

An aerial photograph of a snowy landscape. The ground is covered in a thick layer of snow, with several winding tracks or paths visible. In the upper part of the image, there are several bare, leafless trees. The overall scene is a winter landscape.

Manuale super veloce

Neve e valanghe

V. 8.0 estratto
per Collegio delle Marche

**per la preparazione alla
“Prova attestante le competenze
alla sicurezza” L.145/8 del 4.6.2019
“(ex Eurosicurità)”**

Introduzione

Quanto proposto in queste nozioni di meteorologia e nivologia per il Collegio Maestri delle Marche, nasce per l'esigenza di dare un supporto didattico alla formazione dei maestri di sci alpino, alla luce della nuova didattica definita dal Collegio Nazionale nelle tematiche di neve, valanghe e sicurezza in ambiente alpino.

Si tratta di un estratto relativo alle materie trattate dall'autore durante il corso di formazione 2022-2023.

La versione integrale del volume è adottata dal Collegio del Veneto¹

IL testo è contenuto nella piattaforma della formazione di COSCUMA

www.formazione.fisi.org

.

Note, correzioni, suggerimenti sono ben accetti.

Falcade, 14 settembre 2022

Mauro Valt

Mauro.valt@gmail.com

1

1. Meteorologia Alpina

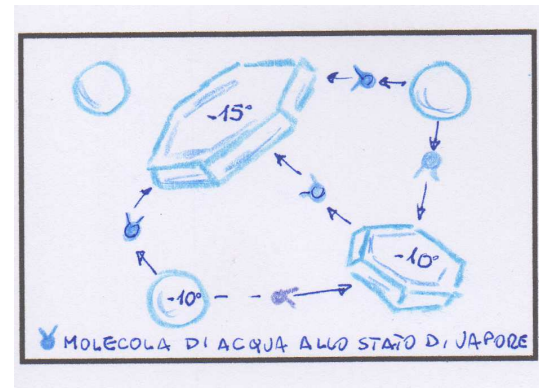
1.1. Formazione della neve in atmosfera

Per la formazione della neve in atmosfera sono necessarie 3 condizioni:

- Temperatura dell'aria inferiore a 0°C ;
- Opportune condizioni di umidità;
- Presenza di granuli di condensa.

Le basse temperature sono di norma presenti nell'atmosfera sopra le nostre montagne, dove l'aria surraffreddata (che contiene più vapore di quello relativo all'umidità massima per la corrispondente umidità), condensa formando le nubi grazie alla presenza di "grani di condensazione" (polveri finissime, cristalli di sale, etc.). Le nubi sono infatti formate da piccolissime goccioline d'acqua che librano nell'atmosfera e che non congelano tutte spontaneamente fino alla temperatura di circa -39°C .

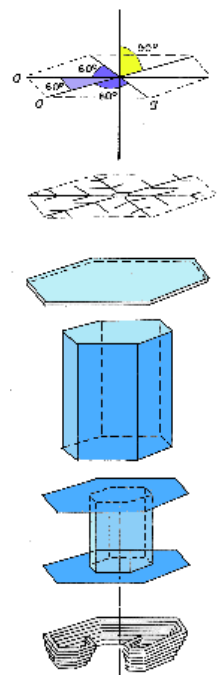
Affinché si possa formare il primordiale "germe di ghiaccio" attorno al quale si svilupperà poi il cristallo di neve, sono necessari i "granuli di congelamento" che sono anch'essi delle polveri, leggermente più grandi di quelle necessarie per la formazione delle goccioline d'acqua delle nubi. Alcuni esempi di granuli di congelamento possono essere: polveri di argilla, di minerali o piccolissimi cristalli di ghiaccio già presenti in atmosfera.



