



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO
FACOLTÀ DI SCIENZE AGRARIE E ALIMENTARI

Corso di laurea triennale in

Valorizzazione e Tutela dell'Ambiente e del Territorio Montano

"SNOWPACK"

UN MODELLO PER LA SIMULAZIONE DEL MANTO NEVOSO

Relatore: Dott. Luca Giupponi

Correlatore: Prof.ssa Annamaria Giorgi

Elaborato finale di:

Cesana Francesco Gian-Piero Giorgio

Matricola: 907243

Anno accademico 2022/2023

Sommario

1. Riassunto.....	4
2. Premessa.....	5
3. Introduzione.....	6
3.1 La neve e il manto nevoso.....	6
3.2 Le valanghe.....	14
3.3 L'istituto WSL per lo studio della neve e delle valanghe SLF	19
3.3.1 L'istituto SLF e il campo di ricerca	19
3.3.2 Inquadramento territoriale e importanza a livello alpino e mondiale	21
3.3.3 Il team di ricerca "Wintersport und Klima"	22
3.3.4 La stazione di ricerca Weissfluhjoch	22
3.4 SNOWPACK.....	24
3.4.1 Cosa è e come funziona SNOWPACK	24
3.4.2 I prerequisiti per elaborare una simulazione con SNOWPACK	26
3.4.3 Meteolo	30
3.4.4 Alpine 3D	31
3.4.5 INIShell	32
3.4.6 NiViz	33
3.5 SnowMIP.....	34
3.5.1 Il progetto SnowMIP, "Snow model intercomparison project"	34
3.5.2 I modelli che hanno costituito SnowMIP	36
3.5.3 I risultati ottenuti	38
4. Scopo del lavoro	41
5. Materiali e metodi	42
5.1 Comparazione SNOWPACK vs SnowMIP.....	42
5.2 I parametri.....	43
5.3 Metodi per il confronto dei modelli.....	49

5.3.1	Coefficiente di efficienza Nash Sutcliff	49
5.3.2	Errore quadratico medio (RMSE)	49
5.3.3	Differenza relativa espressa in percentuale	50
6.	Risultati e discussione	51
6.1	Caratteristiche del manto nevoso restituite dai modelli	51
6.2	Considerazioni sulla difficoltà di modellizzare il manto nevoso	66
7.	Conclusioni	69
8.	Ringraziamenti	70
9.	Bibliografia	71

1. Riassunto

Questo lavoro, frutto del tirocinio formativo svolto in Svizzera presso l'istituto SLF per lo studio della neve e delle valanghe, riporta i risultati dell'analisi di SNOWPACK, un programma computistico in grado di generare un manto nevoso virtuale che simula le caratteristiche di quello reale. SNOWPACK utilizza dati meteorologici per simulare lo sviluppo del manto nevoso durante l'inverno permettendo di valutarne le condizioni, fare previsione valanghe e ricerca in campi affini.

SNOWPACK è stato concepito alla fine degli anni Novanta ed è stato gradualmente implementato fino ad oggi.

L'obiettivo di questo lavoro è stato quello di confrontare il funzionamento del modello SNOWPACK a distanza di 20 anni per valutarne gli effettivi miglioramenti.

Il confronto è stato svolto considerando la versione di SNOWPACK utilizzata nell'anno 2001 e quella odierna (2021), utilizzando i dati del manto nevoso dell'inverno 1992/93. Tutti i dati necessari a svolgere questa comparazione sono stati recuperati dal progetto SnowMIP, uno studio condotto nel 2001 per confrontare le prestazioni di vari modelli del manto nevoso.

Dai risultati è emerso che la versione più datata di SNOWPACK è riuscita a simulare meglio l'altezza del manto nevoso, mentre la versione odierna ha prodotto valori più simili a quelli misurati per quanto riguarda densità, temperatura e albedo.

I risultati di questa comparazione rivelano degli interessanti sviluppi nella simulazione del manto nevoso da parte delle due versioni di SNOWPACK. In futuro sarà necessario indagare più in profondità negli algoritmi del modello per comprendere i processi che portano alla formazione di divari tra le due simulazioni.

2. Premessa

Questo lavoro è il frutto di un tirocinio svolto come conclusione del corso di laurea in “Valorizzazione e Tutela dell’Ambiente e del Territorio Montano”.

Fin da piccolo ho avuto una passione per la neve e tutte le attività a lei correlate, non credo ci sia nient’altro al mondo che mi rende più felice di ammirare una montagna ricoperta da un candido velo bianco. Per questo motivo ho deciso di intraprendere un tirocinio in questo ambito e con un po’ di fortuna sono riuscito a entrare in contatto con l’istituto per lo studio della neve e delle valanghe (SLF) e trovare un incarico che mi permettesse poi di scrivere un lavoro di tesi. Così nel periodo tra il 01 febbraio e il 30 aprile 2021 ho vissuto a Davos in Svizzera per completare questo tirocinio, realizzando un’esperienza unica.

3. Introduzione

3.1 La neve e il manto nevoso

La neve viene definita come una particella di precipitazione atmosferica costituita da acqua allo stato solido, la cui struttura viene modificata da diverse variabili come la temperatura, la pressione, il vento e l'umidità atmosferica. Le particelle di neve crescono lungo due assi, quello orizzontale e quello verticale andando a formare intricate strutture bidimensionali. La formazione del cristallo non segue uno schema predefinito ma è quasi un'aggregazione casuale di molecole che però mantengono sempre la propria simmetria.

È generalmente noto che la temperatura all'interno di una nube determina la forma che assumono i cristalli, mentre l'umidità ne determina le dimensioni (Fig. 3.1). A causa dell'elevata turbolenza all'interno delle nubi, i valori di temperatura, umidità e pressione cambiano continuamente e nessun cristallo è uguale.

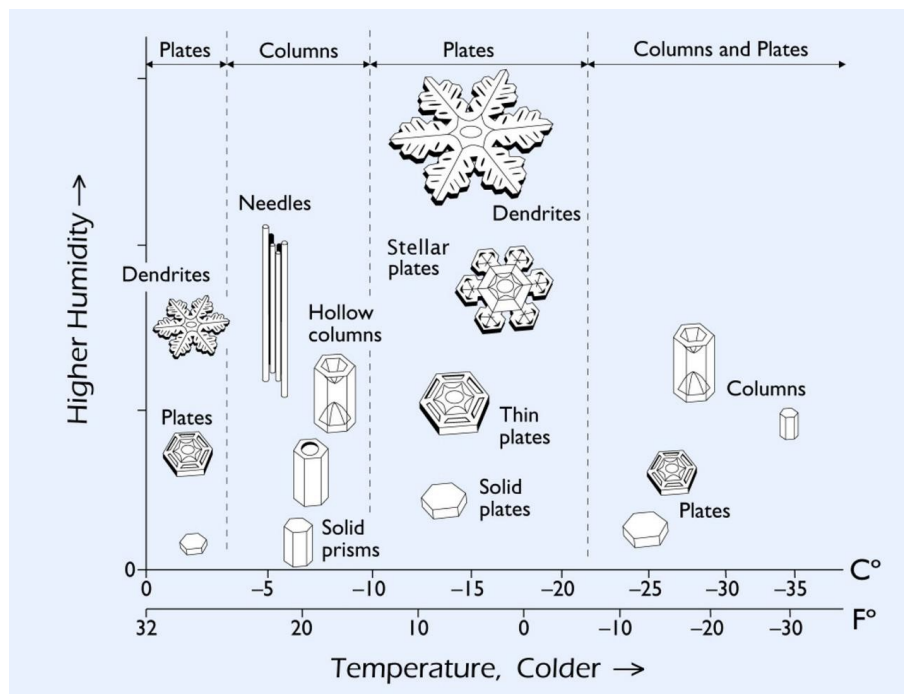


Figura 3.1: Effetto della temperatura e dell'umidità nella formazione dei cristalli di neve.

I fiocchi di neve una volta formatosi continueranno a cadere in forma solida finché la precipitazione raggiungerà la quota prossima allo zero termico, successivamente non avverrà una fusione immediata ma lo stato solido si protrarrà per qualche centinaio di metri al di sotto della isoterma degli 0° gradi. Una volta raggiunto il suolo le particelle nevose andranno così a formare il manto nevoso che potrà andare in contro ad una o più stratificazioni. Uno strato può essere definito tale in quanto presenta almeno una caratteristica differente rispetto agli strati adiacenti (Fierz et al. 2009).

I fattori dominanti in questo processo sono gli eventi meteorologici come temperatura, vento e irradiazione solare oppure mutamenti all'interno del manto nevoso stesso. Questa stratificazione gioca un ruolo decisivo nella previsione, in quanto dallo studio degli strati presenti e dalla loro diversità, si possono estrarre informazioni concernenti la stabilità, questo perché le caratteristiche meccaniche e fisiche del manto nevoso sono determinate, oltre che dalle caratteristiche dei singoli strati, anche dalla loro sequenza (Colbeck and Jamieson, 2001).

Il manto nevoso può essere soggetto a diversi fenomeni:

- Il metamorfismo dei cristalli.

E' un processo che conduce alla modifica della forma dei cristalli indotto dal bilancio energetico del manto. I principali fattori esterni al manto che interessano questo processo sono il calore del suolo e la temperatura atmosferica, solitamente il calore accumulato dal terreno in seguito al riscaldamento estivo e il calore geotermico, si combinano riscaldando lo strato di base fino a 0 C° (McClung and Schaerer ,2006).

L'effetto a lungo termine è un gradiente termico interno al manto nevoso, cioè una grandezza vettoriale che descrive la differenza di temperatura tra suolo e superficie (Fig. 3.2). Questa differenza di temperatura comporta un flusso di calore interno al manto che tende a muoversi dal basso verso l'alto, portando così il vapore acqueo a condensarsi da un cristallo verso il successivo posto sopra di esso.

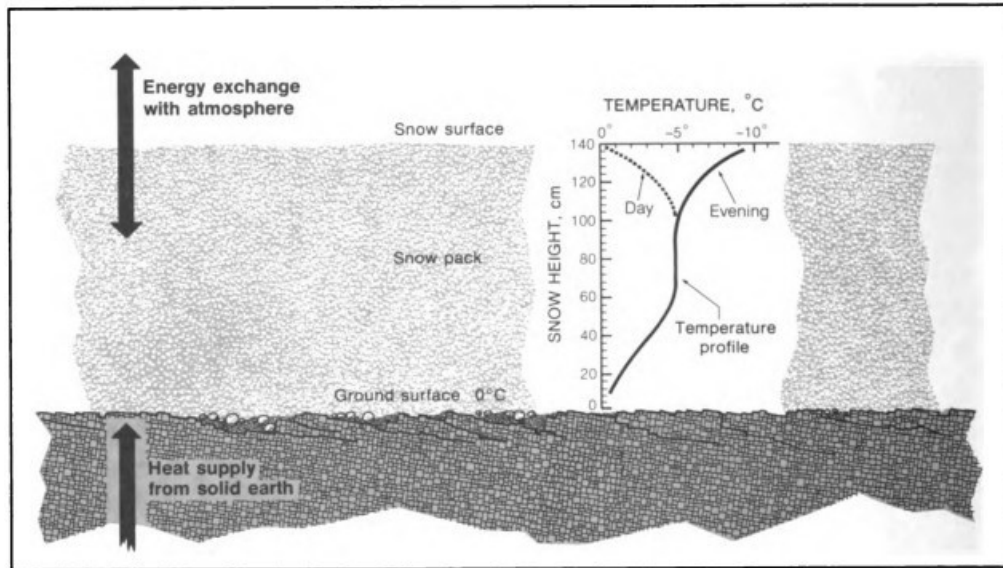


Figura 3.2: Rappresentazione grafica del gradiente termico e dei flussi di energia attraverso il manto nevoso (McClung and Schaerer, 2006).

La velocità con cui avviene questo spostamento determina le forme dei cristalli che si svilupperanno. Le forme saranno influenzate principalmente dal gradiente termico, dalla temperatura dello strato, e dalle dimensioni dei pori. Le velocità di crescita maggiori sono registrate con gradienti elevati, in cui si generano grani angolari o sfaccettati portando al cosiddetto metamorfismo costruttivo; a velocità basse, e per gradienti ridotti, si vanno a formare grani arrotondati e più compatti rispetto ai primi, generando il cosiddetto metamorfismo distruttivo. Le forme da metamorfismo costruttivo, sono possibili da individuare sia in superficie che all'interno del manto, sono tutte caratterizzate da una fortissima resistenza alla compressione, ma con scarsa resistenza alle forze di taglio (Walters and Adams, 2014); è ad esse infatti imputabile la serie di fratture meccaniche che porta ad una valanga.

Il gradiente termico critico che induce alla differenziazione nelle due forme principali di metamorfismo è pari a circa $10\text{ C}^\circ/\text{m}$, al di sopra si creeranno cristalli sfaccettati ed al di sotto i grani tenderanno ad arrotondarsi (McClung and Schaerer, 2006).

- La reptazione crio-nivale e l'assestamento

I grani all'interno del manto vengono costantemente influenzati, oltre che dai processi sopra descritti, anche dalla forza di gravità; la quale insieme alla forza peso degli strati sovrastanti e all'elevata porosità, consente una continua compattazione verso il basso, portando ad un aumento della densità e della durezza del manto.

Un risultato di questi processi è un lento e costante movimento del manto verso valle, favorito soprattutto dalle temperature vicino al punto di fusione.

Sotto l'effetto della gravità e del metamorfismo, si ritiene che il 90% circa dei movimenti interni della neve ad alta porosità, responsabili degli aumenti di densità, sia provocato dalla redistribuzione dei grani, mentre, il 10% viene attribuito ad effetti meccanici come la deformazione dei grani di ghiaccio (McClung and Schaerer, 2006).

- La sinterizzazione

La sinterizzazione è un processo noto nell'industria chimica, ma che risulta concreto anche nello studio del manto nevoso. Secondo tale processo i grani, molto vicini alla temperatura di fusione (senza mai raggiungerla), tendono ad unire le estremità nei punti di contatto, facendo avvenire la saldatura (tale processo è favorito da un basso gradiente termico) (*Fig. 3.3*).

Questo materiale poroso, composto da un insieme di grani di ghiaccio più o meno sinterizzati o modificati, a seconda delle condizioni a cui è stato esposto, presenta delle principali caratteristiche fisiche riguardanti: la forma dei grani, la dimensione, la durezza dello strato, il contenuto in acqua liquida e la resistenza.

Queste caratteristiche andranno ad influire sulla morfologia dei grani di neve.

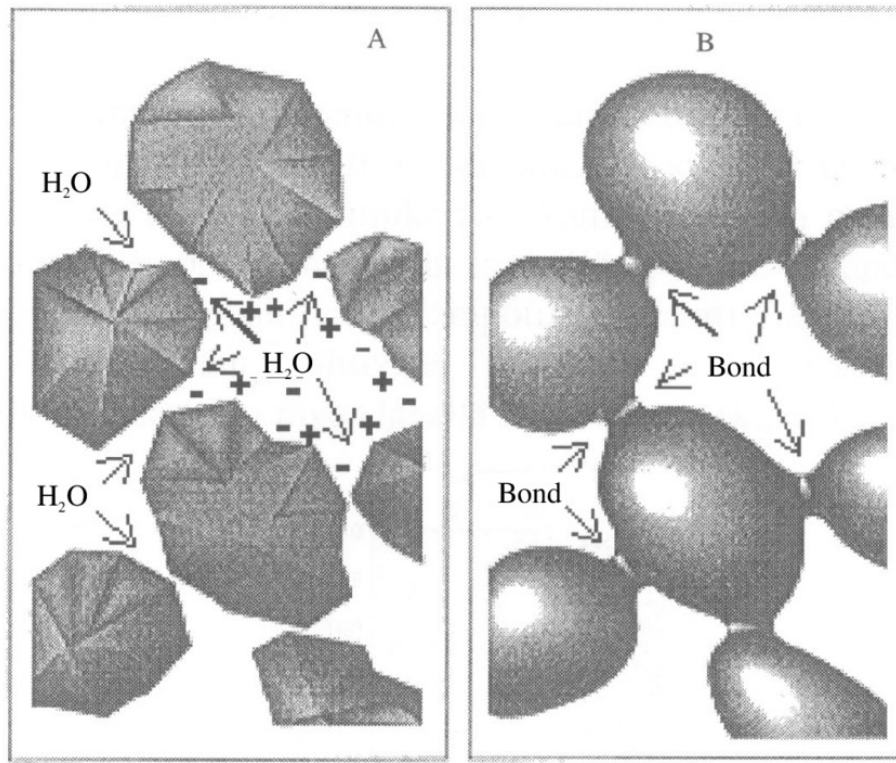


Figura 3.3: sinterizzazione dei grani di neve, si può osservare come vengono a formarsi i legami tra i grani.

La forma dei grani è uno dei principali metodi di classificazione dello strato, è stata a lungo studiata e caratterizzata giungendo all'individuazione di 9 principali forme (Fig. 3.4-3.5). Ogni classe è indicata da un simbolo e una sigla composta da due lettere maiuscole, le loro sottoclassi invece sono composte da una aggiunta di due lettere minuscole successive alla sigla principale (Fierz et al. 2009).










<i>Class</i>	<i>Symbol</i>	<i>Abbrev¹</i>	<i>Colour</i>
Precipitation Particles	+	PP	
Machine Made snow	⊙	MM	
Decomposing and Fragmented precipitation particles	/	DF	
Rounded Grains	•	RG	
Faceted Crystals	□	FC	
Depth Hoar	^	DH	
Surface Hoar	v	SH	
Melt Forms	○	MF	
Ice Formations	■	IF	

Figura 3.4: Tabella esplicativa dei grani (Fierz et al., 2009). Abbreviazioni: PP=Particelle di precipitazione; MM=Neve artificiale; DF=particelle di precipitazione frammentate; RG=grani arrotondati; FC=cristalli sfaccettati; DH=brina di profondità; SH=brina di superficie; MF=forme fuse; IF=formazioni di ghiaccio

1) **Particelle di precipitazione** (sigla: PP)

Sono cristalli di ghiaccio appena depositati attraverso la precipitazione che non hanno ancora subito modificazioni in senso meccanico e fisico.

2) **Particelle di precipitazione decomposte e frammentate** (sigla: DF)

Le particelle di precipitazione frammentate sono costituite principalmente da cristalli di precipitazione rotti attraverso l'azione meccanica del vento o da parte di carichi. Il grado di trasformazione dipende dall'intensità e dalla durata dell'attività eolica. Gli strati derivanti presentano densità elevate e un buon grado di resistenza e sinterizzazione (Fierz et al., 2009).

3) **Grani arrotondati** (sigla: RG)

I grani arrotondati sono cristalli che hanno subito o un processo di arrotondamento meccanico (attività eolica) o un processo fisico di arrotondamento (metamorfismo

distruttivo), questi processi portano ad una diminuzione della dimensione media (McClung and Schaerer, 2006). Le caratteristiche principali sono infatti le ridotte dimensioni e una forma che non presenta spigolature.

4) **Cristalli sfaccettati** (sigla: FC)

I cristalli sfaccettati sono caratterizzati da una forma spigolosa totale o parziale e dimensioni mediamente maggiori rispetto ai grani arrotondati.

La loro formazione è dovuta ad un processo fisico di metamorfismo costruttivo.

5) **Brina di superficie** (sigla: SH)

I cristalli di Brina di superficie sono caratterizzati da una forma striata, solitamente piana e spesso associata alla forma di una piuma.

La loro formazione è limitata alla superficie del manto nevoso .

6) **Brina di profondità** (sigla: DH)

La brina di fondo è un cristallo facilmente riconoscibile, ha una forma a calice/piramide striata e cava, con un diametro che può raggiungere diversi mm (Fierz et al., 2009).

Presenta un accrescimento verso il basso dovuto alla sublimazione dei grani posti più in profondità, processo favorito da temperature dell'aria molto basse e un manto nevoso poco spesso (gradienti maggiori).

