1000	2,5	6 m	giallastra fratturata	Permeabilità = 10^{-1} mm/s		
6500	1000	2,9	7 m	ma meno	Conducibilita = 1.9 W/mK Capacità = $2.3 \text{ MJ/m}^3\text{K}$		
7500	1000	0,2	8 m	alterata			
8500	500	0	8.5 m				
9000	1000	0	9.5 m				
10000			.,				
11000	1000	0,1	10,5 m				
13500	2500	-0,25	12 m				
14500	1000	-0,2	14 m				
16000	1500	-0,2	15 m				
17500	1500	-0,25	17 m	Carniola	Permeabilità = 10^{-2} mm/s		
18500	1000	-0,2	18 m	giallastra compatta Conducibilità = 2 Capacità = 2,1÷2,	Conducibilità = $2,1\div 2,9$ W/mK Canacità = $2,1\div 2,4$ MI/m ³ K		
19500	1000	-0,25	19 m		_		
22000	2500	-0,2	20 m				
22000	5000	-0,25	25 m				
27000	5000	0,4	30 m				
32000	5000	-0,2	35 m				

45000	8000	-0,25	40 m		
45000	5000	-0,25	50 m		
50000	5000	-0,25	50 m		
55000	10000	-0,15	60 m		
65000	10000	-0,1	70 m		
75000	7000	0	80 m		Permeabilità = 10^{-3} mm/s
82000	5000	0.05	85 m	Quarziti chiare	Conducibilità = $5 \div 6 \text{ W/mK}$
87000	5000	-0,03	85 111		Capacita – 2,1 WiJ/III K
92000	5000	-0,1	90 m		
22000	3000	-0,1	93 m		
95000 100000	5000	-0,1	97 m		

!	!
Passo del M. Moro – So	cenario 2030
!	!
! BASIC CONTROLS	!
TimeStepEnergyAndWater	= 3600
InitDateDDMMYYYYhhmm	= 01/08/2031 00:00
EndDateDDMMYYYY hhmm	= 31/0/2032 23:00
NumSimulation I imes	
DiplotPoint	
PointSim WatarDalawaa	= 1
waterBalance	=] - 1
Energy Datance Standard Time Simulation	- 1
Standard TimeSimulation	-0
! INPUT FILES AND HEADE	RS!
MeteoFile	= " PMOR Meteo 20312032 p05x"
Latitude	= 45.99
Longitude	= 7.97
NumberOfMeteoStations	= 1
MeteoStationStandardTime	= 0
MeteoStationCoordinateX	= 420793
MeteoStationCoordinateY	= 5094227
MeteoStationLatitude	= 45.997
MeteoStationLongitude	= 7.977
MeteoStationElevation	= 2820
MeteoStationSkyViewFactor	= 1
MeteoStationWindVelocitySens	orHeight = 4
MeteoStationTemperatureSensor	rHeight $= 3$
LapseRateTemp	= 5.5
HorizonMeteoStationFile	= "hor_0001"
Vmin	= 0.5
RHmin	= 10
HeaderDateDDMMVVVVhhmr	nMeteo = "Date"
HeaderAirTemp	= "AirT"
HeaderIPrec	= "PrecI"
HeaderWindVelocity	= "WindS"
HeaderRH	= "RelHum"
HeaderSWdirect	= "SWdirect"
RicalculateCloudiness	=0
PointFile	= "listpoints"
HeaderPointID	= "ID"
HeaderCoordinatePointX	= "X"
HeaderCoordinatePointY	= "Y"
HeaderPointElevation	= "ele"
HeaderPointSlope	= "slp"
HeaderPointAspect	= "asp"
HeaderPointSkyViewFactor	= "sky"
HeaderPointHorizon	
SuccessfulRunFile	= " SUCCESSFUL RUN"
FailedRunFile	= "FAILED RUN"
! HORIZON FILES	
HorizonPointFile	= "hor_"
HeaderHorizonAngle	= "az"
HeaderHorizonHeight	= "el"

! ENERGY BALANCE	!
LWinParameterization	= 9
MoninObukhov	= 2
! WATER BALANCE	!
FreeDrainageAtBottom	= 0
FreeDrainageAtLateralBorder	=1
I I AND COVER	1
SoilPoughness	- 10
ThrosSnowSoilDough	- 10
All E-th Source	- 2
AlbextParSnow	
SoilAlbVisDry	= 0.40
SoilAlbNIRDry	= 0.40
SoilAlbVisWet	= 0.05
SoilAlbNIRWet	= 0.05
SoilEmissiv	= 0.94
! SOIL DEFINITION	!
InitWaterTableHeightOverTopo	Surface $= 300000$
Soill averThicknesses	= 50,100,600,750,1500,3000,1000,1000,1000,4000,5000,4000,7000
InitSoilTemp	= 0.7 4 4 2 4 1 0 2 0 3 0 2 0 3 0 27 0 18 0 25 0 4
Thermal Conductivity Soil Solida	- 2.1
ThermalConductivitySollSollds	- 2.1
ThermaiCapacitySollSollds	= 2/00000
ThetaRes	= 0.002
ThetaSat	= 0.03
AlphaVanGenuchten	= 0.001
NVanGenuchten	= 1.2
VerticalHydrConductivity	= 0.000001
NormalHydrConductivity	= 0.000001
LateralHydrConductivity	= 0.000001
5	
	!
RoughElemXUnitArea	= 0
RoughFlemDiam	
ThreeTempDain	- 2
ThreaTompSnow	- 1
Derer TempShow	
DewTempOrNormTemp	
MaxSnowPorosity	= 0./
ThresSnowSoilRough	= 600
!	
! POINT OUTPUT: SUBSURFA	ACE
!	
! OUTPUT SOIL	!
SoilAveragedTempProfileFile	= "output/TempProfile"
SoilPlotDepths	= 20
DefaultSoil	= 0
DateSoil	= 1
IDPointSoil	= 2
TompSoil	- 2
rempson	- 3
OUTPUT SNOW	!
DtPlotPoint	= 1
PointOutputFile	= "output/SnowPoint"
DatePoint	= 1
SnowDepthPoint	= 2