1.2. I cristalli di neve

Le molecole d'acqua si dispongono per sublimazione (passaggio diretto dallo stato aeriforme a quello solido) attorno ai "germi di ghiaccio". Le molecole di acqua si dispongono secondo un ordine cristallografico preciso, come capita per ogni minerale nella sua forma di cristallizzazione: si pensi ai prismi dei cristalli di quarzo o alle forme cubiche o rombododecaedriche della pirite.

L' H_2O cristallizza seguendo un sistema esagonale, con un asse principale denominato "c" sul cui piano ortogonale sono disposti 3 assi secondari, che formano i 6 rami della stella, con una angolaratura di 60° .



1.3. Formazione dei cristalli di neve per sublimazione

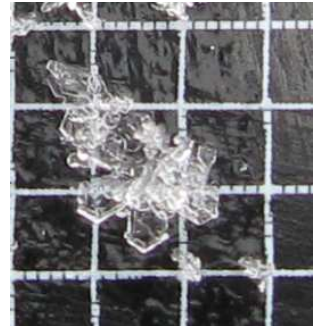
Le goccioline d'acqua surraffreddate presenti nella nuvola (ossia liquide anche a temperature negative e fino a -39°) cedono delle molecole di H_2O al sistema a causa dell'alta pressione di vapore presente. Si dice che la

pressione di vapore è saturata in un ambiente (la nuvola nel nostro caso) quando l'aria non può più assumere ulteriore vapore per quella determinata temperatura. Ne consegue che le molecole presenti sulla superficie dei cristalli di ghiaccio e/o le molecole d'acqua siano in equilibrio con l'ambiente circostante e che ci sia uno scambio costante ed equivalente fra i due elementi.

Queste molecole cedute dalle goccioline di acqua presenti nella nuvola surraffreddata, si fissano per sublimazione sul "germe di ghiaccio", il quale ha una bassa pressione di vapore. Questo germe di ghiaccio, un po' alla volta si sviluppa e aumenta di dimensioni seguendo l'asse principale "c" formando colonne (PPco, □) o aghi (PPnd, ↔) o secondo gli assi ortogonali "a" e quindi in piano, formando piastre (PPpl, ⊗) o dendriti spaziali (PPsd, *).

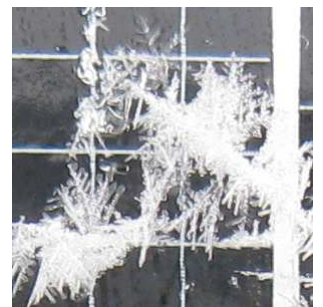
Per sublimazione si formano quindi le diverse forme dei cristalli di precipitazione che si sviluppano secondo un preciso "ordine cristallografico". Le varie forme sono guidate dalla temperatura e dalla soprassaturazione dell'aria.

Di norma, con temperature fra i -6°C e i -10°C si sviluppano colonne, fra -10°C e -12°C piastre e fra i -12°C e i -18°C stelle.



1.4. I fiocchi di neve

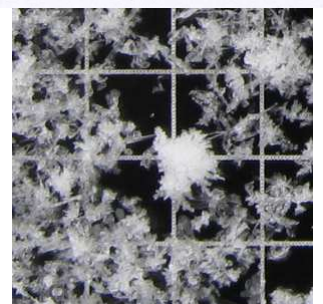
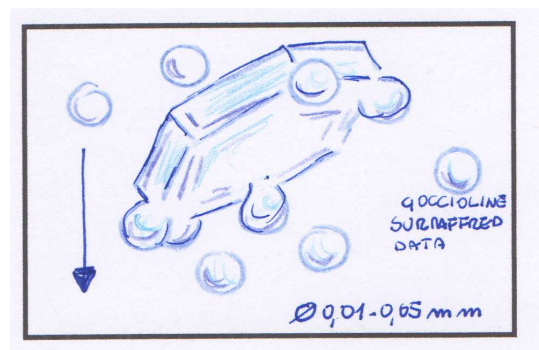
I *fiocchi di neve* sono composti da più cristalli (di norma dendriti stellari) intrecciati e ghiacciati fra loro: possono raggiungere anche diversi cm di diametro. Proprio da qui deriva il modo di dire "nevica a falde larghe".