La brina si forma solo all'interno del manto ma non è raro trovarla appena sotto la superficie o sotto delle croste da fusione e rigelo (Colbeck and Jamieson, 2001).

7) **Forme fuse** (sigla: MF)

I grani da forme fuse sono dovuti alla presenza, anche passata, di acqua allo stato liquido, senza di essa queste forme non sarebbero possibili da individuare.

Sono caratterizzati da una forma arrotondata e si trovano uniti ad altri grani grazie a ponti di ghiaccio, formati dal precedente ciclo di fusione, oppure attraverso la presenza di acqua liquida come matrice tra i grani.

8) **Formazioni di ghiaccio** (sigla: IF)

Sono formazioni di ghiaccio vivo, in cui non è possibile individuare i singoli grani.

9) **Neve artificiale** (sigla: MM)

La neve artificiale si presenta come un grano piccolo, sferico con piccole protuberanze e alle volte cave all'interno. Si originano dal congelamento di piccole gocce d'acqua

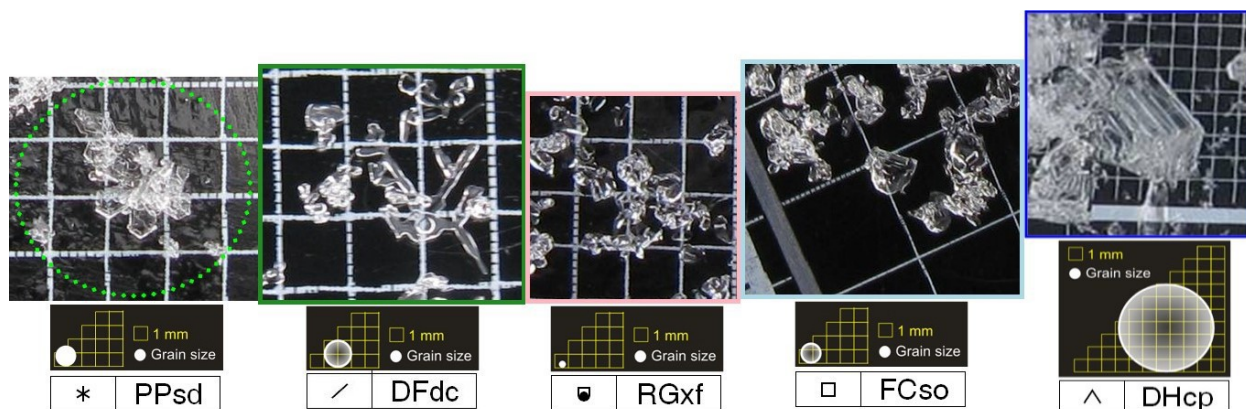


Figura 3.5: Foto dei grani di neve per tipologia. PP=particelle di precipitazione; DF= particelle di precipitazione frammentate; RG= Grani arrotondati; FC= Cristalli sfaccettati; DH= Brina di profondità. (snowcrystals.it)

Il maggior agente atmosferico che influenza il manto è il vento; attraverso il suo lavoro di azione meccanica e trasporto è in grado di rompere e ridurre le dimensioni dei grani, portando alla formazione di grani arrotondati o particelle di precipitazione sminuzzate. Avvenuto il deposito, l'accumulo che si forma, essendo formato da grani piccoli e arrotondati, sarà denso e duro.

Altre caratteristiche importanti individuate per la classificazione dei grani sono la loro dimensione, la durezza e la resistenza. La dimensione viene assegnata sulla base della grandezza media dei grani raccolti per un dato campione di strato del manto ed è espressa in millimetri (mm). La durezza è un parametro che esprime la resistenza alla penetrazione di un dato oggetto nello strato. La misurazione viene effettuata in campo attraverso il test della mano (de Quervain, 1950), è un test suddiviso in cinque fasi a cui vengono fatte corrispondere cinque range di resistenza alla penetrazione: il pugno della mano, quattro dita, un singolo dito, una matita e un coltello. Infine la resistenza è un parametro molto importante dipendente dalla microstruttura e dalla omogeneità dello strato, è definibile come la massima sollecitazione a rottura su una curva di carico-deformazione (Fierz et al.

2009). Le temperature alte sono un fattore di consolidamento ed aumento della durezza, se mantenute a lungo tempo, che determinano un aumento della resistenza (Kozak 2003); la resistenza della neve dipende comunque dal tasso di carico (Schweizer et al., 2016).

3.2 *Le valanghe*

Una valanga è una massa di neve e di ghiaccio che si stacca bruscamente dal fianco di una montagna, percorrendone il pendio a tutta velocità, provocando un forte spostamento d'aria, e trasportando terra, rocce e detriti vari. La formazione di una valanga è un processo complesso di interazione tra il terreno, il manto nevoso e le condizioni metereologiche (Schweizer, 2003).

Le valanghe sono formate da 3 zone differenti (*Fig. 3.6*):

- 1) **Zona di distacco**, è il luogo dove è presente la debolezza interna al manto, insieme alla zona circostante da cui si origina la massa nevosa che inizia il suo percorso verso valle.
- 2) **Zona di scorrimento**, è la parte centrale dell'area valanghiva, caratterizzata dal passaggio del flusso di neve.
- 3) **Zona d'arresto**, dove avviene l'accumulo finale della massa nevosa quando la valanga esaurisce la sua energia cinetica.

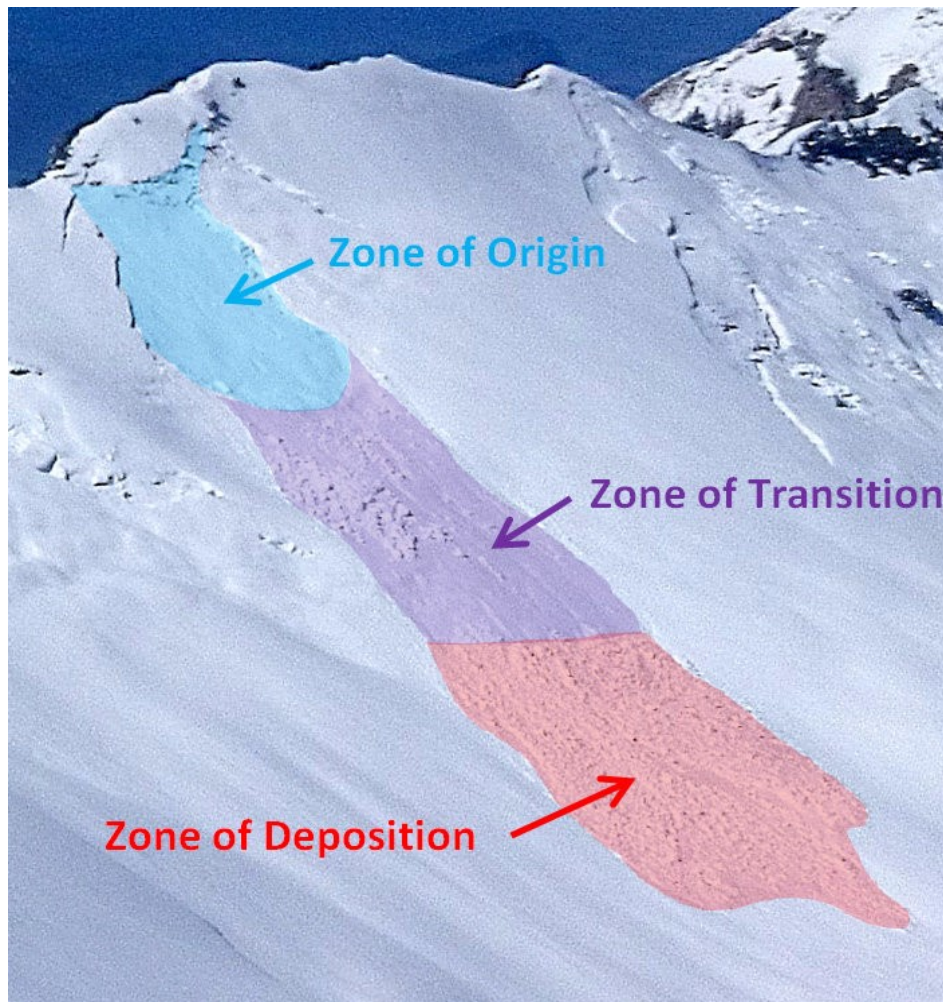


Figura 3.6: suddivisione delle zone di un fenomeno valanghivo, (Leinss et al., 2020)

Sui pendii montuosi la neve si può accumulare in vari modi che cambiano al cambiare della zona, dell'altitudine, della temperatura o delle condizioni atmosferiche e rendono il manto nevoso più o meno stabile. La tipologia di neve che contribuisce a stabilizzare il manto solitamente cade con temperature costanti appena al di sotto di 0 C°, mentre forti sbalzi di temperatura, un caldo sole o un vento rafficato provocano variazioni sulla composizione della neve che di conseguenza frammentano il manto nevoso. Esso non smette mai di evolvere, per cui le condizioni meteorologiche esercitano un ruolo di primo piano, così questa copertura di neve sovrappone strati di diversa consistenza, formando altrettanti strati più o meno stabili gli uni rispetto agli altri.

La conformazione del terreno contribuisce al distacco delle valanghe poiché essa influisce in modo incisivo sulla direzione del vento e sull'esposizione solare, pertanto, sulla quantità di neve accumulata. A favorire la formazione di valanghe sono i canaloni, le conche e i cambi di pendenza. Queste conformazioni del terreno facilitano l'accumulo di neve soffiata sottovento e di neve compattata sopravvento. Invece la formazione delle valanghe viene rallentata dai costoni o da dorsali spesso spazzati dal vento e quasi privi di neve soffiata. L'orientamento del pendio influenza la temperatura del manto nevoso e la sua esposizione al sole. Nei pendii in direzione NO-NE i rischi sono maggiori e si conservano più a lungo dato la scarsa irradiazione solare. Al contrario i pendii esposti a SO-SE dispongono più frequentemente di un manto nevoso più stabile grazie alla maggiore insolazione. La ripidezza di un pendio è una delle premesse per la formazione di una valanga. Quasi il 97 % di tutti gli incidenti da valanga si verifica in quei pendii con una inclinazione di oltre 30°. In generale più ripido è il pendio, più facile è il distacco di valanghe.

Il vento è il secondo maggiore artefice delle valanghe dopo la neve nuova (Schweizer, 2003). I pendii sopravvento sono in linea di massima più sicuri di quelli sottovento, l'azione del vento porta via la neve, mentre quella residua viene compattata. I pendii sottovento sono più pericolosi perché accumulano la neve che diventa più profonda e meno solida. Si creano facilmente lastroni che potrebbero trasformarsi in valanghe (*Fig. 3.7*). I pendii lisci come i prati trattengono poco la neve e forniscono una superficie di scorrimento scivolosa, se sono presenti rocce e alberi, questi possono fungere da ancoraggi aumentando la stabilità del manto nevoso.

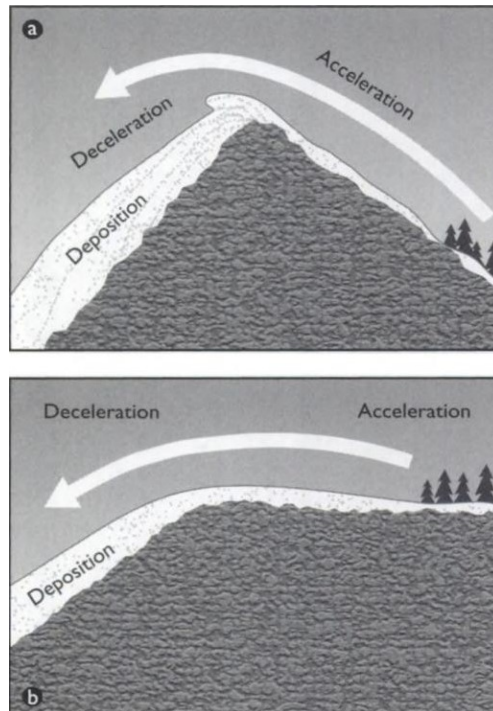


Figura 3.7: Zone di deposito della neve in un pendio sottovento (McClung and Schaerer, 2006).

Le tipologie di valanghe:

Ci sono principalmente quattro tipologie di valanghe: quelle a **debole coesione**; quelle a **lastroni**; quelle **nubiformi** e quelle a **neve umida**.

Nelle **valanghe a debole coesione** il movimento si origina da una piccola quantità di neve farinosa che durante la caduta si ingrandisce, formando una traiettoria via via più larga, di forma triangolare detta anche a "pera". La neve a debole coesione è soffice e leggera quindi necessita di pendenze abbastanza elevate per acquistare volume e velocità, ma in generale non rappresenta un grande rischio. Le valanghe a debole coesione in qualche caso possono essere anche di neve bagnata che ha una densità nettamente superiore e temperature vicine agli 0° C, quindi sono molto lente.

Le **valanghe a lastroni** sono dovute al distacco improvviso di un intero lastrone di neve compatta, a partire da un fronte più o meno esteso. La neve si stacca a lastre e solo durante

il movimento queste si spezzano in frammenti di minori dimensioni. I lastroni per scivolare hanno bisogno di uno scarso legame con lo strato sottostante, ciò avviene per l'azione del vento. Le valanghe a lastroni possono essere di superficie o di fondo a seconda che si muovano solo alcuni strati superficiali o l'intero manto nevoso. Nella maggior parte dei casi il distacco avviene per un aumento del carico sul manto nevoso dovuto al passaggio di animali o persone; Queste valanghe possono raggiungere velocità elevate in spazi brevi, presentando una forte accelerazione. Nei versanti particolarmente accidentati i lastroni, durante il moto, possono addirittura disintegrarsi dando origine a valanghe di tipo nubiforme. Solitamente in cima ai pendii che presentano neve soffiata si creano delle cornici che con l'azione del vento diventano sempre più grandi fino a raggiungere un punto critico.

Le **valanghe nubiformi** si sviluppano lungo versanti molto ripidi, la neve si mescola all'aria e forma una nube, di piccole particelle di neve e ghiaccio, che scende a velocità molto elevate. Esse si formano in seguito al distacco di un lastrone di neve asciutta che si spezza in blocchi e frammenti raggiungendo spesso velocità oltre i 100 Km/h, le particelle di neve si disperdono in una nube. La valanga non segue più percorsi preferenziali, ma scorre dritta lungo il versante superando qualsiasi ostacolo morfologico; pertanto lo spazio di arresto risulta di molto superiore a quello delle valanghe radenti.

Le **valanghe a neve umida o bagnata** contengono acqua allo stato liquido ad una temperatura di 0 °C, di solito si formano dopo un forte rialzo termico, sono quindi tipiche del periodo primaverile. Sono caratterizzate da una modesta velocità di scorrimento e sono in grado di travolgere e spingere a valle tutto quello che incontrano. Seguono percorsi preferenziali determinati dalla morfologia del terreno, quali canali o fiumi.

Un parametro di classificazione molto importante per le valanghe riguarda la dimensione che esse possono raggiungere. L'EAWS (*European avalanche warning services*) ha classificato 5 classi di pericolo per suddividere il fenomeno e si basa sulla distanza percorsa dalla valanga, il suo volume e il potenziale distruttivo del suo impatto:

- Piccole (*Size 1*): difficilmente creano danni a persone, a meno che siano presenti trappole del terreno (rocce, alberi) lungo la zona di scorrimento. Tendono a fermarsi sul pendio ripido. Lunghezza di scorrimento 10-30m, volume di 100m³;
- Medie (*Size 2*): possono seppellire, ferire o uccidere persone. Tendono a rallentare e a completare la corsa a fine del pendio ripido. Lunghezza di scorrimento 50-200m, volume 1000m³;
- Grandi (*Size 3*): possono seppellire e distruggere macchine, creare danni a camion, sradicare alberi e danneggiare piccoli edifici. Le probabilità di uno sciatore di subire danni seri sono alte. Possono percorrere parte di un terreno pianeggiante lungo fino a 50m. Lunghezza di scorrimento più di 100m, volume 10.000m³;
- Molto grandi (*Size 4*): possono seppellire e distruggere camion e treni, oltre a porzioni di foresta e grandi edifici. Sono in grado di percorrere zone pianeggianti di lunghezza maggiore ai 50m e raggiungere il fondovalle. Lunghezza di scorrimento 1-2km, volume 100.000m³;
- Estremamente grandi (*Size 5*): sono le valanghe più grandi, devastano un intero paesaggio e hanno un potenziale catastrofico. Raggiungono il fondovalle. Lunghezza di scorrimento maggiore di 2km e volume superiore ai 100.000m³.

3.3 L'istituto WSL per lo studio della neve e delle valanghe SLF

3.3.1 L'istituto SLF e il campo di ricerca

l'istituto SLF (*Schnee und Lawinenforschung*) (Fig. 3.8) è un rinomato centro di ricerca conosciuto a livello mondiale nel proprio settore, esso monitora e ricerca la condizione, l'origine e il cambiamento di pericoli naturali, neve, permafrost ed ecosistemi montani. Oltre alla ricerca di base esso svolge ricerca applicata offrendo vari servizi, ad esempio il bollettino delle valanghe o il monitoraggio dei ghiacciai e del cambiamento climatico.

Sviluppa quindi strategie e provvedimenti concreti volti a proteggere la popolazione dai pericoli naturali, in particolare dalle valanghe. L'istituto SLF nacque nel 1936, quando un piccolo gruppo di ricercatori si è stabilito nel primo laboratorio nivologico sul Weissfluhjoch, un passo di alta quota situato vicino al paese di Davos dove successivamente venne istituito l'SLF evolvendosi fino a diventare un rinomato istituto di ricerca.



Figura 3.8: Sede principale dell'istituto di ricerca SLF

Il centro SLF fa parte dell'istituto federale di ricerca per la foresta, la neve e il paesaggio WSL (*Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft*) che studia i cambiamenti dell'ambiente terrestre, l'uso e la protezione degli habitat naturali e dei paesaggi culturali. Monitora inoltre le condizioni e lo sviluppo delle foreste, dei paesaggi, della biodiversità, dei pericoli naturali così come della neve e del ghiaccio. La sede principale dell'istituto è situata nel paese di Birmensdorf vicino a Zurigo. Presso il WSL i ricercatori lavorano altresì alla creazione di misure di protezione intese a ottimizzare integralmente la gestione del rischio. Infatti qui per più di 100 anni il monitoraggio delle foreste è stato uno degli obiettivi principali, andando a comprendere l'uso sostenibile delle risorse naturali ed il mantenimento delle foreste in modo sano e prospero.

3.3.2 Inquadramento territoriale e importanza a livello alpino e mondiale

L'istituto SLF è situato in Svizzera nel paese di Davos nel cantone dei Grigioni ad una quota altimetrica di 1560 m slm (*Fig. 3.9*). Davos si trova sul fondo della Landwassertal, una valle alpina alle spalle del passo Wolfgang, il clima è di tipo continentale subalpino con lunghi e freddi inverni. Trovandosi in una zona endalpica questa regione percepisce una mediocre quantità di precipitazioni, queste provengono prevalentemente dai settori nord-occidentali, infatti gli accumuli di neve maggiori rimangono sulla sponda opposta del passo Wolfgang rispetto a Davos che è situata sul lato sottovento. Per questo motivo una stazione nivometrica è situata sulla sponda sopravvento del passo, nel villaggio di Laret.

L'istituto SLF ha un'importanza mondiale, i suoi studi vengono citati da numerosi autori internazionali. Per esempio il modello SNOWPACK sviluppato in questo istituto viene utilizzato da più di 200 scienziati che lavorano in 35 centri di ricerca sparsi per il globo. Oltre alle alpi SNOWPACK è stato applicato in Scandinavia, nord America, Giappone, Russia, China, India, Chile e le regioni polari.