!	!
! Colle Sommeiller – Scena	ario 2030
!	!
! BASIC CON	TROLS!
TimeStepEnergyAndWater	= 3600
InitDateDDMMYYYYhhmm	= 01/08/2031 00:00
EndDateDDMMYYYYhhmm	= 31/07/2032 23:00
NumSimulationTimes	= 1
DtPlotPoint	= 1
PointSim	= 1
WaterBalance	= 1
EnergyBalance	= 1
StandardTimeSimulation	= 0
Sundard Thirdsmidiation	0
! INPUT FILES A	AND HEADERS!
MeteoFile	= " SOMM Meteo 2031 2032 p0375x"
Latitude	= 45.13
Longitude	= 6.84
NumberOfMeteoStations	= 1
MeteoStationStandardTime	= 0
MeteoStationCoordinateX	= 330361
MeteoStationCoordinateY	=4999835
MeteoStationLatitude	= 45 131612
MeteoStationLongitude	= 6.842692
MeteoStationElevation	= 2981
MeteoStationSkyViewFactor	= 1
MeteoStationTemperatureSensor	-1
Lanse Pate Temp	-55
Lapse Kate Felip	-5.5
NorizonWeteoStationFile	= 0.5
v min	= 0.5
KHmin	= 10
HeaderDateDDMMVVVVhhmn	nMeteo = "Date"
Header AirTemp	- "A in T"
HeaderIDree	
HeaderWindValasity	- Fleci - "Winds"
Leader DI	= "Rolling"
Header Wdinget	- Kelfulli - "SWdingst"
Headers w direct	= Swallect
PointFile	= "listpoints"
HeaderPointID	= "ID"
HeaderCoordinatePointY	
HeaderCoordinatePointX	$-\Lambda$
HeaderDointElevation	- 1 - "ala"
HeaderDointSlopo	
Header Doint A speet	- sip
Header OlinAspect	- asp - "-1"
HeaderPointSkyviewFactor	
HeaderPointHorizon	= "hor"
SuccessfulRunFile	= " SUCCESSFUL RUN"
FailedRunFile	= "FAILED RUN"
! HORIZON FI	ILES!
HorizonPointFile	= "hor "
HeaderHorizonAngle	= "az"
HeaderHorizonHeight	= "el"
C	
! ENERGY BA	LANCE!

LWinParameterization	= 9
MoninObukhov	= 2
! WATER BA	LANCE!
FreeDrainageAtBottom	= 1
FreeDrainageAtLateralBorder	= 1
	-
! LAND COV	VER!
SoilRoughness	= 10
ThresSnowSoilRough	= 2
AlbExtParSnow	= 2
SoilAlbVisDry	= 0.40
Soil AlbNIRDry	= 0.40
SoilAlbVisWet	= 0.05
SollAlbNIDWat	- 0.05
SollAldINIK wet	-0.03
Solicinissiv	- 0.94
I SOU DEEDN	ITION
Soll DEFIN	
	-55
Init water l'ableHeightOver l'opo	Surface = 150000
SollLayer I hicknesses	= 50,200,500,750,1500,1000,1500,1000,1000,1000
1500,1500,1000,1000,2500,5000	J,5000,5000,8000,5000,5000,10000,10000,7000,5000,5000
InitSoilTemp	= 5.5,6.5,7.5,9.4,6.7,4.9,2.1,2.5,2.9,0.2,0,0,0.1,-0.25,-0.2,-0.25,-0.2,-0.25,-0.2,
-0.25,0.4,-0.2,-0.25,-0.25,-0.25,-	0.15,-0.1,0,-0.05,-0.1,-0.1,-0.1
ThermalConductivitySoilSolids	= 1.6, 1.6, 1.8, 1.8, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9, 1.9
2.1,2.1,2.1,2.1,2.1,2.1,5,5,5,5,5,5	5,5,5
ThermalCapacitySoilSolids	= 2200000, 2200000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 230000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 23000000, 230000000000
2300000,2300000,2300000,2400	0000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,2400000,
2400000,2400000,2400000,2400	0000,3000000,3000000,3000000,3000000,3000000
ThetaRes	= 0.002
ThetaSat	= 0.03
AlphaVanGenuchten	= 0.001
NVanGenuchten	= 1.2
VerticalHydrConductivity	= 10, 10, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0.1, 0
0.01,0.01,0.01,0.01,0.01,0.001,0	.001,0.001,0.001,0.001,0.001,0.001
NormalHvdrConductivity	= 10.10.0.1.0.1.0.1.0.1.0.1.0.1.0.1.0.1.0
0.01.0.01.0.01.0.01.0.01.0.001.0	.001.0.001.0.001.0.001.0.001.0.001
LateralHvdrConductivity	= 10.10.01.0.1.0.1.0.1.0.1.0.1.0.1.0.1.0.
0.01.0.01.0.01.0.01.0.01.0.001.0	.001.0.001.0.001.0.001.0.001.0.001
! SNOW DEFI	NITION!
RoughElemXUnitArea	= 0
RoughElemDiam	= 0
ThresTempRain	= 3
ThresTempSnow	= -1
DewTempOrNormTemp	= 0
MaxSnowPorosity	= 0.25
ThresSnowSoilRough	= 600
! BEDROCK DE	EFINITION!
InitSoilTempBedrock	= -0.1
!	
POINT OUTPUT: SUBSU	URFACE
!======================================	
! OUTPUT SO	DIL!
SoilAveragedTempProfileFile	= "output/TempProfile"
SoilPlotDepths	= 20
1	
DefaultSoil	= 0
DateSoil	= 1
	-

IDPointSoil	=2
TempSoil	= 3
-	
! OUTPUT SNOW	!
DtPlotPoint	= 1
PointOutputFile	= "output/SnowPoint"
DatePoint	= 1
SnowDepthPoint	= 2