1.5. Formazione dei cristalli (grani) per congelamento da contatto

Una nuvola vorticososa è caratterizzata da intensi moti d'aria ascensionali e discendenti al suo interno dovuti a diverse cause, come ad esempio il superamento veloce di una catena montuosa. In presenza di tale fenomeno, le goccioline d'acqua surraffreddate si "scontrano" con i "germi di ghiaccio" o con le forme di cristalli nascenti, congelano e rimangono attaccate alla struttura. In questo modo il grano si ingrandisce non con una crescita regolare e geometrica da sublimazione, ma aumentando la struttura improvvisamente originando forme sferoidali (PPir, ⚭, PPgp, ⚭) date da congelamento da contatto. Quest'ultima struttura risulta simile a piccole palline di polistirolo. Al raggiungimento della dimensione critica per rimanere sospesi nel vortice della nuvola, cadono al suolo.

Questo tipo di precipitazione è spesso accompagnata da venti turbolenti e il cumulo di nuova neve non è mai importante.



1.6. La brina di superficie e la galaverna

Queste due tipologie di precipitazioni sono importanti in modo diverso.

La “Brina di Superficie- SH, ∇ ”, si deposita sul terreno freddo quando, all’abbassamento della temperatura, viene raggiunto e superato il punto di rugiada e il contenuto in acqua presente nell’aria sublima in ghiaccio. Il fenomeno porta alla crescita di cristalli a forma di aghi o di piuma che possono avere una dimensione da alcuni mm a diversi centimetri ($E=7-15$ cm). Questa formazione, finché rimane in superficie non rappresenta una problematica alla stabilità del manto nevoso. Se invece viene “sommersa” da una nuova nevicata o da un deposito di neve ventata, può costituire il piano di rottura e distacco di valanghe.

I cristalli di SH derivano dalla sublimazione dell’umidità dell’aria in condizioni di elevati valori di umidità (esempio vicino ad un torrente, dopo il passaggio di un fronte caldo e rapido rasserenamento notturno) e calma di vento (che non rimescola l’aria). La sublimazione genera delle forme di cristalli (e non di grani) che hanno la sembianza di foglioline ma sempre con un ordine geometrico. In presenza di SH, la superficie della neve brilla controluce e i cristalli possono avere dimensioni che vanno da $E=1$ mm a orme molto grandi $E=10-15$ mm. Questi cristalli diventano dei piani di scivolamento delle valanghe una volta inglobati nel manto nevoso a seguito di una nevicata o di un trasporto da vento.

Una percentuale molto elevata di distacchi provocati (30% circa) avviene per scivolamento di lastroni su strati deboli formati da SH.

La galaverna è un fenomeno diverso: le goccioline di acqua surraffreddate presenti nelle nuvole entrano in contatto con oggetti a causa del vento e si congelano immediatamente. Si riscontra tipicamente sulle strutture metalliche degli impianti di risalita, sulle funi e anche sulle reti di protezione delle piste. Questa formazione può assumere dimensioni notevoli e creare problemi di stabilità alle infrastrutture.

Data la sua colorazione bianca, è difficile riconoscere la galaverna come deposito sul manto nevoso e nemmeno sono noti i suoi eventuali effetti sulla stabilità del manto nevoso.