Figura 3.9: Davos e la Landwassertal

3.3.3 Il team di ricerca “Wintersport und Klima”

L'istituto SLF è diviso in vari team di ricerca che studiano tutti gli stati e le forme dell'acqua: dalla neve, al ghiaccio, alla brina... La ricerca presa in considerazione in questo lavoro di laurea è stata sperimentata nel gruppo di ricerca denominato Sport invernali e clima. In questo team vengono ricercate le condizioni meteo necessarie per lo svolgimento degli sport invernali, le quali vengono influenzate dalla naturale variabilità del clima e dai cambiamenti climatici antropogenici. Vengono ricercati dati e modelli sia per visualizzare le situazioni nivologiche di oggi e di domani, sia per valutare il potenziale delle possibili strategie di adattamento.

L'attività principale del gruppo si concentra quindi sulla gestione della neve, inclusi preparazione delle piste e *snowfarming*, modelli numerici del manto nevoso (SNOWPACK, A3D) così come analisi e scenari di climatologia della neve.

Il capo di questo team è il dott. Charles Fierz

3.3.4 La stazione di ricerca Weissfluhjoch

Una delle stazioni di misura più importanti utilizzate dall'SLF è situata sul Weissfluhjoch (*Fig. 3.10*), un passo ad elevata quota situato appena sopra il paese di Davos. La stazione si trova a 2693m s.l.m. in prossimità di un noto comprensorio sciistico. L'accesso avviene tramite una funicolare, la Parsennbahn che risale i quasi 1300m di dislivello che separano il fondovalle dal passo.



Figura 3.10: Stazione di ricerca del Weissfluhjoch

Lo studio della neve e delle condizioni meteorologiche sul Weissfluhjoch è iniziato nel 1936, quando un gruppo di ricerca ha posizionato un palo per misurare l'altezza del manto nevoso e ha cominciato a scavare *snowpit* (buche nel manto nevoso per analizzarne la stratigrafia), il tutto su un piccolo altopiano situato a 2.540m s.l.m. Questo fu l'inizio di quella che oggi è la più lunga serie di dati giornalieri sull'altezza del manto nevoso e della neve fresca di una stazione di ricerca ad alta quota. L'obiettivo iniziale di queste attività era quello di migliorare la conoscenza del fenomeno delle valanghe, poi nel 1947 il Weissfluhjoch diventò parte del *Swiss Federal Office of Meteorology and Climatology* (MeteoSwiss), ed iniziarono quindi anche le osservazioni meteorologiche.

Oggi varie misurazioni vengono effettuate su questo passo, le principali sono le seguenti: la profondità giornaliera del manto nevoso letta tramite un paletto con una scala in cm. L'altezza della neve nuova misurata su una tavola posizionata ogni mattina a filo della superficie del manto nevoso. La densità della neve nuova calcolata dal peso di una sezione di 1000 cm². Infine vengono misurati bisettimanalmente l'equivalente in acqua del manto nevoso, la durezza della neve ed altri parametri stratigrafici in una buca scavata nella neve come descritto in (Meister, 2009).

3.4 SNOWPACK

3.4.1 Cosa è e come funziona SNOWPACK

Negli ultimi decenni, lo studio del manto nevoso si è arricchito di numerosi lavori che hanno permesso di indagare i microprocessi strutturali e fisici che interagiscono all'interno del manto nevoso.

Il centro di ricerca SLF ha sviluppato un modello computistico in grado di generare un manto nevoso virtuale che riproduce le caratteristiche di quello reale. Questo manto virtuale prende il nome di SNOWPACK (*Fig. 3.11*) e la sua formazione si basa sui bilanci di massa e scambi energetici tra la neve, l'atmosfera e la copertura vegetale/suolo (Lehning et al., 1999; Bartelt et al., 2002; Lehning et al., 2002a,b). Esso è stato sviluppato principalmente come supporto per la previsione e la gestione del rischio delle valanghe, potendo sfruttare lo studio degli strati deboli persistenti e i cambi di fase delle molecole d'acqua nel manto nevoso. Il modello SNOWPACK viene utilizzato anche per altre applicazioni come le indagini sul permafrost (Lütschg et al., 2003), la valutazione delle interazioni neve-vegetazione, la ricerca climatica (Bavay et al., 2009) e i calcoli di massa e di bilancio energetico per le aree artiche (Meirolid-Mautner and Lehning, 2004).

Per potere generare un manto nevoso SNOWPACK calcola i parametri fisici degli strati interni al manto e determina le modifiche che avvengono nel tempo; tiene inoltre in considerazione il metamorfismo della neve e come esso sia connesso con le proprietà meccaniche del manto (es. conducibilità termica e viscosità). Alla base del modello vi sono variabili di stato utilizzate per calcolare la microstruttura della neve e i metamorfismi interni dei grani, in secondo luogo vi sono dei modelli secondari che forniscono algoritmi per il calcolo delle interazioni con le variabili meteorologiche.

La sua risoluzione nell'individuare strati molto sottili è alta (Schweizer et al., 2006).

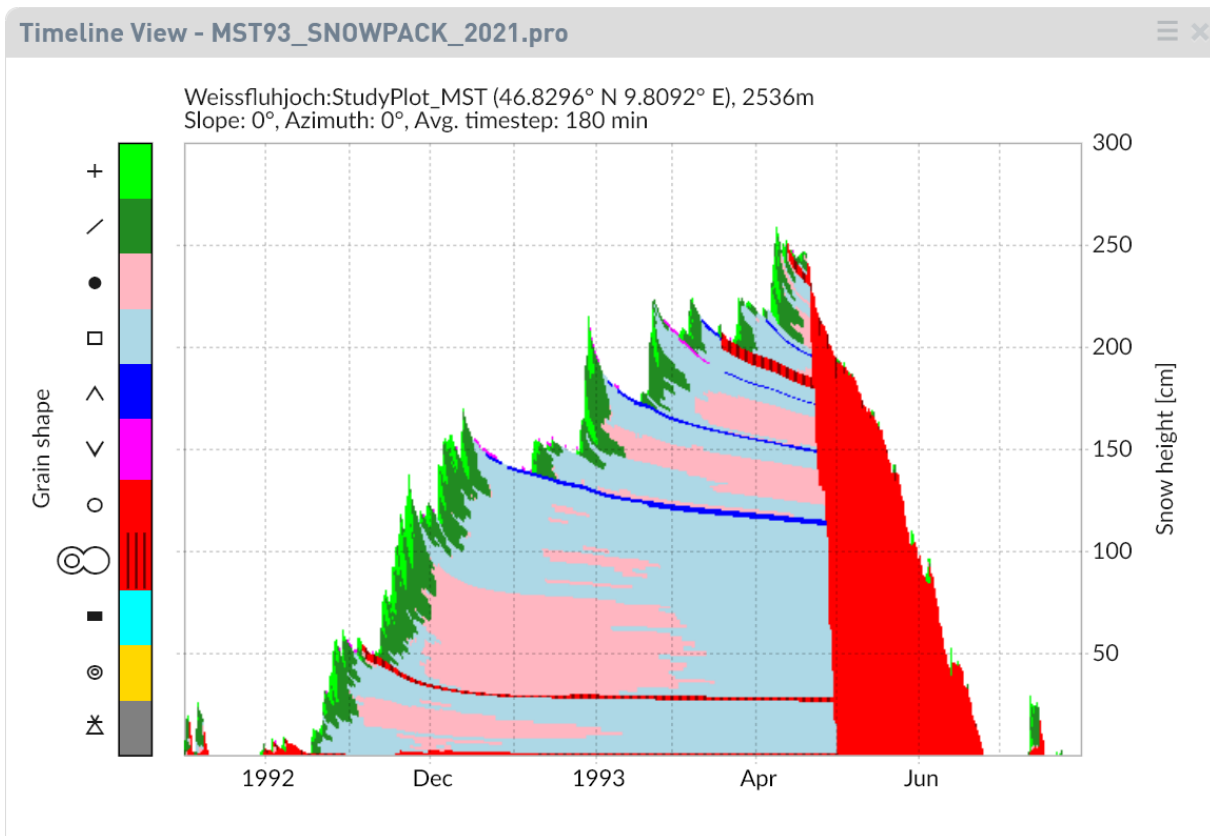


Figura 3.11: modellizzazione del manto nevoso nel corso di un anno eseguita da SNOWPACK, i diversi colori rappresentano i tipi di grani (fig. 2.4)

Le informazioni che SNOWPACK è in grado di integrare sono:

1) Accumuli da precipitazione nevosa (HN)

Il risultato HN è ottenuto attraverso la modellizzazione di parametri meteorologici quali: T° , velocità dei venti, massa della precipitazione e umidità, questo accumulo ricavato viene in seguito confrontato e aggiornato costantemente con il dato di altezza del manto (HS) misurata dai sensori dell'AWS (*automatic weather station*). Attraverso questo procedimento, il modello è in grado di ricavare dati inerenti il nuovo accumulo (Lehning et al., 2002b).

2) Microstruttura della neve

La microstruttura è rappresentata dalla dimensione e forma dei grani, dalla dimensione dei pori e dalla natura dei legami tra i grani. Come descritto da Lehning et al. (2002a), il modello

SNOWPACK è in grado di descrivere la microstruttura e di conseguenza andare a individuare i parametri da essi dipendenti come le proprietà ottiche, meccaniche e fisiche.

3) Erosione dovuta all'attività eolica

Il manto nevoso subisce un'azione di erosione e di accumulo da parte dei venti, sfruttando i parametri superficiali del manto e le caratteristiche dei venti ottiene il quantitativo di neve erosa o depositata dal vento.

4) Valutazione qualitativa degli strati sottili

Sfruttando i bilanci energetici del manto, il modello è in grado di calcolare anche gli strati più sottili e critici per la formazione di valanghe, come brine e croste da fusione e rigelo (Lehning et al., 2002b).

Nell'utilizzo pratico delle informazioni ricavate dal modello per la previsione valanghe, il previsore deve svolgere un lavoro di adattamento dei dati ed estenderli all'intera area di previsione, tenendo conto delle condizioni morfologiche del territorio di sua competenza. Il modello SNOWPACK svolge calcoli in maniera differente per restituire diversi risultati applicati alle 4 esposizioni principali dei versanti (Nord-Ovest-Sud-Est). Per ogni esposizione la parametrizzazione prevede una pendenza fissa del pendio simulato pari a 38°.

3.4.2 I requisiti per elaborare una simulazione con SNOWPACK

I dati di input per elaborare delle simulazioni del manto nevoso sono dati nivometeorologici che possono derivare da stazioni meteo automatiche poste in luoghi rappresentativi, in termini nivologici, di precipitazioni, di esposizione al sole e di morfologia del terreno. Un'altra possibile fonte di dati sono le simulazioni dei modelli di previsione meteorologica (NWM), attraverso i quali si possono derivare informazioni puntuali anche dove non è presente una stazione fisica.

I dati di input sono i seguenti:

- Latitudine e longitudine (°)
- Altitudine (m)
- Inclinazione del terreno (°)
- Orientamento del terreno
- Rugosità superficiale (m)
- Albedo del terreno
- Densità terreno (Kg/m^3)
- Conducibilità suolo ($\text{W}/\text{m K}$)
- Calore specifico del suolo ($\text{J}/\text{Kg K}$)
- Velocità del vento (m/s)
- Velocità delle raffiche (m/s)
- Direzione del vento (0-360°)
- Temperatura dell'aria (°C)
- Umidità relativa (%)
- Altezza della neve (cm)
- Temperatura superficiale della neve (°C)
- Temperatura all'interfaccia neve/suolo (°C)
- Radiazione solare ad onde corte riflessa (w/m^2)
- Precipitazione (mm/h)

I dati devono essere raccolti dal giorno in cui il manto nevoso ricopre il suolo, una volta avviata la simulazione qualora si abbiano situazioni con dati mancanti è possibile derivare i parametri attraverso ulteriori algoritmi. Ogni dato mancante simulato, calcolato tramite altri parametri, porterà alla diminuzione della precisione del risultato di SNOWPACK. In caso di strumentazione mancante su di una stazione automatica o assenza stessa della stazione, è possibile utilizzare i dati NWM per la specifica coordinata e derivare così la simulazione.

L'affidabilità delle previsioni attraverso l'uso di modelli cala col passare dei giorni, poiché i modelli fisico-matematici non sono in grado di prevedere in modo deterministico l'evoluzione di una grandezza meteorologica (Giuliaci, 2016).

I parametri di output:

Il modello SNOWPACK restituisce un gran numero di parametri che possono far riferimento al singolo strato, all'intero manto oppure classificarsi come meteorologici. I parametri di seguito elencati sono quelli che permettono la comprensione delle variabili utilizzate in questo lavoro di tesi. Oltre alla denominazione della variabile e di una breve descrizione si riporta anche il file di output che contiene il dato (.smet o .pro).

- **MS_snow** (*solid precipitation rate*) [.smet]
Quantitativo misurato dalla stazione oppure derivato da algoritmi, riporta il peso per m^2 (kg/m^2) di precipitazione solida avvenuta.
- **MS_rain** (*rain rate*) [.smet]
Quantitativo misurato dalla stazione oppure derivato da algoritmi, che riporta in peso per m^2 (kg/m^2) la precipitazione liquida avvenuta.
- **TA** (*air temperature*) [.smet]
Indice dello stato termico della massa che occupa lo spazio di atmosfera preso in considerazione e della sua attitudine a cedere o assorbire calore (le misure sono solitamente condotte a circa 8 metri dal suolo). La variazione di altezza dal suolo dovuta alla presenza del manto nevoso è presa in considerazione dal modello SNOWPACK.
- **VW** (*wind velocity*) [.smet]
Velocità di spostamento orizzontale della massa d'aria che occupa lo spazio di atmosfera preso in considerazione (le misure sono solitamente condotte a circa 8 metri dal suolo). Tale dato è la media aritmeticamente della velocità dei venti in un'ora.
- **HN** (*height new snow*) [.smet]
Altezza della neve fresca come la profondità in centimetri della neve appena caduta che si è accumulata su una tavoletta durante un periodo di osservazione standard di 24 ore.

Tale misura comprende l'assestamento delle precipitazioni, l'erosione e l'eventuale fusione.

- **ISWR** (*incoming short wave radiation*) [.smet]

Valore dell'energia apportata in W/m^2 che incide sulla superficie del manto, il dato è misurato da stazioni automatiche oppure è calcolato attraverso algoritmi di interpolazione.

- **WDI** (*wind drift index*) [.smet]

L'indice di trasporto eolico è simulato da SNOWPACK prendendo in considerazione la velocità del vento, la densità degli strati superficiali del manto, la tipologia dei grani che li compongono e i rispettivi valori di resistenza al taglio (Lehning e Fierz, 2008). Attraverso la direzione del vento è possibile ricostruire, lungo i pendii virtuali, le zone di erosione e accumulo.

- **LWC** (*liquid water content*) [.pro]

Contenuto in acqua del manto nevoso allo stato liquido, espresso in percentuale, per ogni singolo strato che compone il manto. Indica il rapporto volumetrico tra acqua allo stato solido (cristalli) e acqua allo stato liquido.

- **HS** (*height Snow-cover*) [.smet/.pro]

L'altezza della neve indica lo spessore totale del manto nevoso, cioè la distanza verticale, in centimetri, dalla base alla superficie della neve.

- **Grain Size** [.pro]

Valore dimensionale simulato dal modello considerando le modificazioni strutturali dei singoli grani, indica la dimensione media del grano in 'mm'.

- **Grain Type** [.pro]

E' un valore numerico che indica la tipologia di grano principale:

1: (PP) Particelle di precipitazione

2: (DF) Particelle Frammentate

3: (RG) Grani Arrotondati

4: (FC) Cristalli Sfaccettati

- 5: (DH) Brina di Profondità
- 6: (IF) Formazione di Ghiaccio
- 7: (MF) Forme Fuse
- 8: (SH) Brina di Superficie
- 9: (FCXR) Crosta da Fusione e Rigelo

3.4.3 *MeteoIO*

L'uso di modelli numerici che richiedono grandi serie di dati meteorologici è talvolta difficile e i problemi possono spesso essere ricondotti alla funzionalità I/O (Input/Output). Di conseguenza, le routine di I/O, costose da implementare, sono spesso soggette a errori e mancano di flessibilità e robustezza. Con il crescente utilizzo di tali modelli nelle applicazioni operative, questa situazione cessa di essere semplicemente scomoda e diventa un problema importante.

La libreria *MeteoIO* è stata progettata per le esigenze specifiche dei modelli numerici che richiedono dati meteorologici, andando ad eseguire una preelaborazione dei dati, vale a dire il recupero, il filtraggio e il ricampionamento dei dati, ove necessario. Inoltre, in un contesto operativo, la gestione degli errori dovrebbe evitare inutili interruzioni del processo di simulazione. È stata posta una forte enfasi sulla semplicità e sulla modularità, al fine di rendere estremamente facile il supporto di nuovi formati o protocolli di dati e di consentire ai collaboratori di contribuire al progetto (Bavay e Egger, 2014). Questo programma è rilasciato sotto licenza Open Source ed è disponibile all'indirizzo <http://models.slf.ch/p/meteoio>.

Oggi, la libreria *MeteoIO* offre grande flessibilità, affidabilità e prestazioni ed è stata adottata da diversi modelli per le loro esigenze di I/O, tra cui il modello SNOWPACK preso sotto esame in questa tesi.

3.4.4 ALPINE3D

Il suolo e la vegetazione hanno una forte influenza sul deposito ed il metamorfismo del manto nevoso, per permettere a SNOWPACK di svolgere una simulazione con il migliore risultato possibile bisogna tenere conto di queste variabili. Il programma di ALPINE3D è stato sviluppato apposta per questo motivo, esso consiste in un modello per la simulazione dei processi superficiali alpini in stretto collegamento con i processi di innevamento. ALPINE3D svolge un ruolo importante nella ricerca sulla formazione, l'immagazzinamento e il rilascio delle risorse idriche.

L'acqua dolce è una delle risorse più preziose per l'uomo e per altre forme di vita in tutto il mondo, le montagne svolgono un ruolo unico nel rinnovare e fornire risorse idriche. In molte regioni aride, come gli Stati Uniti sud-occidentali o l'Asia centrale, le montagne sono la più importante fonte perenne di acqua dolce. (Viviroli et al., 2003; Schär et al., 2004).

In montagna, le dinamiche del manto nevoso spesso dominano la formazione e il rilascio delle risorse idriche. Pertanto, è necessario studiare la neve e la sua interazione con la vegetazione e il suolo (Lehning et al, 2006).

Diversi modelli di distribuzione della copertura nevosa, dell'umidità del suolo, del ruscellamento superficiale e del deflusso fluviale hanno in genere parametrizzazioni molto semplici dei processi di superficie, come i fattori di gradi-giorno o la rappresentazione della copertura nevosa a singolo strato. Per riprodurre il deflusso dei bacini idrografici, le semplici routine di scioglimento della neve si sono dimostrate precise, a condizione che siano state accuratamente calibrate in modo specifico per il bacino idrografico a cui vengono applicate. Tuttavia, l'utilizzo di modelli più dettagliati è utile per comprendere e quantificare il ruolo dei singoli processi superficiali per l'idrologia del bacino, lo stato della copertura nevosa e la distribuzione dell'umidità del suolo. ALPINE3D è stato sviluppato proprio con questi obiettivi, in quanto viene costruito un modello distribuito ad alta

risoluzione spaziale e temporale che contiene descrizioni dettagliate dei processi di innevamento e degli scambi di massa ed energia in superficie, adatto a terreni molto ripidi. In questo senso, il modello si differenzia da altri modelli distribuiti (Essery e Pomeroy, 2004), che sono stati costruiti per terreni in leggera pendenza.

In un caso del bacino idrografico del Dischma, nella Svizzera orientale in prossimità di Davos, è stato dimostrato che il modello è in grado di simulare la formazione del deflusso e la distribuzione della neve come si vede da un'immagine radiometrica avanzata NOAA ad altissima risoluzione, ponendo ALPINE3D come un valido strumento per studiare le dinamiche di superficie in montagna (Lehning et al, 2006).