ELENCO DELLE FIGURE

CAPITOLO 1

Figura 1 - Distribuzione globale del permafrost (fonte: Street & Melnikov, 2018)	7
Figura 2 - Distribuzione del permafrost in Europa secondo la mappa circumpolare del permafrost IPA (fonte: Harris et al., 2009). Nella cartina sono evidenziate le aree di studio del progetto PACE (Permafrost And Climate in Europe).	8
Figura 3 - Alpine Permafrost Index Map (APIM), realizzata dall'Università di Zurigo (fonte: progetto PermaNET).	9
Figura 4 - Mappa 2015 di distribuzione potenziale del permafrost in Piemonte (fonte: ARPA Piemonte)	10
Figura 5 – Processi di scambio di energia sulla superficie del suolo (fonte: Staub, 2015)	. 11
Figura 6 – Profilo termico del permafrost (Bacchetta, 2014)	. 12
Figura 7 – Campo di misure BTS a maglia regolare in prossimità della stazione di monitoraggio del permafrost del Colle Sommeiller (fonte: ARPA Piemonte)	13
Figura 8 – Interpolazione GIS (mediante Kriging) dei dati BTS misurati al Colle Sommeiller il 03/2019	. 14
Figura 9 – Tipico regime termico della temperatura GST in aree di permafrost (Schoeneich, 2011)	. 16
Figura 10 – Paesaggio alpino in cui è presente una grande eterogeneità nella topografia del suolo e nella copertura nevosa (fonte: Staub, 2015)	18
Figura 11 – Grafico della temperatura del suolo e della radiazione solare nell'agosto 2012 alla stazione del Passo del M. Moro	19
CAPITOLO 2	
Figura 12 – Variazione della temperatura globale, dal 1880 ad oggi, rispetto al periodo di riferimento 1951- 1980 (fonte: nasa.gov/gistemp/graphs)	21
Figura 13 – L'effetto serra (fonte: IPCC, 1997)	22
Figura 14 - Forzante radiativa stimata per ogni gas serra nel 1950, 1980 e 2011 rispetto ai livelli preindustriali (1750) (fonte: IPCC, 2013).	23
Figura 15 – Grafico delle a) emissioni e b) concentrazioni di combustibile fossile dal 2000 al 2100 misurate in CO ₂ secondo gli scenari SRES (fonte: IPCC SRES Scenarios)	25
Figura 16 - Confronto tra le emissioni di combustibili fossili misurate in CO ₂ e cinque scenari SRES dal 1990 al 2010 (fonte: The Copenaghen Diagnosis)	25
Figura 17 – Possibili ramificazioni degli scenari RCP (fonte: IPCC, 2013)	26
Figura 18 - Mappa delle variazioni della temperatura superficiale globale osservate dal 1901 al 2012 (fonte: IPCC 2013)	27
Figura 19 - Mappe delle variazioni nelle precipitazioni osservate dal 1901 al 2010 e dal 1951 al 2010 (fonte: IPCC 2013)	28

Figura 20 – Degrado del permafrost sulla Herschel Island, Canada, 2013 (Autore: Boris Radosavljevic)	29
CAPITOLO 3	
Figura 21 – Caratterizzazione del suolo lungo la griglia verticale e orizzontale (Endrizzi et al., 2017)	36
CAPITOLO 4	
Figura 22 – Inquadramento geografico del Passo del Monte Moro (ARPA Piemonte, 2015)	40
Figura 23 – Sito del Passo del M. Moro (fonte: ARPA Piemonte)	41
Figura 24 – Gneiss del massiccio del Monte Rosa (fonte: Wikipedia)	42
Figura 25 – Grafico della temperatura dell'aria misurata (Tair), della temperatura del suolo misurata a 2 cm di profondità (T 2 cm misurata) e della temperatura del suolo simulata a 2 cm di profondità (T 2 cm simulata)	43
Figura 26 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (T 2 cm misurata) da agosto 2012 a settembre 2013 e simulata (T 2 cm simulata) da agosto 2012 a luglio 2013	44
Figura 27 – Grafico dei dati di altezza neve misurati dalla stazione meteorologica (Altezza neve misurata) e dei valori di altezza neve simulati dal modello (Altezza neve simulata) da agosto 2012 a settembre 2013	47
Figura 28 – Grafico dei dati misurati dalla stazione meteorologica di altezza neve (Altezza neve misurata) e di temperatura a 2 cm di profondità (T 2 cm misurata), e dei valori simulati dal modello di altezza neve (Altezza neve simulata) e di temperatura a 2 cm di profondità (T 2 cm simulata) da agosto 2012 a settembre 2013	49
Figura 29 – Grafico dei dati misurati dalla stazione meteorologica di altezza neve (Neve misurata) e dei valori simulati dal modello di altezza neve usando come input la precipitazione (Neve simulata PREC) e la neve fresca (Neve simulata NEVFRES) da agosto 2009 a luglio 2019	52
CAPITOLO 5	
Figura 30 – Inquadramento geografico del Colle Sommeiller (fonte: ARPA Piemonte, 2015)	53
Figura 31 – Sito del Colle Sommeiller (fonte: ARPA Piemonte)	54
Figura 32 – Inquadramento geografico della Val di Susa in cui sono evidenziate le stazioni utilizzate per i dati meteorologici.	55
Figura 33 – Carniola (fonte: www.valmont.unimi.it)	56
Figura 34 - Grafico dell'altezza della neve misurata (linea blu) e dell'altezza della neve simulata (linea azzurra) da agosto 2012 a luglio 2019	57
Figura 35 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (T 2 cm misurata) e simulata (T 2 cm simulata) completo (in alto) e ingrandito sullo lo 0° C (in basso)	57
Figura 36 - Grafico dell'altezza della neve misurata (linea blu) e dell'altezza della neve simulata (linea azzurra) da agosto 2012 a luglio 2019	61
Figura 37 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (T 2 cm misurata) e simulata (T 2 cm simulata) completo (in alto) e ingrandito sullo lo 0° C (in basso)	62

Figura 38 – Grafico in cui è visualizzata la funzione di interpolazione lineare dei dati di temperatura notturna a 2 cm di profondità simulata e misurata
Figura 39 - Grafico in cui è visualizzata la funzione di interpolazione lineare dei dati di temperatura diurna a 2 cm di profondità simulata e reale
Figura 40 – Grafico del numero di ore in cui la differenza tra il valore di temperatura simulato e misurato è pari alla classe
CAPITOLO 6
Figura 41 – Domini disponibili: ALCOTRA-CLIMAETRA in nero, EUROPEO in rosso (fonte: ARPA Piemonte) 6
Figura 42 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu), simulata utilizzando in input i dati medi (linea rossa) e simulata mediando i dati di output (linea arancione) al Passo del M. Moro da da agosto a luglio
Figura 43 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu), simulata utilizzando in input i dati medi (linea rossa) e simulata mediando i dati di output (linea arancione) al Colle Sommeiller da agosto a luglio
Figura 44 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (linea blu), simulata utilizzando in input i dati medi (linea rossa) e simulata mediando i dati di output (linea arancione) al Passo del M. Moro da da agosto a luglio
Figura 45 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Passo del M. Moro da agosto a luglio
Figura 46 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Colle Sommeiller da agosto a luglio
Figura 47 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Colle Sommeiller da agosto a luglio
Figura 48 – Precipitazione cumulata mensile al Passo del M. Moro nei tre scenari e cumulata mensile di riferimento
Figura 49 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Passo del M. Moro da agosto a luglio
Figura 50 - Precipitazione cumulata mensile al Colle Sommeiller nei tre scenari e cumulata mensile di riferimento
Figura 51 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Colle Sommeiller da agosto a luglio
Figura 52 - Grafico della temperatura a 2 cm di profondità misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa) al Colle Sommeiller da agosto a luglio
Figura 53 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa), simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio

2028/2032 (linea arancione) e simulata utilizzando i dati meteo climatici mediati del quinquennio 2048/2052 al	
Passo del M. Moro da agosto a luglio	79
Figura 54 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo	
climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa), 2028/2032 (linea arancione) e 2048/2052 (linea	
verde) al Colle Sommeiller da agosto a luglio	80
Figura 55 - Grafico dell'altezza media del manto nevoso misurata (linea blu) e simulata utilizzando i dati meteo	
climatici mediati del quinquennio 2011/2015 (linea rossa), 2028/2032 (linea arancione) e 2048/2052 (linea	
verde) al Colle Sommeiller da agosto a luglio	81

ELENCO DELLE TABELLE

CAPITOLO 4

Tabella 1 – La prima colonna indica la profondità del sensore, la seconda colonna indica il valore di temperatura misurata dal sensore e la terza colonna indica lo spessore scelto per ogni strato di suolo al Passo	
del M. Moro	42
Tabella 2 – Correlazione, differenza media e deviazione standard tra il profilo di temperatura a 2 cm di profondità simulato e quello registrato da agosto 2012 a settembre 2013 nella seconda fase di calibrazione	45
Tabella 3 – Correlazione, differenza media e deviazione standard tra il profilo di temperatura a 2 cm di	10
profondità simulato e quello registrato da agosto 2012 a settembre 2013 nella seconda fase di calibrazione	48
da agosto 2009 a luglio 2019	52
CAPITOLO 5	
Tabella 5 - Il nº di ore alle quali la differenza tra il valore di temperatura simulato e misurato è (arrotondando) pari alla classe	64
Tabella 6 – Risultati delle analisi effettuate sulle 24 ore sui dati di temperatura a 2 cm di profondità in assenza di neve	65
Tabella 7 – Risultati e commenti delle analisi sui dati di temperatura a 2 cm di profondità in presenza di neve	66

BIBLIOGRAFIA

- Abramov A., Gruber S., Gilichinsky D., 2008, Mountain permafrost on active volcanoes: field data and statistical mapping, Klyuchevskaya volcano group, Kamchatka, Russia, Permafrost and Periglacial Processes, Vol 19, pp. 261-277.
- Alexeev V.A., Nicolsky D.J., Romanovsky V.E., Lawrence D.M., 2007, *An evaluation of deep soil configurations in the CLM3 for improved representation of permafrost*, Geophysical Research Letters, Vol. 34, id L09502.
- Andreas L. E., Ackley S. F., 1982, On the Differences in Ablation Seasons of Arctic and Antarctic Sea Ice, Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 39, pp. 440-447.
- Anisimov O.A., 1989, *Changing climate and permafrost distribution in the Soviet Arctic*, Physical Geography, Vol 10, pp. 285–293.
- Anisimov O.A., Nelson F.E., 1996, *Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change*, Global and Planetary Change, Vol. 14, pp. 59-72.
- Anisimov O.A., 2007, Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission, Environmental Research Letters, Vol. 2, id 045016.
- Argueso D., Evans J. P., Fita L., 2013, *Precipitation bias correction of very high resolution regional climate models*, Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 17, pp. 4379-4388.
- Auer I., Böhm R., Jurkovic A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schöner W., Ungersböck M., Matulla C., Briffa K., Jones P., Efthymiadis D., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M., Mercalli L., Mestre O., Moisselin J.M., Begert M., Müller-Westermeier G., Kveton V., Bochnicek O., Stastny P., Lapin M., Szalai S., Szentimrey T., Cegnar T., Dolinar M., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Majstorovic Z., Nieplova E., 2007, *HISTALP historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region*, International Journal of climatology, Vol. 27, pp. 17-46.
- Bacchetta F., 2014, *Modellazione idrologica del permafrost nel parco dello Stelvio*, tesi di laurea, Politecnico di Milano, Italia.
- Bartelt P., Lehning M., 2002, A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanchewarning. Part I: numerical model, Cold Regions Science and Technology, Vol. 35, pp. 123–145.
- Begert M., Schlegel T., Kirchhofer W., 2005, *Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000*, International Journal of Climatology, Vol. 25, pp. 65-80.
- Beniston M., Farinotti D., Stoffel M., Andreassen L.M., Coppola E., Eckert N., Fantini A., Giacona F., Hauck C., Huss M., Huwald H., Lehning M., López-Moreno J.I., Magnusson J., Marty C., Morán-Tejéda E., Morin S., Naaim M., Provenzale A., Rabatel A., Six D., Stötter J., Strasser U., Terzago S., Vincent C., 2018, *The European mountain cryosphere: a review of its current state,trends, and future challenges*, The Cryosphere, Vol. 12, pp. 759-794.
- Bertoldi G., Rigon R., Over T.M., 2006, *Impact of watershed geomorphic characteristics on the energy and water budgets*, Journal of Hydrometeorology, Vol. 7, pp. 389–403.
- Bisckaborn K.B., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A., Allard M., Boike J., Cable W.L., Cristiansen H.H, Delaloye R., Diekmann B., Drozdov D., Etzelmuller B., Grosse G., Gugliemin M., Ingeman-Nielsen T., Isaksen K., Ishikawa M., Johansson M., Johansson H., Joo A., Kaverin D., Kholodov A., Konstantinov P., Kroger T., Lambiel C., Lanckman J, Luo D., Malkova G., Meiklejohn I., Moskalenko N., Oliva M., Phillips M., Ramos M., Sannel A.B.K., Sergeev D., Seybold C., Skryabin P., Alexander V., Wu Q., Yoshikawa K., Zheleznyak M., Lantuit H., 2019, *Permafrost is warming at a global scale*, Nature Communications, Vol. 10, Issue 1.
- Boeckli L., Brenning A., Gruber S., Noetzli J., 2012, *Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics*, The Cryosphere, Vol. 6, pp. 807-820.
- Brenning A., Gruber S., Hoelzle M., 2005, Sampling and Statistical Analyses of BTS Measurements, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 16, pp. 383-393.
- Brodzik M. J., 2004, *The relationship of snow water equivalent to snow depth and density*, www.webarchiv.ethz.ch, pp. 1-2.
- Brutsaert W., 1975, *On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies*, Water Resources Research, Vol. 11, pp. 742–744.
- Burn C.R. & Kokelj S.V., 2009, *The environment and permafrost of the Mackenzie Delta area*, Permafrost and Periglacial Processess, Vol. 20, pp. 83-105.
- Carlson H., 1952, *Calculation of Depth of Thaw in Frozen Ground*, Research Board Special Report 2, Frost Action in Soils, pp. 192-223.
- Carslaw H.S., Jaeger J.C., 1959, Conduction of Heat in Solids, 2nd Ed, Oxford University Press.
- Chen W., Zhang Y., Cihlar J., Smith S.L., Riseborough D.W., 2003, *Changes in soil temperature and active-layer thickness during the twentieth century in a region in western Canada*, Journal of Geophysical Research, Vol. 108, n°D22, 4696.
- Claps P., Allamano P., 2018, Evapotraspirazione da specchio liquido e vegetazione e bilancio radiativo alla superficie terrestre, www.idrologia.polito.it, pp. 26-30.
- Comin-Chiaramonti P., Mazzucchelli M., 2017, Elementi di Petrografia Applicata, Plinius, nº43, pp. 180-181.
- Cugerone K., Allamano P., Salandin A., Barbero S., 2012, *Stima della Precipitazione in Siti di Alta Quota*, Neve e Valanghe, n°77, pp. 36-43.
- Dall'Amico M., Endrizzi S., Gruber S., Rigon R., 2011, *A robust and energy-conserving model of freezing variablysaturated soil*, The Cryosphere, 5, pp. 469-484.
- Davies, M., Hamza, O., Harris, C., 2001, *The effect of rise in mean annual air temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 12, pp. 137-144