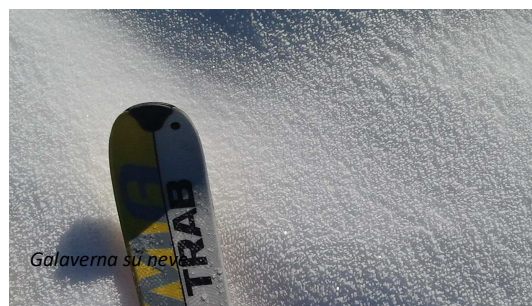
1.7. La precipitazione nevosa

Durante una precipitazione si può osservare la presenza di un limite altimetrico le zone in cui piove e le zone in cui nevicata. Tale limite non corrisponde alla quota dello zero termico o all’accumulo della neve sui prati. Il limite altimetrico della nevicata (90% di neve) dipende da diversi fattori:

- dallo zero termico della massa d’aria
- dalla intensità e durata della precipitazione



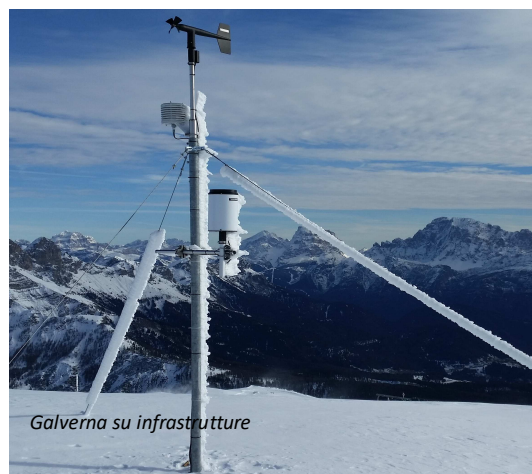
Brina di superficie



Galaverna su neve



Galaverna su rami



Galaverna su infrastrutture

- dalla presenza di uno strato di inversione termica o di isoterma
- dalla conformazione locale delle valli
- dalla posizione geografica della valle rispetto ai principali venti.

Il limite neve/pioggia dipende inizialmente dallo zero termico della massa d'aria, dall'intensità e durata della precipitazione in modo concatenato e indicativamente:

- con una nevicata di 1-3 cm di neve all'ora (debole), il limite neve/pioggia è di circa 200-300 m più basso dello zero termico
- con una nevicata di 3-5 cm di neve all'ora (moderata), il limite è di 400-500 m inferiore di quota
- con una nevicata intensa, più di 5 cm all'ora, il limite può essere più basso di 600-700 m rispetto alla quota dello zero termico
- nel caso di rovesci o temporali, anche a quote ancora più basse
- tipo di suolo (prati o manto nevoso già presente).

Pertanto, più intensa è la nevicata, più in basso sarà il limite neve/pioggia per una questione fisica (calore latente). La neve, per sciogliersi e trasformarsi in acqua, ha bisogno di energia (calore latente di fusione). Questa energia viene sottratta all'aria circostante che quindi si raffredda e porta più in basso il limite neve/pioggia. Il sistema è concatenato: la neve, fondendosi, sottrae energia all'ambiente circostante, raffredda l'aria e il limite della neve si abbassa di quota.

Questo processo non avviene se nella valle è presente una situazione di inversione termica (aria fredda) e in questo caso la precipitazione arriva direttamente al suolo senza i processi di fusione. Oppure, se in quota è presente uno spesso strato di aria a temperature positive, la neve fonde completamente e arriva al suolo sotto forma di pioggia, anche se poi attraversa uno strato a temperature negative. Al contrario, se lo strato di aria con temperature positive è poco spesso, la nevicata lo attraversa senza subire importanti trasformazioni.

Anche la forma orografica delle valli influisce sul limite della nevicata: nelle valli strette e chiuse, la