3.4.5 IniShell

I modelli numerici possono essere definiti come modelli computazionali progettati per simulare e prevedere il comportamento di sistemi fisici o del mondo reale.

La configurazione dei modelli numerici è difficile da interpretare da parte di utenti generici, per questo motivo viene spesso sviluppata un'interfaccia grafica utente (GUI). Da qui nasce Inishell, un'interfaccia grafica in grado appiattire la curva di apprendimento e permettere agli utenti di gestire grosse moli di dati senza incorrere in errori. Per potere quindi eseguire una simulazione su SNOWPACK bisogna utilizzare Inishell per configurare diversi parametri. Come illustrato nella (Fig. 3.12), dato un insieme di dati di input (ad esempio, misure meteorologiche) e di parametri (ad esempio, la fase temporale di simulazione e le risoluzioni spaziali). Il modello numerico produrrà una serie di output rispettando queste configurazioni, per esempio la copertura nevosa e la risposta idrologica di un bacino idrografico.

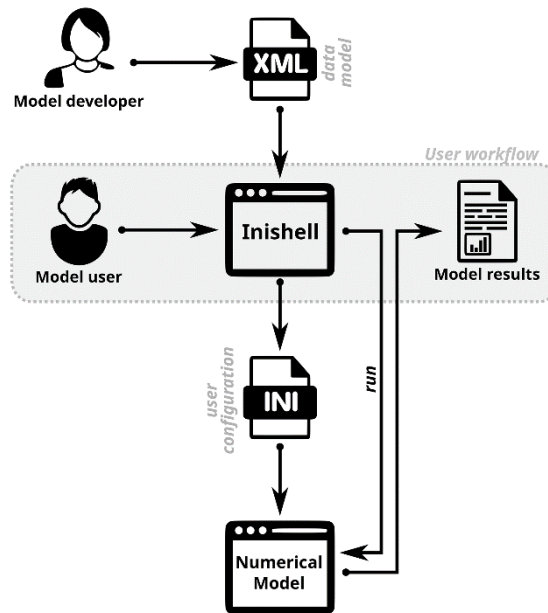


Figura 3.12: Schema di funzionamento di Inishell.

I modelli numerici sono strumenti molto potenti e ampiamente utilizzati in diversi campi come la medicina, l'energia, l'ambiente, i materiali, l'industria, la difesa e la sicurezza interna (Oden et al., 2006).

Inishell è una GUI scritta in codice C++, ciò rende la manutenzione della GUI molto semplice e consente agli utenti di ottenere facilmente una versione aggiornata per la configurazione dei propri modelli numerici.

3.4.6 NiViz

NiViz è un programma in grado di generare una varietà di diagrammi interattivi da profili del manto nevoso misurati o simulati. Una volta modellizzato un manto nevoso tramite SNOWPACK, è possibile ottenere un profilo dello stesso, per il quale si ha la possibilità di selezionare parametri specifici in modo da studiare più nel dettaglio ogni singolo elemento. Alcuni dei parametri visualizzabili sono le serie temporali, le temperature o lo SWE (*snow water equivalent*).

Nel programma NiViz è possibile caricare i seguenti tipi di file:

- Un singolo profilo di neve [CAAML file].
- Una timeline di profili simulati da SNOWPACK [PRO file] (Fig. 3.13).
- Una serie temporale di variabili meteorologiche come idrometeore, flussi, temperatura del manto nevoso... [SMET file].

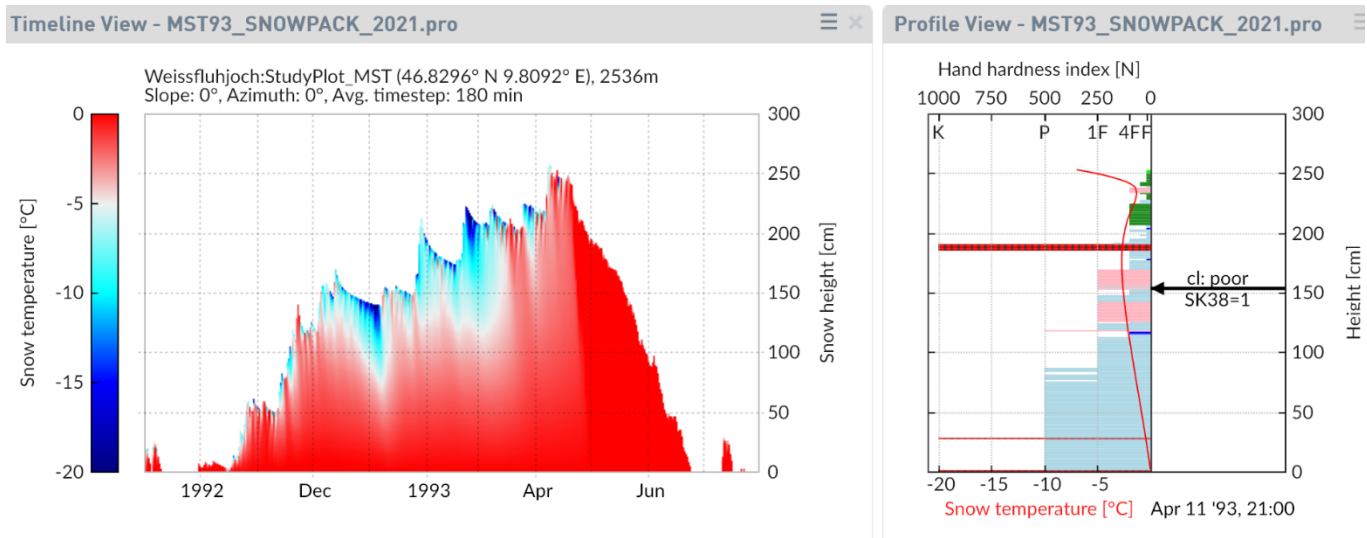


Figura 3.13: analisi della temperatura all'interno del manto nevoso. A sinistra è visibile la sua evoluzione nel corso di un anno, mentre a destra è rappresentata la temperatura e la stratigrafia per un determinato giorno

3.5 SnowMIP

3.5.1 Il progetto SnowMIP, "Snow model intercomparison project"

Negli ultimi trent'anni sono stati sviluppati numerosi modelli del manto nevoso, utilizzati per varie applicazioni come l'idrologia, la circolazione globale, il monitoraggio del manto nevoso, la ricerca sulla fisica della neve e la previsione delle valanghe. Il grado di complessità di questi modelli è molto variabile, da semplici metodi analitici a modelli multistrato che simulano il manto nevoso, la stratigrafia e la tessitura della neve. La complessità è determinata da molteplici vincoli: la potenza numerica del computer, la

disponibilità di set di dati completi, i processi fisici simulati e l'applicazione del modello. Finora i modelli di copertura nevosa sono stati sottoposti solo a pochi confronti come modelli a sé stanti (Jin et al., 1999, Essery et al., 1999, Schlosser et al., 2000, Boone e Etchevers, 2001). Questi confronti riguardano generalmente solo alcuni modelli di complessità che vengono testati per 1 o 2 siti.

Questi studi hanno stabilito che i processi interni alla copertura nevosa sono importanti per migliorare le prestazioni dei modelli, i quali però dipendono molto dalla sua applicazione finale; infatti, alcune volte un modello semplice è più accurato di uno sofisticato ad esempio nei casi quando i dati di input sono scarsi. In seguito a questi studi, è sorta la necessità di un confronto più generale tra i modelli del manto nevoso dato che finora i confronti erano limitati a pochi modelli e siti. Di conseguenza, gli obiettivi principali del progetto di intercomparazione SnowMIP (Snow Model Intercomparison Project) sono:

- Definire un metodo comune per confrontare una grande varietà di modelli.
- Stimare l'impatto dei diversi parametri fisici.
- Identificare i processi chiave per ogni applicazione.

Per la comparazione, sono stati selezionati quattro siti (*Tab 3.1*) con caratteristiche medie di rappresentatività del manto nevoso ed un'ottima qualità dei dati raccolti.

Nome	Sigla	Lat/Lon	Altitudine (m)	Numero stagioni
Col de Porte (France)	CDP	45.30°N 5.77°E	1340	2
Goose Bay (Canada)	GSB	53.32°N 60.42°W	46	15
Sleepers River (USA)	SLR	44.5°N 72.17°W	552	1
Weissfluhjoch (Switzerland)	WFJ	46.83°N 9.81°E	2540	1

Tabella 3.1: Siti di studio del progetto SnowMIP1 (Etchevers et al., 2002).

Il **CDP** è un sito di media altitudine situato nelle Alpi francesi a 1340m s.l.m. La temperatura dell'aria, anche in pieno inverno, è spesso vicina allo zero termico e il sito non è ventoso. Le piogge e lo scioglimento delle nevi possono verificarsi in qualsiasi momento dell'inverno e l'umidità relativa è elevata (in media 70-90%).

Il **WFJ** è un sito più montuoso che si trova a 2540 m s.l.m. nelle Alpi svizzere. La temperatura invernale dell'aria è più bassa e le piogge non si verificano prima di maggio. Il sito è ventoso e l'aria è secca siccome l'umidità relativa mensile è <60%.

Il **GSB** si trova vicino al fiume Labrador, nel Canada orientale. La quota altimetrica è molto vicina al livello del mare, la temperatura dell'aria è molto bassa in inverno e il sito è ventoso e umido. La durata del manto nevoso è paragonabile a quella del Col de Porte.

Il **SLR** è un sito di media montagna situato nella parte nord-occidentale degli Appalachi, nel Vermont, U.S.A. Le temperature medie mensili sono basse durante l'inverno e la profondità massima della neve è di circa 1 m.

Poiché la vegetazione a WFJ non esiste o è solo erba corta negli altri siti, le interazioni tra neve e vegetazione non sono simulate dai modelli. Allo stesso modo, i siti non sono sottoposti ad un significato accumulo di neve da vento.

3.5.2 I modelli che hanno costituito SnowMIP

Nel progetto SnowMIP ventisei modelli hanno partecipato all'intercomparazione simulando il manto nevoso con i parametri meteorologici osservati; essi sono stati sviluppati per una vasta gamma di applicazioni e presentano vari gradi di complessità. I dati del manto nevoso NON sono stati messi a disposizione dei partecipanti (non è stato possibile effettuare una calibrazione) ma vengono utilizzati a scopo di validazione. La *Tabella 3.2* presenta i modelli, le principali parametrizzazioni utilizzate per gli scambi di massa ed energia in superficie, i processi interni e il numero di strati che simulano.

I modelli sono raggruppati in base alla loro complessità, questa è un parametro difficile da definire perché dipende da molti fattori e non esiste un metodo oggettivo per stimarla. In

questo progetto, si assume che sia pari a 1 per i modelli molto semplici (che utilizzano uno strato di neve e un bilancio energetico del manto molto semplice), 2 per i modelli semplici (che utilizzano uno strato di neve e un bilancio energetico del manto dettagliato), 3 per i modelli complessi (che utilizzano due o più strati di neve) e 4 per i modelli molto complessi che includono i processi fisici interni del manto nevoso.

<i>Model</i>	<i>Model acronym</i>	<i>Complexity</i>	<i>Multi-layer?</i>	<i>Soil model?</i>	<i>Variable C_H?</i>	<i>Variable density?</i>	<i>Albedo f (snow surface temperature)</i>	<i>Albedo f (age)</i>	<i>Albedo f (snow type)</i>	<i>Liquid storage?</i>	<i>Source</i>
SNOW-17	SNO	1	No	No	No	Yes	No	No	No	Yes	Anderson (1973)
SWAP ¹	SWA	1	No	Yes	Yes	Yes	No	No	No	Yes	Gusev and Nasonova (1998)
CLASS ²	CLA	2	No	Yes	Yes	Yes	No	Yes	No	No	Verseghy (1991)
CLASS-NSD ³	CLD	2	No	Yes	Yes	Yes	No	Yes	No	No	Verseghy (1991)
COLA-SsiB ⁴	COL	2	No	Yes	Yes	No	Yes	No	No	No	Xue and others (1991)
ESCIMO ⁵	ESC	2	No	No	No	No	No	Yes	No	No	Strasser and others (2002)
INM SM ⁶	INM	2	No	No	No	Yes	No	Yes	No	Yes	Fernández (1998)
ISBA ⁷	ISF	2	No	Yes	Yes	Yes	No	Yes	No	No	Douville and others (1995)
ISO ⁸	ISO	2	No	Yes	Yes	No	No	Yes	No	No	Bazile and others (2002)
MOSES ⁹	UKM	2	No	Yes	Yes	No	No	No	No	No	Cox and others (1999)
NOAH-LSM ¹⁰	NOH	2	No	Yes	Yes	Yes	No	No	No	Yes	Koren and others (1999)
SPONSOR	SPO	2	No	Yes	Yes	Yes	Yes	No	No	Yes	Shmakin (1998)
TSCM 1 ¹¹	TSI	2	No	No	No	No	Yes	Yes	No	Yes	Kondo and Yamazaki (1990)
ACASA ¹²	ACA	3	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	No	No	No	Pyles and others (2000)
CSIRO ¹³	CSI	3	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	No	No	Kowalczyk (unpublished data)
IAP94 ¹⁴	IAP	3	Yes	Yes	No	Yes	No	Yes	No	Yes	Dai and Zeng (1997)
ISBA-ES ¹⁵	ISB	3	Yes	Yes	Yes	Yes	No	Yes	No	Yes	Boone and Etchevers (2001)
MAPS ¹⁶	MAP	3	Yes	Yes	Yes	Yes	No	No	No	No	Smirnova and others (2000)
MATSIRO	MAT	3	Yes	Yes	Yes	No	Yes	Yes	No	No	Takata and Emori (1999)
TSCM	TSM	3	Yes	Yes	No	Yes	Yes	Yes	No	Yes	Yamazaki (2001)
VISA ¹⁷	VIS	3	Yes	Yes	Yes	Yes	No	Yes	No	Yes	Niu and Yang (2003); Yang and Niu (2003)
<i>Crocus</i>	CRO	4	Yes	No	Yes	Yes	No	Yes	Yes	Yes	Brun and others (1989)
SNOWPACK	SNO	4	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	No	Yes	Yes	Bartelt and Lehning (2002); Lehning and others (2002a, b)
SNTHERM	SNT	4	Yes	Yes	Yes	Yes	No	No	Yes	Yes	Jordan (1991)

¹South West Asia Project. ²Canadian Land Surface Scheme. ³New Snow Density. ⁴Center for Ocean–Land Atmospheric Studies — Simplified Simple Biosphere. ⁵Energy Balance Snow Cover Integrated Model. ⁶Instituto Nacional de Meteorología (Spain) Snow Model. ⁷Interactions Soil–Atmosphere–Biosphere. ⁸Inflow–Storage–Outflow. ⁹Meteorological Office Surface Exchange Scheme. ¹⁰Nitrous Oxide and Halocompounds Group Land Surface Model. ¹¹Tohoku Snow Cover Model (TSCM) with One layer. ¹²Advanced Canopy–Atmosphere–Soil Algorithm. ¹³Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation. ¹⁴Institute of Atmospheric Physics (Academy of Sciences, China). ¹⁵ISBA — Explicit Snow. ¹⁶Mesoscale Analysis and Prediction System. ¹⁷Versatile Integrator of Snow Atmosphere Processes.

Tabella 3.2: *i modelli partecipanti a SnowMIP (Etchevers et al., 2004).*

3.5.3 I risultati ottenuti

Per la corretta validazione dei manti nevosi simulati dai vari modelli sono stati utilizzati dati raccolti nei quattro siti di riferimento, questi consistono nelle caratteristiche della superficie, lo stato interno e i flussi che governano il manto nevoso. La profondità della neve, l'equivalente in acqua della neve e il suo deflusso consentono di stimare il bilancio di massa del manto nevoso. Alcuni di questi dati sono stati periodicamente raccolti tramite gli *snowpit*, effettuati seguendo una procedura internazionale standard. Questi sono utili per un'analisi precisa della stratigrafia del manto nevoso (profili verticali di temperatura, contenuto di acqua liquida, densità...).

Sono stati proposti quattro esperimenti per testare la sensibilità dei modelli:

- Un esperimento sull'albedo (ALB) che viene fissato costante ad un numero pari a 0,7. Questo esperimento si concentra sul ruolo dell'albedo, che è critico durante il periodo di fusione, esso è una proprietà complessa del manto nevoso che dipende dalle caratteristiche microscopiche della neve, in genere è stimato da formule empiriche che collegano l'albedo con l'età del manto nevoso, il tipo di grani, la fusione e/o la densità.
- Un esperimento sulla radiazione a onde lunghe (LWR), poiché il bilancio energetico della superficie è molto sensibile alla radiazione a onde lunghe in entrata.
- Il terzo esperimento riguarda la densità della neve nuova. Questo parametro può avere un ruolo importante, in quanto influisce sul bilancio energetico superficiale (attraverso la conducibilità della neve fresca).
- Come ultimo esperimento i modelli hanno la possibilità di testare la loro sensibilità al flusso di calore proveniente dal suolo. Questo flusso è generalmente costante durante l'inverno, tranne che all'inizio della stagione (quando è più forte, perché il suolo ha accumulato un grande contenuto di calore durante l'estate) e alla fine (quando è molto basso, perché l'acqua di fusione penetra nel suolo).

Nella comparazione sono stati presi per primi in esame dei parametri come l'equivalente in acqua del manto nevoso (SWE) e la durata della copertura nevosa, i quali permettono di stimare le capacità dei modelli in termini di simulazione dei periodi di accumulo e fusione. L'albedo superficiale e la temperatura della neve sono utili per determinare la precisione della simulazione del bilancio energetico (Etchevers et al., 2002). La fase di precipitazione (pioggia o neve) è stata stimata da parametri quali la temperatura dell'aria e l'accumulo in pluviometri non riscaldati. I modelli molto complessi riproducono bene le variazioni di albedo perché calcolano esplicitamente la sua dipendenza dai grani di neve, nonostante ciò, anche i modelli più semplici possono simularlo correttamente se utilizzano un'appropriata parametrizzazione dell'albedo (Etchevers et al., 2004).

Nell'analisi dei risultati, alcuni modelli mostrano una buona capacità di simulare correttamente le caratteristiche del manto nevoso per tutti i siti, mentre altri modelli sono più adatti a condizioni particolari. Il sito WFJ è il migliore simulato, perché i periodi di accumulo e di fusione sono distinti. SLR è il sito più difficile, qui il manto nevoso è sovrastimato dalla maggior parte dei modelli, il che è probabilmente dovuto alla fase di precipitazione vaga. Tra questi estremi, le due stagioni del CDP sono mediamente ben simulate, perché i periodi di accumulo e di fusione sono misti.

Tra i modelli, il calcolo del flusso turbolento non può essere convalidato a causa della mancanza di misure affidabili. Infatti se un modello simula questi flussi lontano dalla realtà, può portare a errori nella simulazione complessiva del manto nevoso come temperature superficiali errate o fusione nel periodo sbagliato. In alcuni casi, la non corretta parametrizzazione dei flussi turbolenti può essere compensata da errori nelle simulazioni di altri processi fisici. Ad esempio, un flusso di calore sensibile troppo basso in inverno diminuirà l'energia acquisita dal manto nevoso e la temperatura superficiale della neve simulata si abbasserà troppo. Questo ridurrà la radiazione a onde lunghe emessa, riducendo il raffreddamento radiativo che compenserà parzialmente la mancanza di energia dovuta alla sottostima del flusso di calore sensibile. Tale compensazione si verifica

probabilmente in alcune simulazioni dei manti nevosi CDP e WFJ, ma non è facile identificare l'origine di un errore di temperatura superficiale. Durante il periodo di fusione, un errore nei flussi turbolenti può essere più facilmente individuabile perché avrà un impatto diretto sul tasso di fusione. Per esempio, se si considera il manto nevoso del WFJ dal 24 maggio al 9 giugno 1993, si può osservare che tutti i modelli che simulano correttamente la quantità di scioglimento sottovalutano la radiazione netta di onde corte e compensano questo difetto simulando flussi turbolenti che vanno da 27 a 38 W/m².