- Delaloye R., 2004, *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*, GeoFocus 10, tesi di dottorato, University of Fribourg, Switzerland.
- Deline P., Gruber S., Delaloye R., Fischer L., Geertsema M., Giardino M., Hasler A., Kirkbride M., Krautblatter M., Magnin F., McColl S., Ravanel L., Schoeneich P., 2015, *Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions*, in *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*, pp. 521-561.
- Dilley A., O'brien, D., 1998, Estimating downward clear sky long-wave irradiance at the surface from screen temperature and precipitable water, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 124, pp. 1391-1401.
- Endrizzi S., 2007, *Snow cover modelling at a local and distributed scale over complex terrain*, PhD dissertation, Department of Environmental Engineering, University of Trento, Italy.
- Endrizzi S., Gruber S., Dall'Amico M., Rigon R., 2014, *GEOtop 2.0: simulating the combined energy and water* balance at and below the land surface accounting for soil freezing, snow cover and terrain effects, Geoscientific Model Development, 7, pp. 2831-2857
- Endrizzi S., Marsh P., 2010, Observations and modeling of turbulent fluxes during melt at the shrub-tundra transition zone 1: point scale variations, Hydrology Research, Vol. 41, pp. 471-491.
- Endrizzi S., Dall'Amico M., Cozzini S., Cordano E., Gruber S., Rigon R., 2017, User Manual for GEOtop 2.1, www.usermanual.wiki.
- Essery R., Li L., Pomeroy J., 1999, *A distributed model of blowing snow over complex terrain*, Hydrological Processes, Vol. 13, pp. 2423-2438.
- Funk M., Hoelzle M., 1992, A model of potential direct solar radiation for investigating occurences of mountain permafrost, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 3, pp. 139-142.
- Gądek B., Leszkiewicz J., 2010, Influence of snow cover on ground surface temperature in the zone of sporadic permafrost, Tatra Mountains, Poland and Slovakia, Cold Regions Science and Technology, Vol. 60, pp. 205-211.
- Gobiet A., Kotlarski S., Beniston M., Heinrich G., Rajczak J., Stoffel M., 2014, 21st century climate change in the European Alps - A review, Science of The Total Environment, Vol. 493, pp. 1138-1151.
- Goodrich L. E., 1982, *The influence of snow cover on the ground thermal regime*, Canadian Geotechnical Journal, Vol. 19, pp. 421-432.
- Gruber S., Hoelzle M., 2001, Statistical Modelling of Mountain Permafrost Distribution: Local Calibration and Incorporation of Remotely Sensed Data, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 12, pp. 69-77.
- Gruber S., Hoelzle M., Haeberli W., 2004, *Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003*, Geophysical Research Letters, Vol. 31, id L13504.
- Gruber S., Haeberli W., 2007, Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change, Journal of Geophysical Research, Vol. 112, id F02S18.