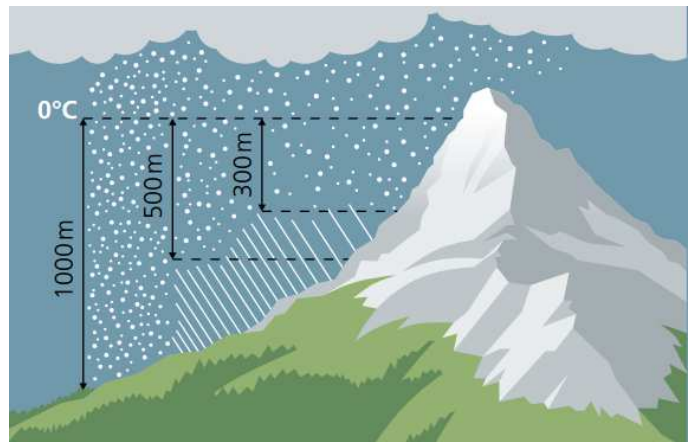


Immagine tratta dal volume "Meteorologia Alpina" edito da AINEVA (autorizzazione concessa)

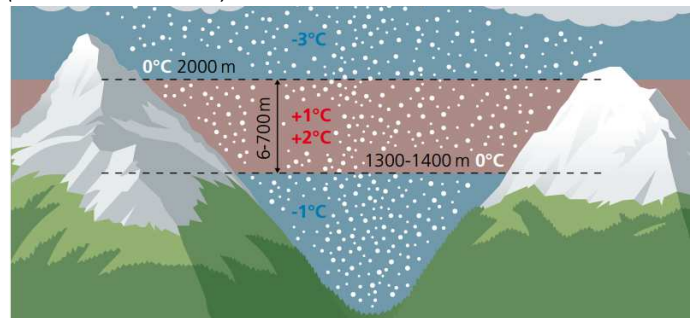


Immagine tratta dal volume "Meteorologia Alpina" edito da AINEVA (autorizzazione concessa)



Immagine tratta dal volume "Meteorologia Alpina" edito da AINEVA (autorizzazione concessa)

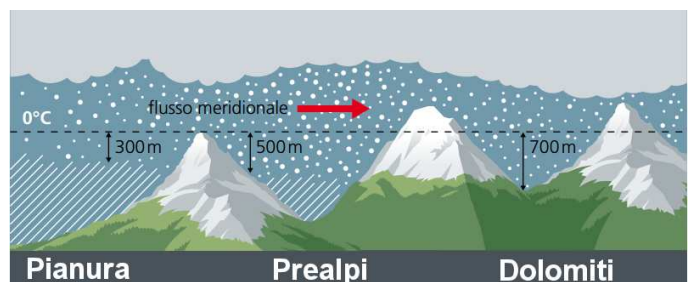


Immagine tratta dal volume "Meteorologia Alpina" edito da AINEVA (autorizzazione concessa)

quantità di aria da raffreddare nei processi di fusione della neve nella zona limite con la pioggia, è minore e quindi tenderà a raffreddarsi più velocemente e ad abbassarsi il limite neve/pioggia.

Nelle valli larghe e ampie, il volume di aria è maggiore e quindi anche il raffreddamento per la sottrazione di calore latente da parte della neve, è minore e il limite neve/pioggia si abbasserà più lentamente.

Nel caso delle Alpi italiane le nevicate maggiori avvengono con flussi sud-occidentali. Spesso, per la persistenza di aria fredda nelle valli a causa di un debole rimescolamento dell'aria, si osserva che il limite neve/pioggia è più elevato nella fascia prealpina, più basso nelle valli interne delle Prealpi e infine a fondovalle nelle vallate Alpine.