Se si selezionano alcuni periodi particolari durante i quali non ci sono state precipitazioni, si possono classificare i modelli in tre famiglie: modelli che utilizzano una parametrizzazione dell'albedo basata sull'età della neve (accurata per i periodi di scioglimento); modelli che utilizzano una parametrizzazione basata sulla temperatura superficiale o una parametrizzazione costante dell'età della neve (accurati per i periodi di fusione); modelli che utilizzano una parametrizzazione basata sulla temperatura superficiale o su un valore costante dell'albedo (accurati per i periodi di non fusione), e modelli che utilizzano una parametrizzazione più complessa basata sul tipo di neve e sui grani (che sono accurati per i periodi di fusione).

4. Scopo del lavoro

Il presente lavoro ha lo scopo di indagare e analizzare come SNOWPACK, il modello sviluppato dall'istituto WSL per la ricerca di neve e valanghe SLF, si è perfezionato dall'anno 2001 (quando il progetto SnowMIP ha avuto luogo) al 2021. Infatti vari modelli per la simulazione del manto nevoso sono stati sviluppati e perfezionati negli ultimi decenni grazie soprattutto all'avanguardia tecnologica raggiunta che permette di studiare nel dettaglio un elemento così impercettibile come può essere un fiocco di neve.

La domanda fondamentale è di quanto, ma soprattutto in che modo, il modello SNOWPACK è migliorato rispetto a 20 anni fa; e se questi miglioramenti apportano dei cambiamenti nella simulazione complessiva del manto nevoso o non hanno un'incisività degna di nota.

5. Materiali e metodi

5.1 Comparazione SNOWPACK vs SnowMIP

Il Progetto SnowMIP comprendeva studi in diverse località montane del globo, per questa ricerca è stata presa di riferimento la stazione nivometrica di alta quota di Weissfluhjoch, operata dal centro SLF. Come già anticipato in precedenza, durante il progetto SnowMIP la capacità elaborativa di vari modelli è stata presa in esame, questo elaborato però si concentra solo sulle simulazioni eseguite con il modello SNOWPACK. Il manto nevoso dell'inverno 1992-93 è stato analizzato per la comparazione.

Gli *step* necessari ad eseguire la comparazione si possono riassumere nei seguenti punti:

- Recupero dagli archivi SLF dei dati di validazione (dati misurati fisicamente e utilizzati per fornire una stima dell'abilità del modello a predire i dati correttamente), raccolti con la stazione nivometrica di Weissfluhjoch nell'inverno 1992-93.
- Raccolta dei dati metereologici (inverno 1992-93) usati come input nel modello SNOWPACK durante il progetto SnowMIP per simulare il manto nevoso
- Simulazione del manto nevoso con questi stessi dati metereologici ma utilizzando la versione attuale di SNOWPACK.
- Recupero e rielaborazione del manto nevoso dell'inverno 1992-93 modellizzato da SNOWPACK nell'anno 2001 per il progetto SnowMIP.
- Confronto dei due manti nevosi dell'inverno 1992-93 modellizzati da SNOWPACK nell'anno 2001 e nel 2021 contro i dati di validazione
- Confronto tra i due manti nevosi dell'inverno 1992-93 modellizzati da SNOWPACK nell'anno 2001 e nel 2021.

Questi due manti sono stati confrontati per scoprire se ci sono differenze nei processi e nei risultati della simulazione.

Dopo essere stati recuperati, i dati meteorologici della stazione di Weissfluhjoch sono stati rielaborati per poter essere processati con la versione attuale di SNOWPACK, dato che a distanza di quasi 30 anni c'è stata un'evoluzione in SNOWPACK che richiede l'adattamento di alcuni parametri prima di potere elaborare una simulazione adeguata.

I due manti nevosi modellizzati da SNOWPACK nel progetto SnowMIP e nel 2021 sono stati confrontati con i dati di validazione per controllare di quanto le simulazioni differiscono dalle misure reali; come metodo di comparazione sono stati analizzati alcuni parametri del manto nevoso: l'altezza del manto nevoso, la densità, la temperatura superficiale e l'albedo. Per potere poi visualizzare sia in termini numerici che grafici la differenza tra le due simulazioni e i valori misurati, sono state utilizzate delle equazioni: il coefficiente di efficienza di Nash Sutcliff, l'errore quadratico medio e la differenza relativa espressa in percentuale. Sia i parametri che le equazioni appena elencate verranno trattate più nel dettaglio nei prossimi sottocapitoli.

La comparazione è stata eseguita nel seguente periodo: dal 01/09/1992 ore 00:00:00, fino al 31/07/1993 ore 23:00:00.

5.2 *I parametri*

Per comparare i due manti nevosi simulati dalla versione di SNOWPACK utilizzata con SnowMIP e quella odierna sono stati presi in esame alcuni parametri, tra cui i fondamentali per contraddistinguere la composizione e il metamorfismo del manto nevoso. Tra questi parametri troviamo l'albedo, la temperatura superficiale, l'altezza del manto nevoso, la densità, lo SWE (snow water equivalent).

I dati sono stati raccolti nella stazione di ricerca di Weissfluhjoch, dove è presente un nivometro ed altri strumenti utili a misurare questi parametri del manto nevoso.

Alcuni dati non vengono misurati direttamente da apparecchiature ma vengono derivati da altre misure; per esempio, lo SWE che si deriva dall'altezza e la densità del manto nevoso.

- L'**altezza del manto nevoso** viene misurata tramite un nivometro (*Fig. 5.1*), questo strumento è in grado di misurare la distanza della neve dal corpo del sensore stesso e quindi sottraendo il valore trovato dal valore relativo allo zero posto a livello del suolo su cui si deposita la neve, si ottiene l'altezza del manto nevoso. Una volta che il manto si è sciolto se non sono presenti valori parametrizzati, quelli misurati vengono impostati su 0.



Figura 5.1: esempio di stazione nivometrica

- La **temperatura** della neve è controllata dal trasferimento di calore dalla superficie del manto nevoso all'atmosfera, dal trasferimento di calore dalla base del manto nevoso al terreno sottostante e dalla temperatura della precipitazione nevosa che si deposita sul manto. La temperatura del manto nevoso ha la tendenza di seguire la temperatura dell'aria affinché essa sia minore di 0 °C. La temperatura attraverso il profilo del manto nevoso può variare in base alla temperatura superficiale e basale del manto, dallo spessore e dalla conducibilità termica della neve.

Generalmente attraverso lo spessore del manto nevoso esistono gradienti di temperatura (Fig .5.2), che possono essere più elevati se quest'ultimo ha poco spessore. Grandi gradienti termici possono trasportare calore e vapore acqueo dalle porzioni più calde del manto nevoso a quelle più fredde, questo può causare un rapido metamorfismo che provoca cambiamenti nella forma e dimensione dei cristalli di neve. Nella comparazione dei due modelli le temperature al di sopra di 273.15k sono state escluse. Nei dataset dell'inverno 92-93 sono state analizzate temperature ad intervalli costanti di 60 minuti. Le temperature superficiali del manto nevoso sono le più interessanti perché l'influenza dell'aria atmosferica e i flussi di energia sono maggiori.

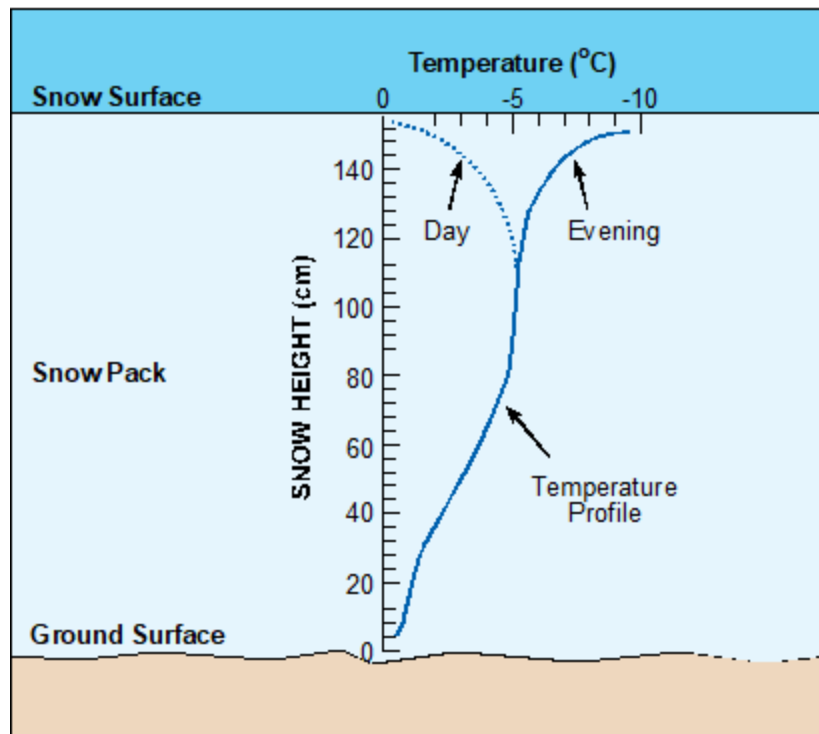


Figura 5.2: temperatura all'interno del manto nevoso (HEC-HMS Technical Reference Manual)

- L'**albedo** regola la quantità di radiazione ad onde corte assorbita dalla superficie ed è quindi determinante nel modulare il bilancio energetico e il bilancio di massa del manto (Carturan et al., 2007). La radiazione è la componente dominante del bilancio

energetico della superficie del manto nevoso durante il periodo dello scioglimento della neve (Langleben, 1968; Weller, 1968; Paterson, 1969). Siccome l'albedo a dipendenza delle condizioni della superficie del manto nevoso può variare tra il 90% e il 50%, esso controlla per una buona parte la velocità di scioglimento della neve. La capacità di calcolare l'albedo della neve è quindi molto importante per prevedere lo scioglimento stagionale della neve e la sua velocità di deflusso. L'albedo viene calcolato per qualsiasi lunghezza d'onda in funzione della grandezza dei particolati di neve, l'angolo zenitale solare, il rapporto tra l'incidenza solare diretta e diffusa, lo spessore del manto nevoso e l'albedo della superficie sottostante. La quantità di radiazioni ad onda corta assorbite dal manto dipende sia dalla radiazione incidente che dall'albedo della superficie, entrambe altamente variabili nel tempo e nello spazio. (Stroeve et al., 1997; Klok et al., 2003). Nell'analisi dell'albedo solo valori con radiazioni a onda corta sopra i 100 W/m^2 sono stati considerati.

- Il **liquid water content** (LWC) può essere definito come la percentuale di acqua liquida nel volume di neve che si forma una volta che la temperatura della neve supera gli 0°C e i grani si sciolgono. Se il contenuto di acqua è nullo significa che la neve è composta solo da due fasi e viene definita secca. I manti nevosi con un contenuto d'acqua più elevato si trovano spesso a bassa quota o nelle stagioni primaverili ed estive, quando la temperatura diurna e la radiazione solare possono sciogliere la superficie.
- Lo **snow water equivalent** (SWE) ovvero l'equivalente in acqua della neve è un parametro chiave nelle scienze criosferiche. Lo SWE è definito come l'altezza dell'acqua misurata in millimetri nel caso in cui il manto nevoso viene sciolto interamente su una superficie orizzontale corrispondente a quella del manto. Quindi lo SWE viene utilizzato per descrivere la quantità di acqua contenuta nel manto nevoso (Fig. 5.3).
Nella stazione di Weissfluhjoch lo SWE viene misurato manualmente ogni due settimane per tutta la durata dell'inverno.

In idrologia l'equivalente in acqua della neve viene utilizzato come standard per descrivere le condizioni del manto nevoso nei singoli siti e bacini. Infatti la profondità del manto nevoso può variare notevolmente nell'arco di una giornata a causa dell'assestamento o della compattazione, ma la quantità di acqua contenuta nella neve rimane costante.

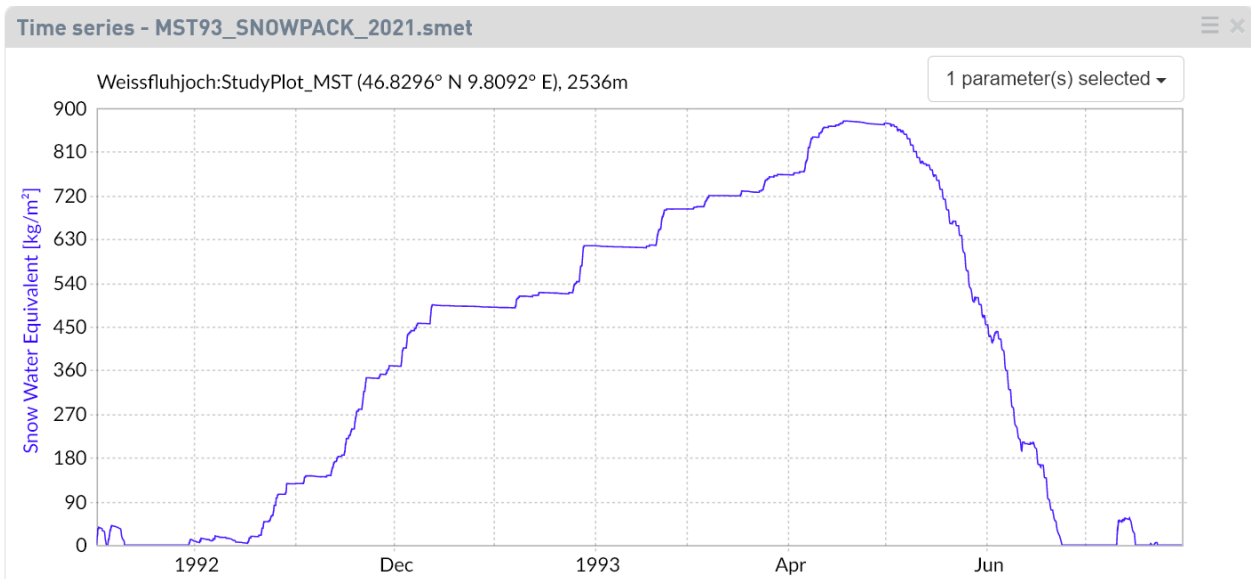


Figura 5.3: andamento dello SWE espresso in kg/m^3 per l'inverno 1992/1993

Lo SWE può essere calcolato come segue:

$$SWE = HS * \rho_{HS} \rho_w$$

Dove HS è la profondità della neve, ρ_{HS} la densità della neve e ρ_w la densità dell'acqua.

Capire la distribuzione spaziale dello SWE è importante per costruire le curve di esaurimento che possono essere usate per calcolare il deflusso stagionale dell'acqua (Luce et al., 1999; Homan et al., 2010). L'entità dello SWE e l'altezza del manto nevoso è positivamente relazionata alla persistenza del manto nevoso (Liston, 1999).

- La **densità** è una proprietà fondamentale del manto nevoso perché influisce direttamente sulle proprietà fisiche della neve come la costante dielettrica e le proprietà meccaniche o termiche. La densità del manto nevoso è direttamente legata alla propria porosità e si misura in kg/m^3 . La densità ha valori minimi di circa 30 kg/m^3 per la neve fresca molto leggera (porosità del 97%) e massimi di circa 600 kg/m^3 per la neve bagnata presente in un manto nevoso primaverile (porosità del 35%) (McClung e Schaerer, 1993). Nel caso del *firn* si possono raggiungere valori più elevati (Boren, 1979).

La densificazione del manto nevoso comincia immediatamente appena quando la neve si deposita sul suolo, successivamente la pressione di carico reciproca dei fiocchi li riordina e li compatta insieme, riducendo la porosità. Quando i grani di neve sono a stretto contatto inizia il processo di sinterizzazione, dove raggiungendo quasi la temperatura di fusione, tendono a unire le estremità nei punti di contatto, facendo avvenire la saldatura. Anche questo processo di sinterizzazione provoca un aumento della densità riducendo i pori (Maeno e Ebinuma, 1983).

Un altro importante processo che influisce sulla densità del manto nevoso è quello del metamorfismo. Ci sono due tipi di metamorfismo: quello costruttivo e quello distruttivo: In quello costruttivo i grani crescono di dimensione a causa di una loro ricristallizzazione generata dal vapore che si diffonde nel manto nevoso sotto la spinta di un forte gradiente termico tra il suolo e l'aria atmosferica. Questo tipo di metamorfismo produce grandi e grossi cristalli formando un cosiddetto strato di *depth hoar* che può facilmente portare a problemi valanghivi. In contrasto, quando si ha un basso gradiente termico, i grani di neve vengono lentamente smussati ed arrotondati tramite il processo di sinterizzazione andando a generare un metamorfismo decostruttivo (Colbeck, 1982).

5.3 Metodi per il confronto dei modelli

5.3.1 Coefficiente di efficienza Nash Sutcliffe

Il coefficiente di efficienza Nash Sutcliffe (NSE) è spesso usato per verificare il corretto funzionamento dei modelli computistici idrologici, ed è calcolato con la seguente formula:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (OBS_i - SIM_i)^2}{\sum_{i=1}^n (OBS_i - \overline{OBS})^2}$$

In cui OBS_i sono i valori osservati, SIM_i i valori previsti e \overline{OBS} la media dei valori osservati.

Il coefficiente NSE riesce a determinare l'entità relativa della varianza residua rispetto alla varianza dei dati misurati (Nash e Sutcliffe, 1970). In altre parole l'efficienza di Nash-Sutcliffe indica quanto il grafico dei dati osservati rispetto a quelli simulati si adatti alla retta 1:1. Il valore 1 equivale ad una perfetta corrispondenza del modello ai dati osservati. Il valore 0 indica che le previsioni del modello sono accurate quanto la media dei dati osservati. Infine un valore negativo indica che il modello ha una capacità di predizione inferiore alla media osservata.

5.3.2 Errore quadratico medio

L'errore quadratico medio (RMSE) è una misura spesso utilizzata per individuare le differenze tra i valori previsti da un modello e i valori osservati. L'RMSE è la deviazione standard dei residui (errori di previsione), essa indica come sono distribuiti questi residui e quanto si allontanano dalla retta di regressione. In altre parole, indica la concentrazione dei dati intorno alla linea di miglior adattamento. L'errore quadratico medio è comunemente utilizzato in climatologia, nelle previsioni e nell'analisi di regressione per verificare i risultati sperimentali. L'RMSE è sempre un valore non negativo. Un valore pari

a 0 indica un adattamento perfetto ai dati. Quindi più il valore di RMSE si avvicina a 0 più i dati modellizzati sono congruenti a quelli misurati.

L'RMSE si ottiene tramite la radice quadrata della media degli errori al quadrato. L'effetto di ciascun errore sull'RMSE è proporzionale alla dimensione dell'errore al quadrato, pertanto, gli errori più grandi portano ad un effetto sproporzionato sull'RMSE. Di conseguenza, l'RMSE è sensibile agli *outlier*.

5.3.3 Differenza relativa espressa in percentuale

La differenza relativa espressa in percentuale (RPD), è una misura della variazione di un valore rispetto alla media di quel valore. L'RPD è in grado di trovare la differenza percentuale tra due numeri positivi maggiori di 0, solitamente viene utilizzata quando si vuole conoscere la differenza in percentuale tra due numeri.

La formula è la seguente:

$$RPD = \frac{X_2 - X_1}{[(X_2 + X_1) / 2]} * 100$$

In cui X2 è il valore finale e X1 il valore iniziale.

6. Risultati e discussione

6.1 Caratteristiche del manto nevoso restituite dai modelli

Nella presentazione dei risultati, le simulazioni eseguite da SNOWPACK sono state analizzate attraverso dei grafici, così da poter visualizzare concretamente come sono state modellizzate le proprietà dei due manti nevosi a distanza di 20 anni. In questi grafici vengono analizzate delle caratteristiche del manto nevoso, disposte nel seguente ordine: altezza manto nevoso; densità, temperatura superficiale e albedo.