- Gubler S., Fiddes J., Keller M., Gruber S., 2011, Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain, The Cryosphere, Vol. 5, pp. 431-443.
- Guglielmin M., Aldighieri B., Testa B., 2003, *PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations*, Geomorphology, Vol. 51, pp. 245-257.
- Guglielmin M., 2009, *Carta di distribuzione del permafrost nelle Alpi piemontesi*, Modello PERMAROCK mod., elaborazione 2008-2009, ArpaPiemonte-UnInsubria, unpublished.
- Haeberli W., 1973, Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als moglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Vol. 9, pp. 1-227.
- Haeberli W., Beniston M., 1998, *Climate Change and its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps*, AMBIO A Journal of the Human Environment 27(4), pp. 258-265.
- Haeberli W., Hohmann R., 2008, Climate, Glaciers and Permafrost in the Swiss Alps 2050: Scenarios, Consequences and Recommendations, in: 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008, pp. 607-612.
- Hanson S., Hoelzle M., 2004, *The thermal regime of the active layer at the Murtèl Rock Glacier based on data from 2002*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 15, pp. 273–282.
- Hanson S., Hoelzle M., 2005, Installation of a shallow borehole network and monitoring of the ground thermal regime of a high alpine discontinuous permafrost environment, Eastern Swiss Alps. Norwegian Journal of Geography, Vol. 59, pp. 84-93.
- Harris C., Vonder Mühll D., Isaksen K., Haeberli W., Sollid J.L., King L., Holmlund P., Dramis F., Guglielmin M., Palacios D., 2003, *Warming permafrost in European mountains*, Global and Planetary Change 39, pp. 215-225.
- Harris C., Kern-Lütschg M.A., Arenson L.U., Christiansen H.H., Etzelmüller B., Frauenfelder R., Humlum O., Kääb A., Gruber S., Haeberli W., Hölzle M., Nötzli J., Hauck C., Isaksen K., Lehning M., Phillips M., Matsuoka N., Murton J.B., Ross N., Seppälä M., Springman S.M., Vonder Mühll D., 2009, *Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses*, Earth Science Reviews, Vol. 92, pp. 117-171.
- Hasler A., Gruber S., Font M., Dubois A., 2011, Advective Heat Transport in Frozen Rock Clefts: Conceptual Model, Laboratory Experiments and Numerical Simulation, Permafrost and Periglacial Processes, Vol 22, pp. 378-389.
- Helfricht K., Hartl L., Koch R., Marty C., Olefs M., 2018, *Obtaining sub-daily new snow density from automated measurements in high mountain regions*, Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 22, pp. 2655-2668.
- Hinzman L.D., Goering D.J., Kane D.L., 1998, *A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth of thaw in permafrost regions*, Journal of Geophysical Research, Vol 103, n°D22, pp. 28975-28991.
- Hoelzle M., 1992, *Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol.3, pp. 143-147.

- Hoelzle M., Haeberli W., 1995, Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the Upper Engadin, Swiss Alps, Annals of Glaciology, Vol 21, pp. 399-405.
- Hoelzle M., Mittaz C., Etzelmuller B., Haeberli W., 2001, Surface energy fluxes and distribution models relating to permafrost in European Mountain areas: an overview of current developments, Permafrost and Periglacial Processes, Vol 12, pp. 53–68.
- Hüsler F., Jonas T., Riffler M., Musial J. P., Wunderle S., 2014, *A satellite-based snow cover climatology (1985–2011)* for the European Alps derived from AVHRR data, The Cryosphere, Vol. 8, pp. 73-90.
- Huss M., 2012, *Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900–2100*, The Cryosphere, Vol. 6, pp. 713–727.
- Idso S. B., 1981, A set of equations for full spectrum and 8- to 14-micrometre and 10.5- to 12.5-micrometre thermal radiation from cloudless skies, Water Resources Research, Vol. 17, pp 295-304.
- Imhof M., 1996, *Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland)*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 7, Issue 2.
- IPCC, 1997, *Revised 1996 IPCC Guidelines for National Greenhouse Inventories*, [Houghton J.T., Meira Filho L.G., Lim B., Treanton K., Mamaty I., Bonduki Y., Griggs D.J. and Callander B.A.], IPCC/OECD/IEA, Paris, France.
- IPCC, 2013, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, [Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M.], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2018, Summary for Policymakers, in: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty, [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. In Press.
- Isaksen K., Hauck C., Gudevang E., Ødegard R.S., Sollid J.L., 2002, Mountain permafrost distribution on Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. Norsk Geografisk Tidsskrift, Vol. 56, pp. 122–136.
- Isaksen K., Benestad R.E., Harris C., Sollid J.L., 2007, *Recent extreme near-surface permafrost temperatures on Svalbard in relation to future climate scenarios*, Geophysical Research Letters, Vol. 34, id L17502.
- Isaksen K., Sollid J.L., Holmlund P., Harris C., 2007, *Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia*, Journal of Geophysical Research, Vol. 112, id F02S04.

- Ishikawa M., 2003, *Thermal regimes at the snow–ground interface and their implications for permafrost investigation*. Geomorphology, Vol. 52, pp. 105-120
- Islam K.I., Khan A., Islam T., 2015, Correlation between Atmospheric Temperature and Soil Temperature: A Case Study for Dhaka, Bangladesh, Atmospheric and Climate Sciences, Vol. 5, pp. 200-208.
- ISPRA-CATAP, 2012, *Glossario dinamico per l'Ambiente ed il Paesaggio*, ISPRA Manuali e Linee Guida 78/2012, pp. 23-24.
- Jonas T., Marty C., Magnusson J., 2009, *Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the swiss Alps*, Journal of Hydrology, Vol. 378, pp. 161-167.
- Juliussen H., Humlum O., 2007, Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in centraleastern Norway, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 18, pp. 161-184.
- Juliussen H., Humlum O., 2008, *Thermal Regime of Openwork Block Fields on the Mountains Elgahogna and Sølen, Central-eastern Norway*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 19, pp. 1-18.
- Keller F., 1992, Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO, Permafrost and Periglacial Processe, Vol. 3, pp. 133-138.
- Keller F., Gubler H.U., 1993, Interaction between snow cover and high-mountain permafrost, Murtel/ Corvatsch, Swiss Alps, in: Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost, Beijing, Vol. 1, pp. 332-337.
- König-Langlo G., Augstein E., 1994, Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions, Meteorologische zeitschrift, Vol. 3, n° 6, pp. 343-347.
- Konzelmann T., van de Wal R. S., Greuell W., Bintanja R., Henneken E. A., Abe-Ouchi A., 1994, Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet, Global and Planetary Change, Vol. 9, pp. 143-164.
- Kudryavtsev V.A., Garagulya L.S., Kondrat'yeva K.A., Melamed V.G., 1974, *Fundamentals of Frost Forecasting in Geological Engineering Investigations*, Cold Regions Research and Engineering Laboratory: Hanover, NH.
- Lawrence D.M., Slater A.G., 2005, *A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century*, Geophysical Research Letters, Vol. 32, id L24401.
- Lehning M., Volksch I., Gustafsson D., Nguyen T.A., Stahli M., Zappa M., 2006, ALPINE3D: A detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology, Hydrological Processes, Vol. 20, pp. 2111-2128.
- Lewkowicz A.G., Bonnaventure P.P., 2008, Interchangeability of local mountain permafrost probability models, northwest Canada, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 19, pp. 49-62.
- Lewkowicz A.G., Ednie M., 2004, Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 15, pp. 67-80.