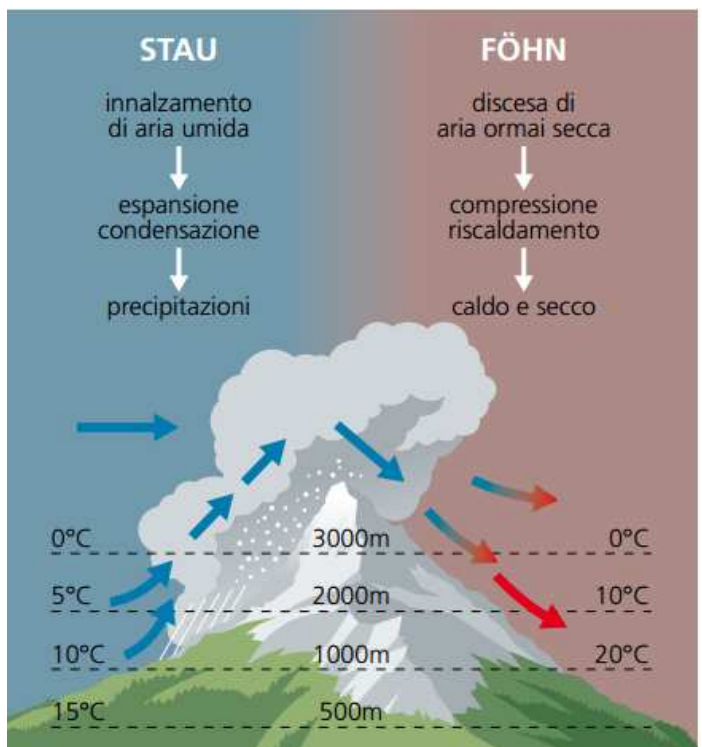
Ad esempio, nelle Dolomiti, nelle valli poste nella direzione di flussi perturbati, il limite neve/pioggia si mantiene più elevato (esempio valle del medio-basso Cordevole con direzione N-S), mentre nelle valli perpendicolari ai flussi (esempio valle di San Lucano, Valle del Biois, Alto Cordevole, direzione W-E), il limite neve/pioggia arriva a quote inferiori e anche le nevicate sono più intense.

Lo Stau e il Föhn sono altri due importanti fenomeni legati alle precipitazioni sulle aree montane. Lo Stau è il fenomeno che si verifica quando una massa di aria umida viene sospinta verso una catena montuosa ed è costretta a sollevarsi. È quello che succede con i flussi meridionali che interessano i primi sbarramenti orografici (Prealpi). La massa d'aria è costretta a sollevarsi dalla presenza della barriera orografica (versante sopravvento) e si raffredda inizialmente di 1°C ogni 100 m di innalzamento (raffreddamento adiabatico) poi meno, si espande e condensa a cui seguono poi le precipitazioni. L'intensità della precipitazione, oltre che dall'umidità dell'aria che arriva, è funzione dell'intensità del vento e della quota della barriera montuosa da superare.

Una volta superato la barriera orografica (la catena delle Alpi nel nostro caso), la massa d'aria si riversa in maniera turbolenta nel versante sottovento (versante austriaco) e si verifica il fenomeno inverso dallo Stau, il Föhn.

La massa d'aria ha perso gran parte del vapore acqueo a causa delle precipitazioni avvenute nella zona dello Stau, scende nelle valli e si comprime. Comprimensi, si riscalda inizialmente di 0,5°C ogni 100 m di perdita di quota e poi, quando ha perso tutto il suo vapore acqueo, la sua temperatura aumenta di 1°C ogni 100 m di abbassamento. Si instaurano così dei venti intensi e caldi nelle vallate che spesso causano un'intensa e importante fusione del manto nevoso.

Naturalmente, se la massa d'aria arriva da nord ed è costretta a superare le Alpi nella direzione N-S, sulle Alpi austriache ci sarà la situazione di Stau con



le precipitazioni e le neviccate, mentre sulla montagna veneta si avranno situazioni di Föhn, con cielo limpido, nuvole lenticolari e venti caldi di Föhn.

1.8. Capire il tempo in montagna

Può capitare di dover valutare l'evoluzione del tempo in montagna senza poter disporre delle previsioni meteorologiche o di altri supporti. La conoscenza dei segni premonitori di peggioramento o miglioramento delle condizioni meteorologiche (variano da zona a zona) e l'esperienza possono essere un valido aiuto.