Per facilitare la comprensione dei grafici, la versione del modello di SNOWPACK utilizzata nel progetto SnowMIP viene indicata con il colore verde ed il termine “SNOWPACKMIP”. Mentre la versione utilizzata nel 2021 viene indicata con il colore blu ed il termine “SNOWPACK2021”. Invece nella comparazione diretta tra i valori restituiti dai due modelli, i grafici sono delineati con il colore grigio.

Nella *Figura 6.1* è riportato un confronto tra le altezze modellizzate da SNOWPACK2021, SNOWPACKMIP e l'altezza misurata tramite i dati di validazione.

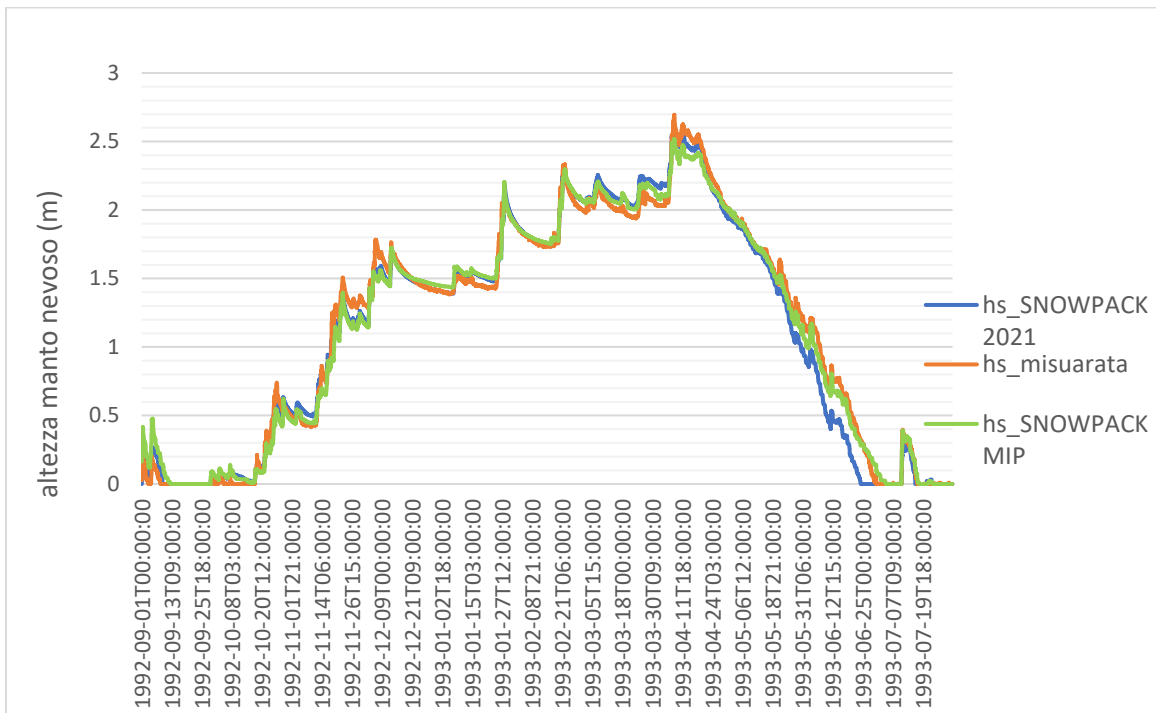


Fig. 6.1: Confronto delle altezze del manto nevoso restituite dai modelli (SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP) e i dati misurati. (hs = altezza manto nevoso). Il confronto si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993

Analizzando le altezze del manto nevoso (Fig. 6.1) si nota che, il modello SNOWPACKMIP in linea di massima è riuscito a rappresentare meglio la sua evoluzione nel corso dell'anno. Il valore dell'indice NSE è di 0.991 quasi prossimo al suo valore massimo e l'indice RMSE con un valore di 0.078 indica un buon adattamento dei dati modellizzati a quelli misurati. Per il modello SNOWPACK2021 questi coefficienti indicano una leggera discordanza addizionale rispetto ai dati misurati, con un NSE di 0.984 ed un RMSE di 0.104.

Riepilogando, un valore del coefficiente di Nash Sutcliff (NSE) che si avvicina al valore 1, descrive un modello che è prossimo alla situazione reale dei dati restituiti dal modello. Per l'errore quadratico medio invece i valori prossimi allo 0 sono indicativi di un buon modello.

Nelle *Figure 6.2-6.3* è riportata la differenza relativa espressa in percentuale tra le altezze del manto nevoso modellizzate e quelle misurate.

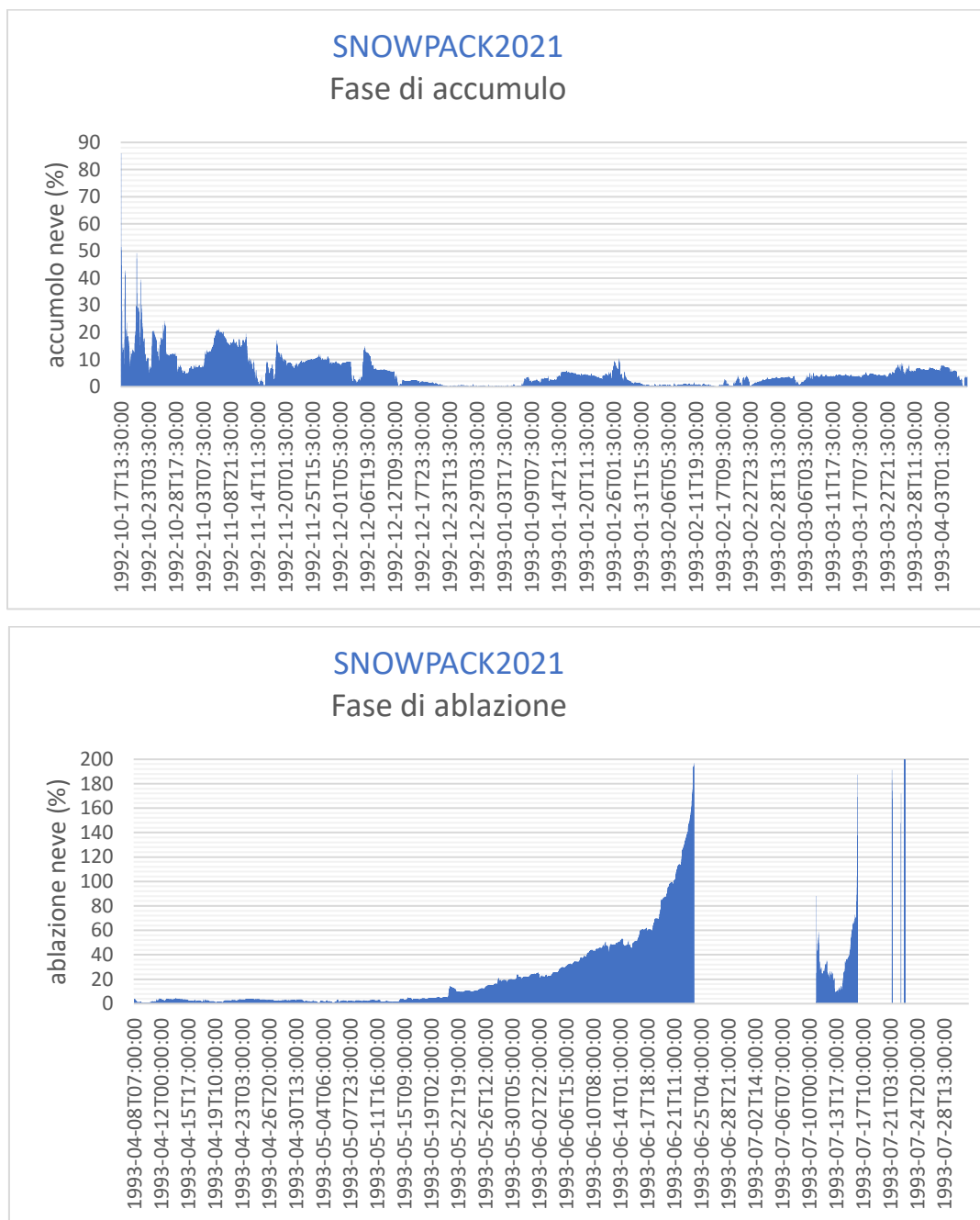
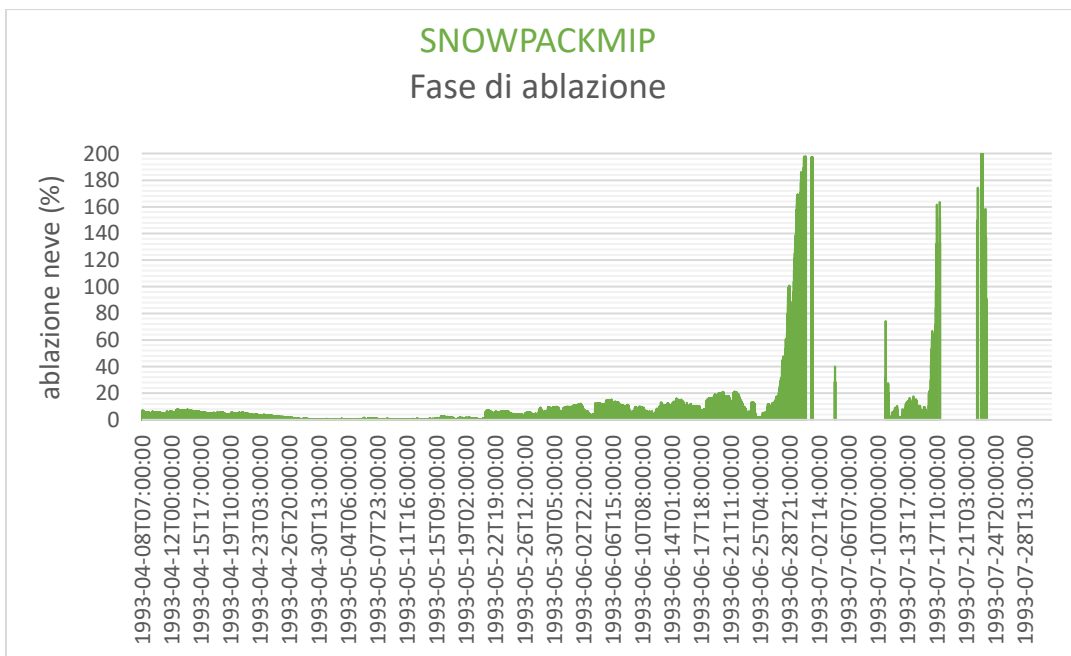
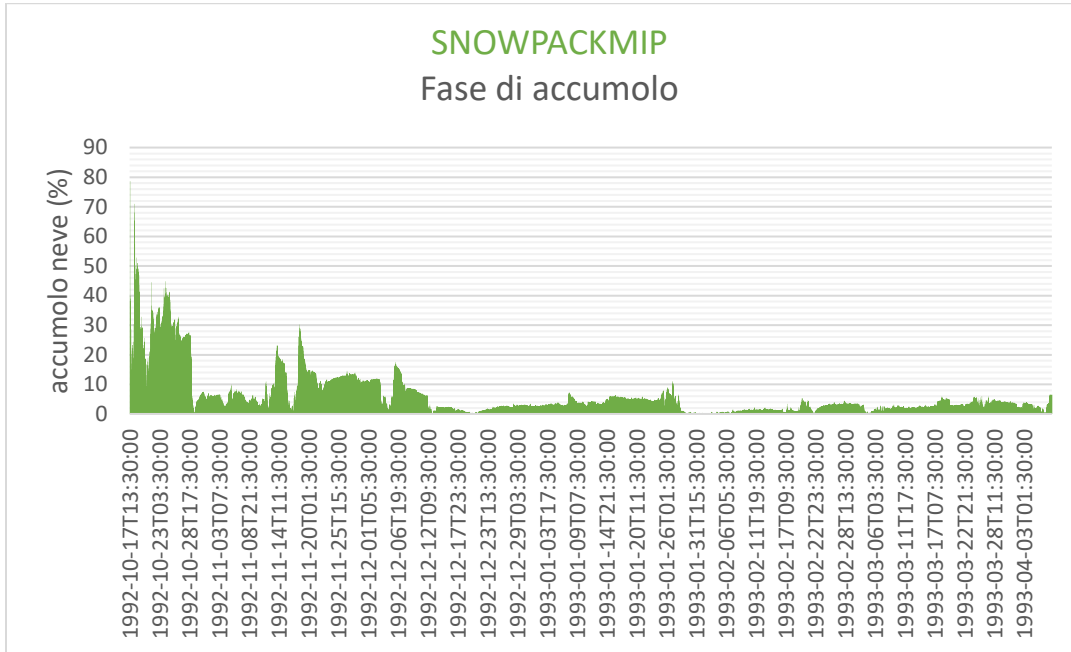


Fig. 6.2: Analisi della fase di accumulo e ablazione del manto modellizzato da SNOWPACK2021 usando la differenza relativa (espressa in percentuale) rispetto ai dati misurati. Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993



*Fig. 6.3: Analisi della fase di accumolo e ablazione del manto modellato da **SNOWPACKMIP** usando la differenza relativa (espressa in percentuale) rispetto ai dati misurati. Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993*

Dalle *Figure 6.2-6.3*, si possono osservare delle barre blu e verdi che rappresentano lo scostamento dei dati modellizzati da quelli misurati. I periodi di accumulo ad inizio inverno e soprattutto di ablazione (fase di scioglimento del manto nevoso) a fine inverno sono quelli in cui i valori restituiti dai modelli differiscono maggiormente da quelli misurati. Qui, nel periodo di accumulo SNOWPACK2021 modella valori più simili a quelli misurati mentre SNOWPACKMIP riesce ad essere più accurato nel periodo dell'ablazione. Quest'ultimo periodo è più difficile da modellizzare siccome non esiste più un marcato gradiente di temperatura attraverso lo spessore del manto nevoso ma tenderà in qualsiasi strato a stabilizzarsi sugli 0 C°, di conseguenza tutti i cristalli perdono le proprie spigolosità e assumono l'aspetto delle *melt form* (forme fuse). È da notare che un trattamento adeguato delle misure di precipitazione è fondamentale per ottenere buoni risultati, soprattutto per modellizzare correttamente l'HS e lo SWE. Ciò significa che le misure di precipitazione devono essere corrette oppure calibrate se è disponibile la profondità del manto nevoso misurato.

Le prestazioni del modello SNOWPACK dipendono dalla scelta e dalla disponibilità dei dati di input, nonché dalla qualità dei modelli superficiali di scambio di energia e di massa (Lehning et al., 2002b).

In *Figura 6.4* è riportata una comparazione delle altezze del manto nevoso modellizzate da SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP a distanza di 20 anni.

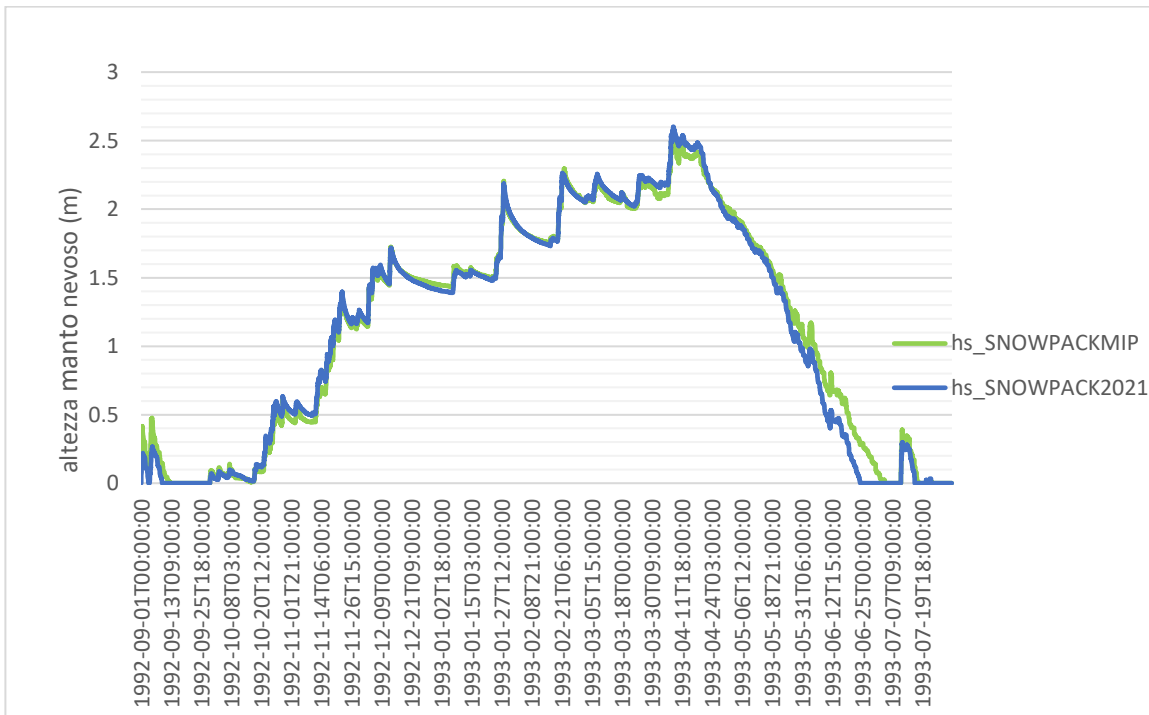


Fig. 6.4: Confronto delle altezze del manto nevoso modellizzate da SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP. Il confronto si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993

Dalla *Figura 6.4* si osserva che i modelli generano dati più discordi ad inizio inverno e in primavera. Si può concludere questa prima analisi riportando che le altezze del manto nevoso vengono modellizzate leggermente meglio dal modello SNOWPACKMIP. Inoltre, le differenze tra i due modelli diventano più marcate durante il periodo di ablazione; infatti, qui SNOWPACK2021 anticipa troppo lo scioglimento del manto nevoso con conseguente perdita di spessore, arrivando a predire il suo totale scioglimento il 23 giugno, 7 giorni prima dello scioglimento del manto secondo le misurazioni reali. Invece SNOWPACKMIP posticipa di 4 giorni il suo scioglimento completo rispetto ai dati misurati, prolungandolo fino al 4 luglio.

Un altro parametro di notevole importanza che viene utilizzato per comparare l'efficienza dei modelli nivologici, è la densità del manto nevoso. Questa non viene direttamente misurata o parametrizzata, ma viene ricavata da due altre misure: lo SWE e l'altezza del manto nevoso.

Per questo lavoro i dati modellizzati sono stati comparati con misurazioni eseguite con frequenza bisettimanale presso la stazione di Weissfluhjoch, da cui poi è stata ricavata la misura della densità.

In *Figura 6.5* è riportato l'andamento della densità all'interno del manto nevoso modellizzato dalle due versioni di SNOWPACK e i dati misurati.