- Liston G.E., Elder K., 2006, *A meteorological distribution system for high-resolution terrestrial modeling (MicroMet)*, Journal of Hydrometeorology., Vol. 11, pp. 217-234.
- Luetschg M., Haeberli W., 2005, *Permafrost evolution in the Swiss Alps in a changing climate and the role of the snow cover*, Norsk Geografisk Tidsskrift–Norwegian Journal of Geography, Vol. 59, pp. 78-83.
- Luetschg M., Stoeckli V., Lehning M., Haeberli W., Ammann W., 2004, *Temperatures in two boreholes at Fluela Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas*. Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 15, pp. 283-297.
- Luetschg M., Lehning M., Haeberli W., 2008, A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps, Journal of Glaciology, Vol. 54, pp. 696-704.
- Lunardini V.J., 1978, Theory of N-factors and correlation of data, in: Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, Vol. 1, National Council of Canada: Ottawa, pp. 40-46.
- Lunardini V.J., 1981, Heat transfer in cold climates. Van Nostrand Reinhold: New York.
- Marty C., 2008, Regime shift of snow days in Switzerland, Geophysical Research Letters, Vol. 35, id L12501.
- Medici F., Rybach L., 1995, *Geothermal map of Switzerland 1995 (heat flow density)*, Schweizerische Geophysikalische Kommission, Materiaux pour la géologie de la Suisse, Géophysique, n°30, pp. 36.
- Mittaz C., Hoelzle M., Haeberli W., 2000, First results and interpretation of energy flux measurements over Alpine permafrost, Annals of Glaciology, Vol. 31, pp. 427-433.
- Morán-Tejeda E., López-Moreno J.I., Beniston M., 2013, *The changing roles of temperature and precipitation on* snowpack variability in Switzerland as a function of elevation, Geophysical Research Letters, Vol. 40, pp. 2131-2136.
- Nelson F.E., Outcalt S.I., 1987, A Computational Method for Prediction and Regionalization of Permafrost, Artic and Alpine Research, Vol. 19, pp. 279-288.
- Nelson F.E., Shiklomanov N.I., Mueller G.R., Hinkel K.M., Walker D.A., Bockheim J.G., 1997, *Estimating activelayer thickness over a large region: Kuparuk River Basin, Alaska, USA*, Arctic and Alpine Research, Vol. 29, pp. 367-378.
- Noetzli J., Gruber S., Kohl T., Salzmann N., Haeberli W., 2007, *Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography*, Journal of Geophysical Research, Vol. 112, id F02S13.
- Oke T.R., 1987, Boundary Layer Climates, 2nd ed. Routledge, London/New York.
- Outcalt S.I., Goodwin C., Weller G., Brown J., 1975, *Computer simulation of the snowmelt and soil thermal regime at Barrow, Alaska*. Water Resources Research, Vol. 11, pp. 709-715.
- Paranunzio R., 2017, *Statistical inference of the relations among air temperature, land-use change, and rockfall hazard*, PhD dissertation, Department of Environmental Engineering, Politecnico di Torino, Italy.

- Paro L., Guglielmin M., 2013, Sintesi e primi risultati delle attività di ARPA Piemonte su ambiente periglaciale e permafrost nelle Alpi piemontesi, Neve e Valanghe, n°80, pp. 50-59.
- Pogliotti P., Morra di Cella U., 2012, Analisi sulla risposta termica di differenti tipologie di Substrato in condizioni di permafrost – Rapporto di Sintesi (2012), www.risknet-alcotra.org.
- Pomeroy J., Gray D., Landine P., 1993, *The prairie blowing snow model: characteristics, validation, operation*, Journal of Hydrology, Vol. 144, pp. 165-192.
- Pomeroy J., Brun E., 2001, *Physical properties of snow*, in *Snow Ecology: An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems*, edited by H.G. Jones et al., pp. 45-126, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Prata A., 1996, *A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 122, pp. 1127-1151.
- Rigon R., Bertoldi G., Over T.M., 2006, *GEOtop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets*, Journal of Hydrometeorology 7(3), pp. 371-388.
- Riseborough D.W., 2004, *Exploring the parameters of a simple model of the permafrost climate relationship*, PhD dissertation, Department of Geography, Carleton University, Canada.
- Riseborough D.W., 2007, *The effect of transient conditions on an equilibrium permafrost-climate model*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 18, pp. 21-32.
- Riseborough D., Shiklomanov N., Etzelmuller B., Gruber S., Marchenko S., 2008, *Recent Advances in Permafrost Modeling*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 19, pp. 137-156.
- Rist A., Phillips M., 2005, *First results of investigations on hydrothermal processes within the active layer above alpine permafrost in steep terrain*, Norwegian Journal of Geography, Vol. 59, pp. 177-183.
- Romanovsky V.E., Osterkamp T.E., 1995, Interannual variations of the thermal regime of the active layer and nearsurface permafrost in northern Alaska, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 6, pp. 313-335.
- Romanovsky V.E., Osterkamp T.E., 1997, *Thawing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 8, pp. 1-22.
- Romanovsky V., Burgess M., Smith S., Yoshikawa K., Brown J., 2002, *Permafrost Temperature Records: Indicators of Climate Change*, Eos, Transaction, American Geophysical Union, Vol. 83, n°50, pp. 589-600.
- Salzmann N., Noetzli J., Hauck C., Gruber S., Hoelzle M., 2007, *RCM-based ground surface temperature scenarios in high-mountain topography and their uncertainty ranges*, Journal of Geophysical Research, Vol. 112, id F02S12.
- Salzmann N., Frei C., Vaidale P., Hoelzle M., 2007, *The application of Regional Climate Model output for the simulation of high-mountain permafrost scenarios*, Global and Planetary change, Vol. 56, pp. 188-202.
- Satterlund D., 1979, *An improved equation for estimating long wave radiation from the atmosphere*, Water Resources Research, Vol. 15, pp. 1649-1650

- Sazonova T.S., Romanovsky V.E., 2003, A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active layer thickness and mean annual ground temperatures, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 14, pp. 125-139.
- Scherler M., Schneider S., Hoelzle M., Hauck C., 2014, *A two-sided approach to estimate heat transfer processes within the active layer of the Murtèl–Corvatsch rock glacier*, Earth Surface Dynamics, Vol. 2, pp. 141–154.