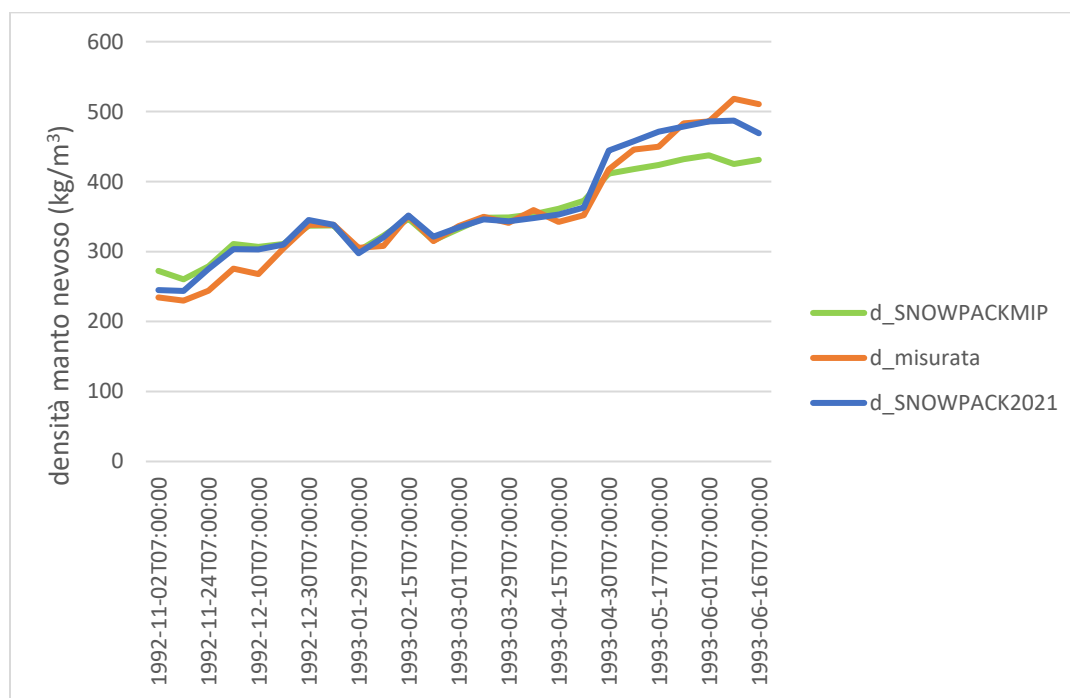


Fig. 6.5: Confronto delle densità dei manti nevosi restituite dai modelli (SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP) e i dati misurati. Il confronto si riferisce al periodo temporale novembre 1992 – giugno 1993

Osservando le densità illustrate nella *Figura 6.5*, si può affermare che SNOWPACK2021 è riuscito a simulare meglio questo parametro del manto nevoso in quanto l'indice di NSE restituisce un valore di 0.953 rispetto a SNOWPACKMIP con un valore di 0.832. Invece dal

calcolo dell'indice di RMSE sono stati ottenuti dei valori mediocri per entrambi i modelli: 17.893 per SNOWPACK2021 e 34.005 per SNOWPACKMIP.

In *Figura 6.6*, è presentata la differenza relativa espressa in percentuale tra le densità modellizzate da SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP.

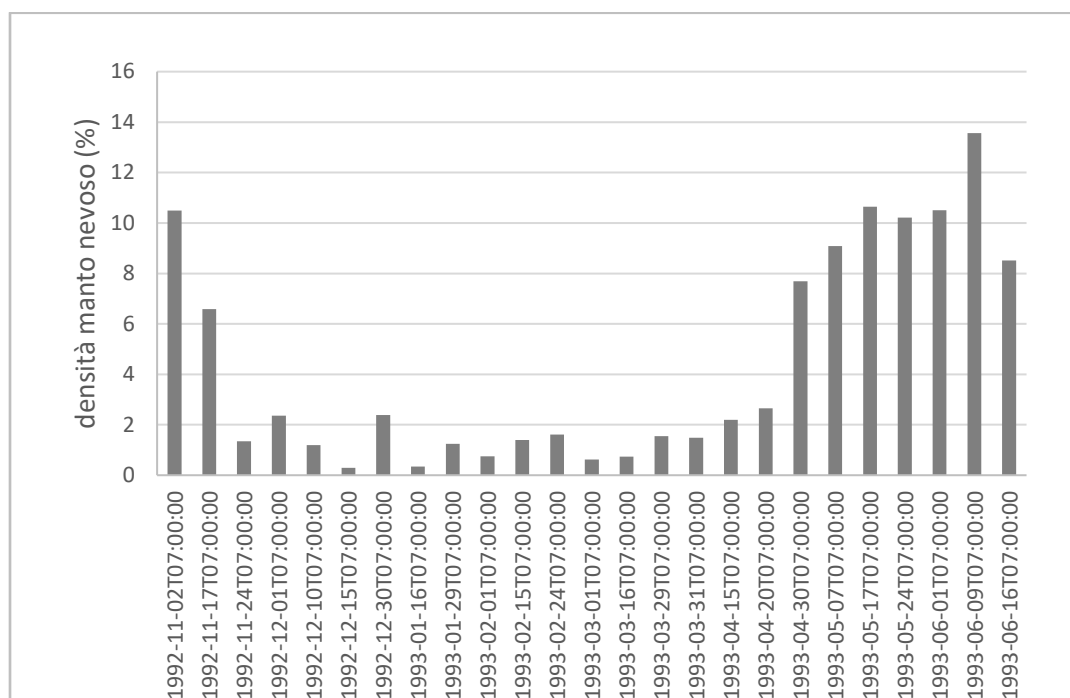
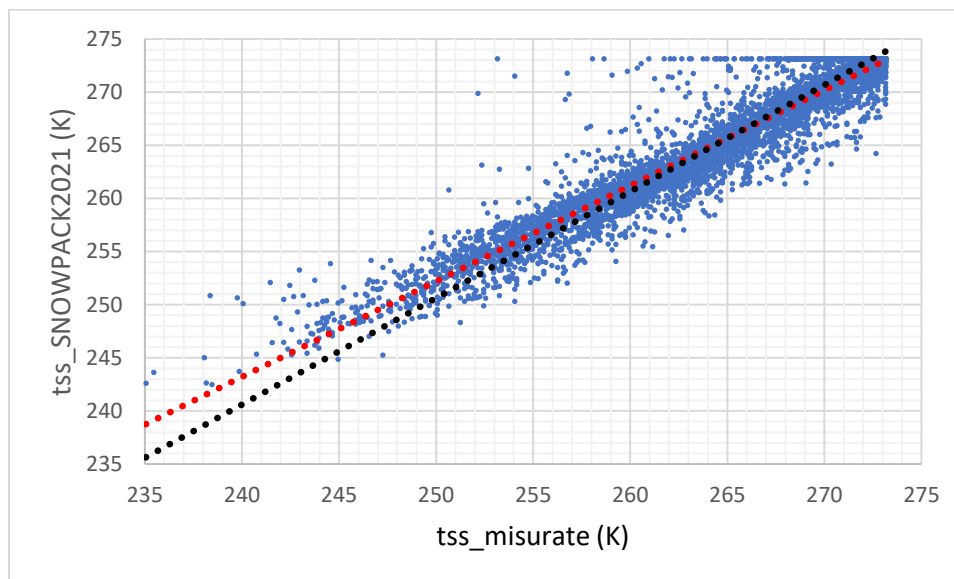


Fig. 6.6: Comparazione delle densità restituite dai due modelli di SNOWPACK tramite il calcolo della differenza relativa (espressa in percentuale). Il confronto si riferisce al periodo temporale novembre 1992 – giugno 1993

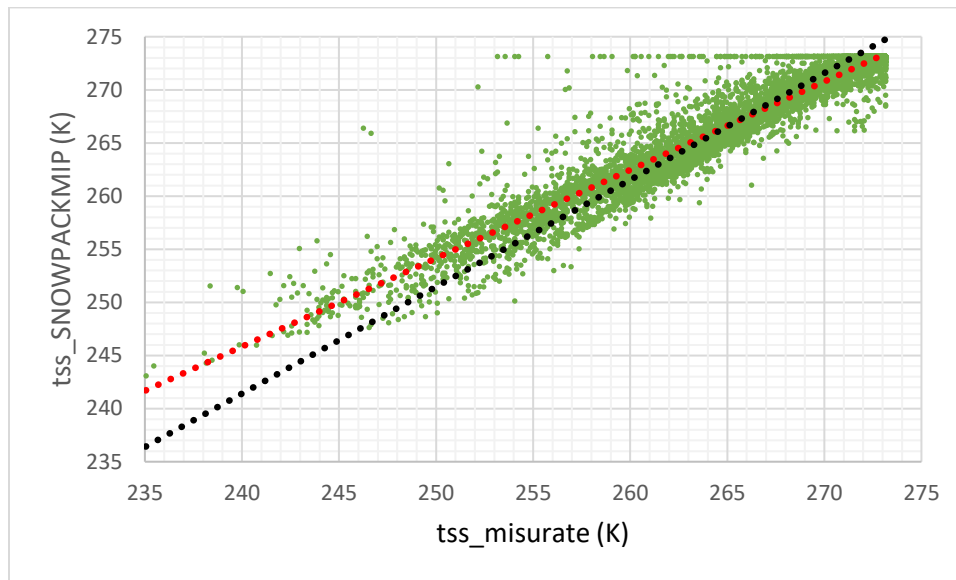
Comparando la densità modellizzata da SNOWPACK a distanza di 20 anni si nota uno maggiore scostamento dei dati parametrizzati durante il periodo di ablazione. Qui le barre grigie rappresentano la differenza tra i valori modellizzati da SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP. Come visibile nella *Figura 6.6*, vengono raggiunti valori anche superiori al 10%. La densità del manto nevoso modellizzata dal modello SNOWPACK durante il corso dell'inverno mostra che i maggiori errori anche in questo caso si verificano nel periodo di ablazione. Durante questa fase, tutto lo spessore del manto nevoso raggiunge una saturità d'acqua massima e di conseguenza la densità aumenta drasticamente. Questo porta le

simulazioni a discostarsi maggiormente dai dati misurati siccome una piccola imprecisione nel suddetto periodo può generare errori di calcolo in misura esponenziale. La densità del manto nevoso è legata allo SWE, infatti per questo valore le incertezze tipiche dei modelli del manto nevoso nei climi delle medie latitudini possono variare da 50 a 200 mm in termini di errore quadratico medio, e mostrano un errore medio tra - 40 e + 20 giorni per quanto riguarda il numero di giorni di neve (Etchevers et al., 2002).

Successivamente è stata analizzata la capacità dei modelli a predire la temperatura superficiale del manto nevoso, come visibile nelle seguenti figure (Fig. 6.7-6.8).



*Fig. 6.7: Confronto fra le temperature superficiali del manto nevoso restituite da **SNOWPACK2021** (*tss_SNOWPACK2021*) e i dati misurati (*tss_misurate*). La retta rossa rappresenta la linea di tendenza dei dati e quella nera la linea di identità. Le temperature (*tss*) sono espresse in gradi Kelvin (K). Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993*



*Fig. 6.8: Confronto fra le temperature superficiali del manto restituite da **SNOWPACKMIP** ($tss_SNOWPACKMIP$) e i dati misurati ($tss_misurate$). La retta rossa rappresenta la linea di tendenza dei dati e quella nera la linea di identità. Le temperature (tss) sono espresse in gradi Kelvin (K). Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993*

Nelle *Figure 6.7-6.8*, attraverso un grafico di dispersione, si può osservare quanto i dati delle temperature modellizzate da SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP corrispondono alle misure reali. Come riferimento è disegnata una linea d'identità di colore nero (*identity line*), detta anche linea 1:1. Più i *data set* corrispondono, più i punti tendono a concentrarsi esattamente sulla linea d'identità. Mentre con il colore rosso è indicata la linea di tendenza (*trendline*) corrispondente alla reale correlazione tra i valori modellizzati e quelli misurati.

Nelle *Figure 6.9-6.10* è riportata la differenza percentuale relativa tra le temperature superficiali modellizzate dai due modelli di SNOWPACK e i dati misurati.

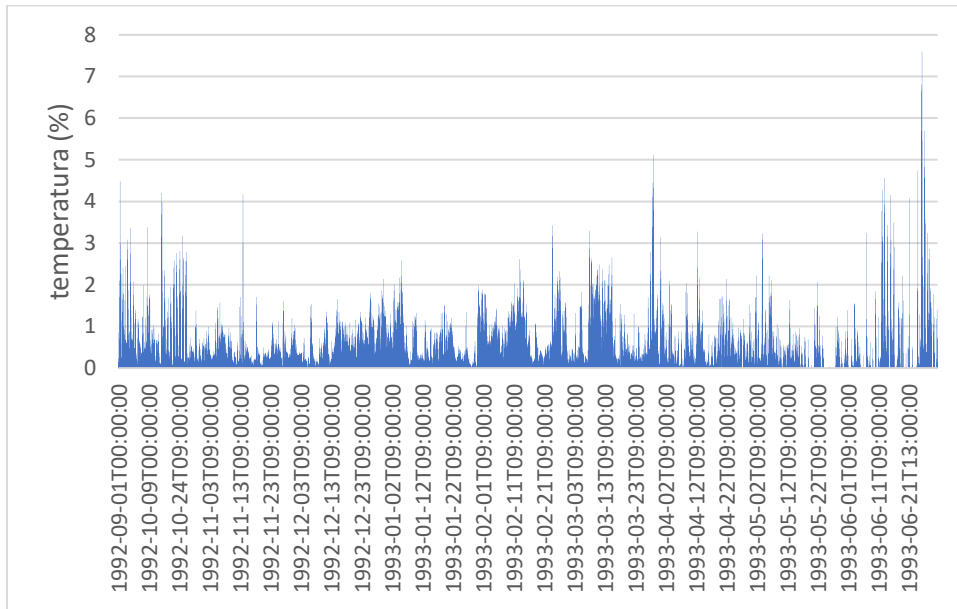


Fig. 6.9: Differenza relativa (espressa in percentuale) tra le temperature modellizzate da *SNOWPACK2021* e i dati misurati. Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993

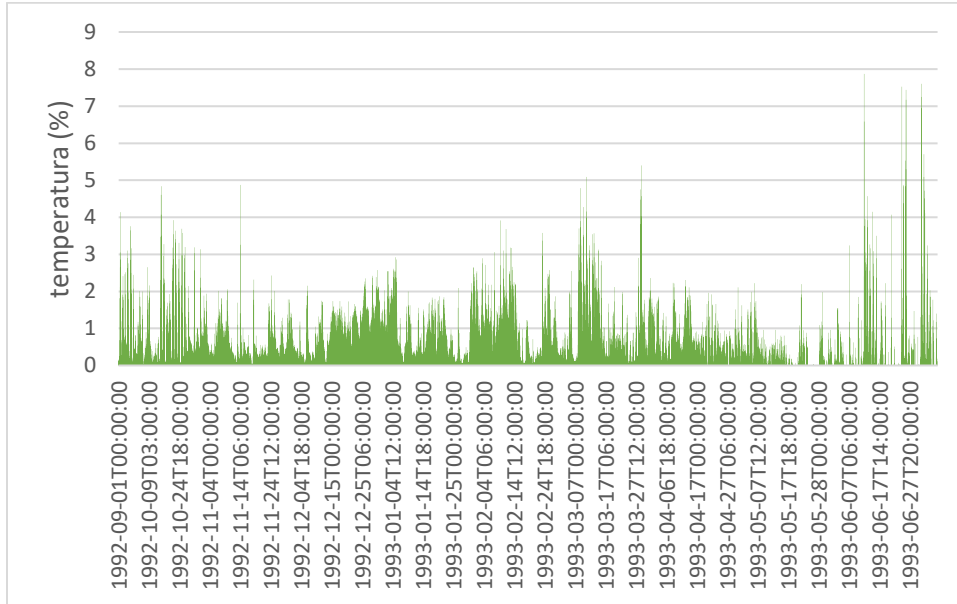


Fig. 6.10: Differenza relativa (espressa in percentuale) tra le temperature modellizzate da *SNOWPACKMIP* e i dati misurati. Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993

Dalle figure sopracitate si può notare che anche in questo caso le temperature superficiali sono state modellizzate in modo più preciso dal modello SNOWPACK2021. Questo è probabilmente dovuto ad una migliore gestione del bilancio energetico all'interno del manto nevoso e allo scambio di flussi di energia con l'atmosfera. Infatti, è stato ottenuto un valore dell'indice di NSE di 0.991, quasi prossimo al valore massimo, mentre per l'RMSE è risultato un valore di 2.076. SNOWPACKMIP, invece, ha ottenuto un indice di NSE con un valore pari a 0.855 ed un valore di 2.583 per l'RMSE.

Infine, in *Figura 6.11* è riportata la differenza relativa espressa in percentuale tra le temperature superficiali modellizzate da SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP.

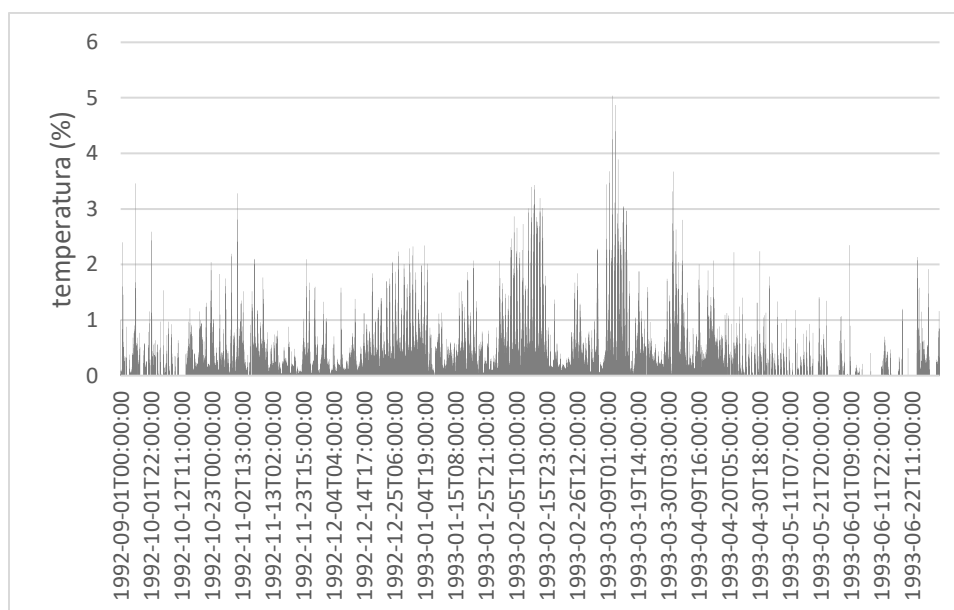


Fig. 6.11: Comparazione tra le temperature restituite dai due modelli di SNOWPACK tramite la differenza relativa (espressa in percentuale). I dati si riferiscono al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993

Dalla *Figura 6.11* si osserva che le temperature tutto sommato sono state calcolate abbastanza bene da entrambi i modelli; infatti, i dati modellizzati mostrano errori medi con valori inferiori all' 1-2 %, inoltre sono presenti solo sporadici picchi che raggiungono valori del 3-4 %. Per validare questi risultati, sarà necessario effettuare ulteriori indagini nei

periodi dell'anno in cui sono presenti gruppi di imprecisioni, ad esempio quando le temperature della superficie nevosa si discostano di oltre il 3% dai valori misurati.

Un miglioramento sostanziale nella versione più recente del programma SNOWPACK si osserva nel calcolo dell'albedo, come visibile nelle *Figure 6.12-6.13*.

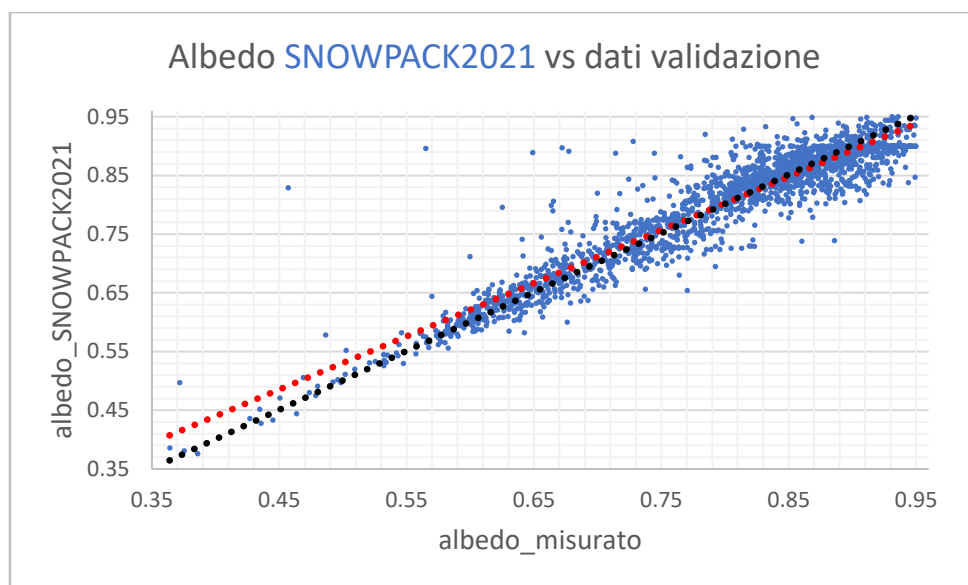


Fig. 6.12: Confronto fra l'albedo del manto nevoso restituito da SNOWPACK2021 e i dati di validazione. La retta rossa rappresenta la linea di tendenza dei dati e quella nera la linea di identità. L'albedo può assumere valori tra 0 e 1. Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993

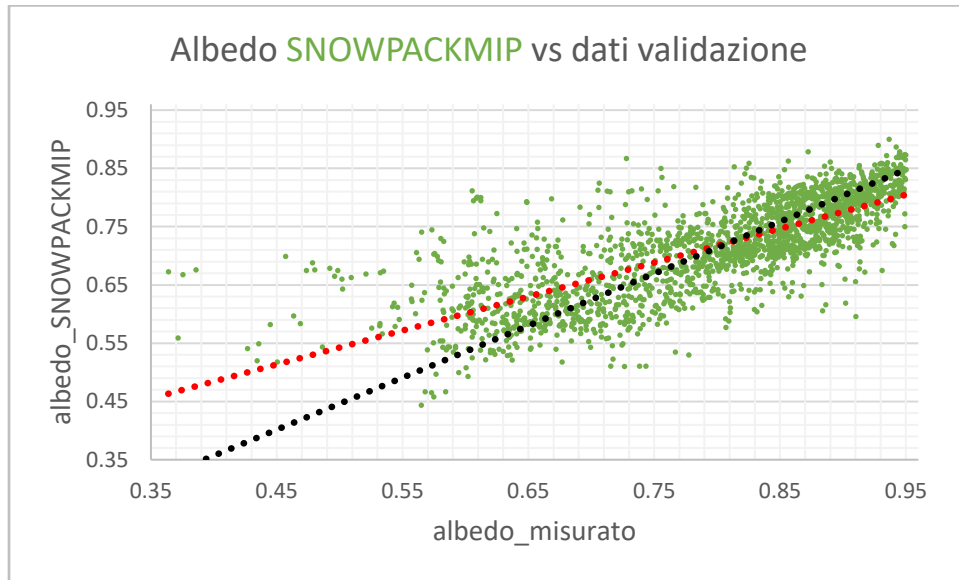


Fig. 6.13: Confronto fra l'albedo del manto nevoso restituito da SNOWPACKMIP e i dati di validazione. La retta rossa rappresenta la linea di tendenza dei dati e quella nera la linea di identità. L'albedo può assumere valori tra 0 e 1. Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993

Dalle Figure 6.12-6.13 si osserva che il modello SNOWPACK2021 si è comportato decisamente meglio, andando a calcolare valori molto più prossimi a quelli misurati rispetto a SNOWPACKMIP.

L'albedo assume un valore massimo di 1 se la radiazione solare viene riflessa totalmente dalla superficie dell'oggetto colpito ed un valore minimo di 0 se essa viene completamente assorbita. Tipicamente la neve genera valori di albedo compresi tra 0.4 e 0.95.

La *Figura 6.14* espone la differenza relativa espressa in percentuale tra l'albedo modellizzato da SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP.

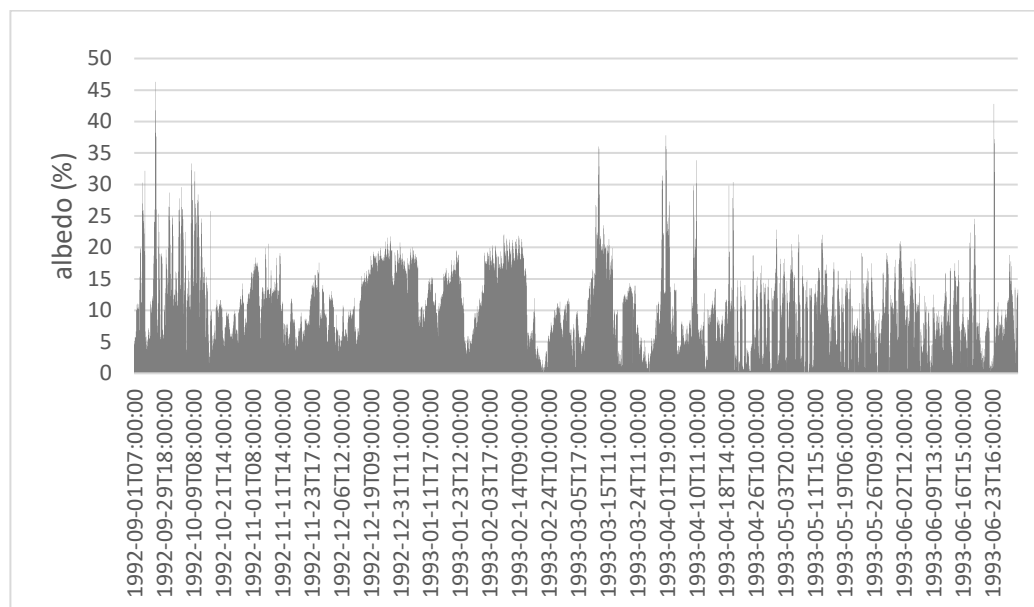


Fig. 6.14: Comparazione tra l'albedo restituito dai due modelli di SNOWPACK tramite la differenza relativa (espressa in percentuale). Il modello si riferisce al periodo temporale settembre 1992 – luglio 1993

Dalla *Figura 6.14* si può notare quanto i valori calcolati da SNOWPACK2021 e SNOWPACKMIP differiscono nel predire i valori dell'albedo del manto nevoso. Osservando le barre grigie che rappresentano lo scostamento tra i valori modellizzati si può constatare che differiscono fino al 20-30 %, infatti l'albedo è una misura molto delicata che può subire forti cambiamenti in un breve lasso di tempo. Durante l'intero periodo di giacenza del manto nevoso si osservano variazioni tra i valori modellizzati dalle due versioni di SNOWPACK, queste disequaglianze sono dovute all'accumulo di neve fresca e ai cambi di fase dei grani di neve che compongono il manto nevoso. Nonostante ciò, i valori modellizzati da SNOWPACK2021 calcolano sempre un valore di albedo più prossimo ai dati misurati, mentre SNOWPACKMIP tende sempre a sottostimarli.

L'albedo della superficie nevosa è calcolato con un modello statistico che include il tempo trascorso dall'ultima nevicata e molti altri parametri, come la granulometria della neve e il contenuto di acqua liquida (Lehning et al., 2002b). La quantità di radiazione a onde corte

assorbita aumenta di un fattore 3 quando l'albedo passa da 0,85 (tipico della neve appena depositata) a 0,55 (tipico della neve umida o bagnata). Di conseguenza, l'albedo ha un'importante influenza sui tempi e i volumi di scioglimento e deflusso del manto nevoso. È noto che l'albedo della neve diminuisce con l'aumentare delle concentrazioni di particolato in prossimità della superficie (Higuchi e Nagoshi, 1977).

Quando la profondità della neve è otticamente sottile, anche l'albedo della superficie sottostante influisce sull'albedo della neve. L'albedo del vicino infrarosso (NIR) dipende fortemente dalla dimensione dei grani di neve, mentre l'albedo visibile dipende maggiormente dalle concentrazioni di impurità della neve, come il *black carbon* (BC) e la polvere minerale (Wiscombe e Warren, 1980).

In condizioni di cielo sereno, l'albedo della neve mostra una dipendenza dall'angolo zenitale solare mentre in condizioni di cielo nuvoloso questa dipendenza viene meno perché la superficie nevosa è illuminata in modo diffuso.

6.2 *Considerazioni sulla difficoltà di modellizzare il manto nevoso*

Questo lavoro rappresenta i primi passi di una ricerca molto più ampia; SNOWPACK è stato implementato in tanti ambiti e luoghi diversi e per poter verificare un suo effettivo miglioramento bisogna estendere la ricerca oltre la singola stazione di Weissfluhjoch e il progetto SnowMIP. Questa comparazione ha prodotto dei risultati mostranti delle differenze nelle parametrizzazioni dei dati del manto nevoso preso sotto esame. Nonostante ciò, queste differenze tra le due simulazioni e le misure reali non sono così grandi e non influenzano in modo considerevole la struttura complessiva del manto nevoso.

In genere, i modelli basati sui processi meteorologici non sono calibrati, facendo affidamento sul fatto che i loro parametri siano fisicamente significativi e determinabili sul campo. In realtà, molti parametri dei modelli del manto nevoso sono ancora astratti,

lontani dall'essere facilmente identificabili dalle misure oppure mancano le osservazioni (Brock et al., 2006; Gromke et al., 2011; Strasser et al., 2004).

Un fattore che può rendere difficile la modellizzazione del manto nevoso ad inizio stagione è la presenza di un suolo che ha accumulato una grande quantità di calore durante il periodo estivo e per eliminare questo calore è necessario un cospicuo periodo di tempo. Spesso durante le prime nevicate la temperatura del suolo è ben superiore allo 0 termico quindi rende più difficile ed imprevedibile l'accumulo della neve a formare un primo manto. Infatti l'elevata temperatura del suolo accompagnata spesso da temperature molto più basse in atmosfera, provoca un forte gradiente termico dove il manto nevoso si trova intrappolato. Questo marcato divario di temperature può allontanare tutta l'umidità al di fuori dal manto nevoso andando a creare neve sfaccettata con le tipiche forme a calice che rappresenta l'ingrediente chiave per formare strati deboli e rendere il manto poco stabile e coeso ed aumentare notevolmente il rischio di valanghe. Generalmente una prima nevicata invernale di poco spessore renderà il manto molto più suscettibile a questo fenomeno rispetto ad una nevicata abbondante. Se si viene a formare fin da subito un manto nevoso con un marcato spessore ad esempio di un metro, esso permette alla neve di mitigare questo forte gradiente termico e quindi di limitare la propria perdita di vapore acqueo verso l'atmosfera.

La valutazione del comportamento di un modello durante una singola stagione invernale per più siti è stato l'approccio adottato da molti studi di intercomparazione (Essery et al., 2013; Raleigh et al., 2015; Lapo et al., 2015). Tuttavia, non è stato ancora possibile dimostrare il legame tra la sensibilità dei modelli e le caratteristiche ambientali. Anche per un singolo sito la variabilità interannuale delle condizioni meteorologiche invernali (e di conseguenza dei processi del manto nevoso) potrebbe governare le sensibilità medie dei modelli, rendendo difficile mettere in relazione i risultati con le caratteristiche del sito, se si valuta una sola stagione invernale.

La modellizzazione del manto nevoso è un compito complesso, poiché l'accumulo e l'ablazione dipendono fortemente dai diversi flussi del bilancio energetico. Questi flussi

sono molto variabili nello spazio e nel tempo e spesso non sono facilmente determinabili dai parametri meteorologici osservati. Il successo della modellizzazione di questi flussi dipende quindi da dati di input meteorologici che siano rappresentativi e di alta qualità.

Nel corso degli anni sono stati sviluppati diversi modelli e parametrizzazioni della neve. Alcuni sono semplici rappresentazioni a singolo strato, mentre altri hanno più strati e includono una fisica complessa (Günther et al., 2019). Sono stati effettuati diversi confronti tra questi modelli (Bowling et al., 2003; Essery et al., 2009, 2013; Etchevers et al., 2004). Tali confronti hanno rivelato grandi differenze nel manto nevoso simulato, rendendo così difficile individuare quali di questi modelli producano risultati migliori o determinare quali siano gli aspetti più problematici. Le precipitazioni, la temperatura dell'aria e la radiazione superficiale sono importanti durante il periodo di accumulo, mentre la temperatura dell'aria e la radiazione a onde lunghe sono importanti durante l'ablazione. Inoltre, Hamlet et al. (2005) hanno riscontrato che l'andamento della temperatura e delle precipitazioni influenza l'andamento dell'equivalente d'acqua in neve (SWE) in un modello di superficie terrestre negli Stati Uniti occidentali (CONUS).

Per ovviare a queste difficoltà di modellizzazione del manto nevoso in futuro sarebbe bene implementare i modelli nivologici in ambiti più polimorfi, in modo da affinare gli algoritmi che elaborano la struttura del manto nevoso e gestiscono gli scambi di energia e calore con gli agenti esterni.

7. Conclusioni

Questo lavoro ha consentito di valutare le prestazioni di due versioni del modello SNOWPACK, senza alcun indugio si può ritenere che entrambe si siano dimostrate idonee a modellizzare un manto nevoso nel corso dell'inverno preso in esame. Tuttavia, dai risultati di questo confronto è emerso che l'altezza del manto nevoso modellizzata da SNOWPACK nel progetto SnowMIP rappresenta meglio il manto nevoso reale durante certi periodi dell'anno. Invece la versione più recente di SNOWPACK mostra un leggero peggioramento nella parametrizzazione di questa misura, soprattutto nel periodo dell'ablazione. Per quanto riguarda le altre misure prese in considerazione, ovvero densità, temperatura superficiale e albedo, la versione attuale di SNOWPACK ha la capacità di predire risultati più simili ai dati misurati. Ciò porta ad un miglioramento complessivo della struttura e del bilancio energetico del manto nevoso rispetto alla versione di SNOWPACK utilizzata durante il progetto SnowMIP.

L'esperienza acquisita in questo studio suggerisce la necessità di effettuare un confronto di intercomparazione più ambizioso, tra un numero maggiore di stagioni e per un'ampia gamma di ambienti. Infatti nel progetto SnowMIP erano inclusi anche dei dataset dell'inverno 1990/91 e 1991/92 che possono essere utilizzati per un confronto più ampio del modello SNOWPACK. Nell'esecuzione di questo lavoro purtroppo non c'è stato tempo per estendere il confronto anche ad altri inverni, nonostante ciò, per validare i risultati ottenuti finora è strettamente necessario portare avanti questa ricerca.

Dei modelli affidabili per la simulazione del manto nevoso sono necessari per portare un progresso nella previsione delle valanghe ed in altri campi correlati come l'idrologia la meteorologia e l'ecologia.

8. Ringraziamenti

Vorrei ringraziare innanzitutto l'istituto WSL per lo studio della neve e delle valanghe SLF, per avermi ospitato e fornito le competenze per portare a termine questo tirocinio.

Uno speciale ringraziamento lo dedico al dott. Charles Fierz che mi ha scrupolosamente seguito nel corso della mia permanenza presso l'istituto SLF.

Grazie ai miei relatori dott. Luca Giupponi e prof.ssa Annamaria Giorgi per avermi seguito ed aiutato in questo lavoro di tesi.

Grazie alla mia famiglia per avermi sempre supportato nel mio amore per le montagne e la neve, e avermi sostenuto nei bellissimi anni trascorsi qui a Edolo.

Grazie a mio zio Gianluca, mio nonno GianPiero e Gottardo per avermi aiutato a rendere possibile questa esperienza.

9. Bibliografia

AgriMetSoft, 2019. Online Calculators.

Indirizzo: <https://agrimetsoft.com/calculators/Nash%20Sutcliffe%20model%20Efficiency%20coefficient>. Visitato marzo-aprile 2021.

Aoki T., Kuchiki K., Niwano M., Kodama Y., Hosaka M., and Tanaka T., 2011. Physically based snow albedo model for calculating broadband albedos and the solar heating profile in snowpack for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 116.

Bavay M., Reisecker M., Egger T., Korhammer D., 2022. Inishell 2.0: semantically driven automatic GUI generation for scientific models. *Geoscientific Model Development*, 15: 365-378.

Brunke M. A., Welty J., Zeng X., 2021. Attribution of snowpack errors to simulated temperature and precipitation in E3SMv1 over the contiguous United States. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13.

Carturan L., Dalla Fontana G., Cossi F., 2008. Variabilità spaziale dell'albedo sulle aree glaciali dell'alta val de la mare (gruppo ortles-cedevale). Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali, Università di Padova. 22-31

Conway H., Gades A., Raymond C. F., 1996. Albedo of dirty snow during conditions of melt. *Water Resource Research*, 32 (6): 1713– 1718.

Essery R., Rutter N., Pomeroy J., Baxter R., Stähli M., Gustafsson D., Barr A., Bartlett P., Elder K., 2009. SNOWMIP2 an evaluation of forest snow process simulations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92: 1120-1136.

Etchevers P., Martin E., Brown R., Fierz C., Lejeune Y., Bazile E., Boone A., Dai Y.J., Essery R., Fernandez A., Gusev Y., 2002. SnowMIP, an intercomparison of snow models: first results. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, 29: 353-360.

Etchevers P., Martin E., Brown R., Fierz C., Lejeune Y., Bazile E., Boone A., Dai Y.J., Essery R., Fernandez A., Gusev Y., 2004. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (Snow MIP project). *Annals of Glaciology*, 38: 150-158.

Ford D., Pingel N., DeVries J. J., 2002. Hydrologic modeling system HEC-HMS applications guide. US army corps of engineers, institute for water resources, hydrologic engineering center, 609 Second Street Davis, CA, USA.

Günther D., Marke T., Essery T., Strasser U., 2019. Uncertainties in snowpack simulations—Assessing the impact of model structure, parameter choice, and forcing data error on point-scale energy balance snow model performance. *Water Resources Research*, 55: 2779-2800.

Hagenmuller P., Viallon L., Bouchayer C., Teich, M. Lafaysse, M., Vionnet V., 2018. Quantitative comparison of snow profiles. In *Proceedings of the International Snow Science Workshop Innsbruck*, 7-12.

Herla F., Horton S., Mair P., Haegeli P., 2021. Snow profile alignment and similarity assessment for aggregating, clustering, and evaluating snowpack model output for avalanche forecasting. *Geoscientific Model Development*, 14, 1: 239-258.

Istituto federale di ricerca per la foresta, la neve e il paesaggio WSL. Neve e ghiaccio. Indirizzo: <https://www.wsl.ch/it/neve-e-ghiaccio.html>. Visitato gennaio 2023.

Lehning M., Fierz C., Lundy C., 2001. An objective snow profile comparison method and its application to SNOWPACK. Cold Regions Science and Technology, Volume 33, Issues 2-3: 253-261.

Lehning M., Fierz C., Lundy C., 2001. An objective snow profile comparison method and its application to SNOWPACK. Cold Regions Science and Technology, 33, 2-3: 253-261.

Lehning M., Völksch I., Gustafsson D., Nguyen T.A., Stähli M., Zappa M., 2006. ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. Hydrological Processes, 20: 2111-2128.

Percentage Difference Calculator.

Indirizzo: <https://www.calculatorsoup.com/calculators/algebra/percent-difference-calculator.php> . Visitato marzo-aprile 2021.

Rutter N., Essery R., Pomeroy J., Altimir N., Andreadis K., Baker I., Barr A., Bartlett P., Boone A., Deng H., Douville, H., 2009. Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2). Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 114(D6).

Schlögl S., Lehning M., Nishimura K., Huwald H., Cullen N.J., Mott R., 2017. How do stability corrections perform in the stable boundary layer over snow?. Boundary-Layer Meteorology, 165: 161-180.

Schmucki E., Marty C., Fierz C., Lehning M., 2014. Evaluation of modelled snow depth and snow water equivalent at three contrasting sites in Switzerland using SNOWPACK simulations driven by different meteorological data input. Cold Regions Science and Technology, 99: 27-37.

Wever, N., Schmid, L., Heilig, A., Eisen, O., Fierz, C., & Lehning, M., 2015. Verification of the multi-layer SNOWPACK model with different water transport schemes. *The Cryosphere*, 9(6): 2271-2293.

WSL istituto per lo studio della neve e delle valanghe SLF. Neve.

Indirizzo: <https://www.slf.ch/it/neve.html>. Visitato gennaio 2023.