Schoeneich P., 2011, Guide lines for monitoring GST: Ground Surface Temperature, PermaNET, Version 2.

Schoeneich P., 2012, Guide lines for monitoring BTS: Bottom Temperature of Snow cover, PermaNET, Version 3.

- Seppi R., Carton A., Dall'Amico M., Rigon R., Zampedri G., Zumiani M., 2011, Observations and studies on permafrost in Trentino: the project PermaNET, Atti Accademia Roveretana degli Agiati, a. 261, ser. IX, vol. I, pp. 95-117.
- Shiklomanov N.I., Nelson F.E., 1999, Analytic representation of the active layer thickness field, Kuparuk River Basin, Alaska, Ecological Modeling, Vol. 123, pp. 105-125.
- Shiklomanov N.I., Nelson F.E., 2003, Statistical representation of landscape-specific active-layer variability, in: Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, Phillips M., Springman S.M., Arenson L.U., Lisse: A.A. Balkema, pp. 1039–1044.
- Smith M.W., Riseborough D.W., 1996, *Ground temperature monitoring and detection of climate change*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 7, n°4, pp. 301-310.
- Staub B., Delaloye R., 2015, The evolution of mountain permafrost in the context of climate change towards a comprehensive analysis of permafrost monitoring data from the Swiss Alps, Tesi di Dottorato, Université de Fribourg, Switzerland.
- Stefan J., 1889, Über einige Probleme der Theorie der Wärmeleitung, Gel. 98, pp. 473-484.
- Steger C. R., Kotlarski S., Jonas T., Schär C., 2013, *Alpine snow cover in a changing climate: A regional climate model perspective*, Climate Dynamics, Vol 41, pp. 735-754.
- Stendel M., Romanovsky V.E., Christensen J.H., Sazonova T., 2007, Using dynamical downscaling to close the gap between global change scenarios and local permafrost dynamics, Global and Planetary Change, Vol. 56, pp. 203-214.
- Stocker-Mittaz C., Hoelzle M., Haeberli W., 2002, *Permafrost distribution modeling based on energy-balance data: a first step*, Permafrost and Periglacial Processes, Vol. 13, pp. 271-282.
- Street R.B., Melnikov P.I., 2018, *Seasonal snow cover, ice and permafrost*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Chapter 7, pp. 1-33.
- Sumgin M.I., Kachurin S.P., Tolstikhin N.I., Tumel V.F., 1940, *Obshcheye merzlotovedeniye (Ground frost studies)*, Akad. Nauk S.S.S.R., Moscow, 340 pp.
- Tarling D., 1980, Gondwanaland revisited, Nature 284 (5761), pp. 15-16.

- Van Genuchten M.T., 1980, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Science Society of America Journal, Vol. 44, pp. 892–898.
- Viesi D., Galgaro A., Visintainer P., Crema L., 2016, Progetto GEOTERM: Geoscambio nella Provincia Autonoma di Trento.
- Vonder Mühll D., Hauck C., Gubler H., McDonald R., Russill N., 2001, New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques, Permafrost and Periglacial Process, Vol. 12, pp. 27-38.
- Vonder Mühll D., Hauck C., Gubler H., 2002, Mapping of mountain permafrost using geophysical methods, Progress in Physical Geography, Vol. 26, pp. 643-660.
- Williams P.J., Smith M.W., 1989, *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- World Meteorological Organization, 2008, *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*, Seventh Edition, WMO, n°8, pp. 175, 681 pagine.
- Wright J.F., Duchesne C., Coté M.M., 2003, Regional-scale permafrost mapping using the TTOP ground temperature model. In: Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, Phillips M., Springman S.M., Arenson L.U. (eds). A.A. Balkema: Lisse; 1241–1246.
- Zanotti F., Endrizzi S., Bertoldi G., Rigon R., 2004, *The GEOTOP snow module*, Hydrological Processes, Vol 18, pp. 3667–3679.
- Zhang Y., ChenW., Cihlar J., 2003, *A process-based model for quantifying the impact of climate change on permafrost thermal regimes*, Journal of Geophysical Research Atmospheres, Vol. 108, n°D22: 4695.
- Zhang T., Frauenfeld O.W., Serreze M.C., Etringer A., Oelke C., McCreight J., Barry R.G., Gilichinsky D., Yang D., Ye H., Ling F., Chudinova S., 2005, *Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin*, Journal of Geophysical Research Atmospheres, Vol. 110, id D16101.
- Zhang T., Nelson F.E., Gruber S., 2007, *Introduction to special section: Permafrost and seasonally frozen ground under a changing climate*, Journal of Geophysical Research, Vol. 112, id F02S01.

RINGRAZIAMENTI

Il primo ringraziamento va ai miei genitori, Gianfranco e Giuseppina, che grazie al loro contributo mi hanno permesso di frequentare un ottima scuola e un'università che mi hanno reso ciò che sono, oltre alla loro presenza e al loro amore. Un ringraziamento va ai miei nonni, che avrebbero voluto essere partecipi di questo momento, ma che so ci saranno lo stesso. Un ringraziamento fondamentale va a Christian e Luca, i correlatori del presente lavoro di tesi, sempre presenti in ogni momento, la cui gentilezza e competenza hanno fatto si che il periodo in cui abbiamo lavorato insieme sia stato un piacere e un periodo mi resterà nel cuore per tutta la vita. Un ringraziamento va al professor Claps, relatore di questa tesi, la cui precisione e cura per i dettagli mi ha insegnato molto, sia nei corsi accademici che durante la realizzazione di questo lavoro. Un ringraziamento a Monica, la cui sola presenza é sufficiente per sentirsi sereni e a proprio agio per tutta la vita. Un ringraziamento a Enrico, Matteo e Marco, sempre di grande aiuto e degli amici veri su cui fare affidamento in ogni momento, durante i corsi, nei lavori di gruppo, nel preparare gli esami e nei periodi felici trascorsi insieme. Infine un ringraziamento agli amici: agli ex compagni di corso, a quelli della banda musicale di Chiusa di Pesio, ai Kebennates di Flamulasca e ai miei amici di Cuneo. La vostra compagnia é sempre un piacere, e i momenti trascorsi assieme sono sempre momenti unici, nei quali é possibile rilassarsi veramente e "rubare frammenti di eternità allo scorrere del tempo".

Un grazie sincero a tutti voi.