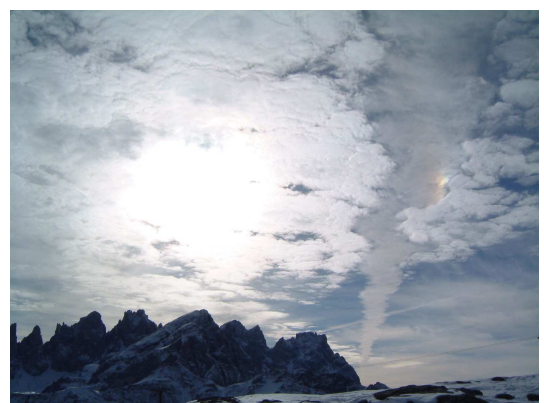
Un'attenta osservazione del cielo, dello sviluppo verticale delle nubi, della visibilità e dei venti può fornire delle informazioni per una previsione locale a breve scadenza.

Di seguito sono però elencati alcune regole o segni premonitori che possono fornire qualche indicazione sull'evoluzione del tempo.

Segni premonitori che indicano un peggioramento del tempo

Dall'osservazione delle nubi

- Le nubi a pecorelle (... "pioggia a catinelle") ovvero le nubi a torretta o fiocchi indicano l'avvicinarsi di una perturbazione in quanto sono le tipiche nubi che precedono l'arrivo di un fronte caldo;
- l'anello (alone) intorno al sole o alla luna, con abbassamento della pressione indica la presenza di cirrostrati in quota e quindi, anche in questo caso, l'avvicinarsi di una perturbazione);
- nubi di colore rosso di mattina (... "la pioggia si avvicina") indicano l'avvicinarsi di una perturbazione da ovest e quindi un peggioramento a partire da ovest;
- l'addensamento della nuvolosità stratiforme in quota seguito da nubi più basse indica l'avvicinarsi di una perturbazione;
- le strisce di condensazione provocate da aviogetti, se sono persistenti indicano la presenza di aria umida in quota e quindi mancanza di subsidenza con conseguente peggioramento del tempo.



Dall'osservazione dei venti

- Sulle Alpi orientali l'intensificazione del vento da sud-ovest in alta quota con apporto di nuvolosità indica l'avvicinarsi di una saccatura;
- sulle Alpi orientali il rafforzamento del vento da sud o da sud-ovest con arrivo di nubi da ovest indica un forte contrasto termico con probabile arrivo di un fronte.

Segni premonitori che indicano un miglioramento del tempo

Dall'osservazione delle nubi

- Il rosso di sera (... "bel tempo si spera") indica l'allontanamento verso est della perturbazione e dell'aria umida;
- le strisce di condensazione, se si dissolvono velocemente, indicano la presenza di aria secca in quota con forte subsidenza;
- singole nubi cumuliformi, piccole anche nel pomeriggio (con poco sviluppo verticale) indicano attività convettiva non legata al passaggio di fronti, atmosfera stabile e forte inversione termica;
- nubi a forma di lente sui versanti sottovento (es. a sud delle Alpi con flusso da nord) indicano una situazione di föhn da nord, dopo il passaggio di una perturbazione;
- la presenza di nebbia o nebbia alta (strati bassi) nel fondovalle indica atmosfera stabile, alta pressione e tempo buono fino a quando non si alza il limite superiore dell'inversione.



Dall'osservazione dei venti

- Le brezze di monte e di valle che si manifestano con orari regolari indicano vento debole in quota e situazione di alta pressione;
- venti deboli ad alta quota in inverno indicano una situazione di alta pressione;
- sul versante sud alpino venti dai quadranti settentrionali indicano spesso perturbazione passata, condizioni di föhn cui segue, di solito, una situazione di alta pressione.

In linea generale occorre tenere presente che:

- Un rialzo della pressione atmosferica lento e uniforme, misurato ad esempio con l'altimetro, preannuncia un miglioramento duraturo del tempo (anticiclone stabile, caldo in quota). Un rialzo veloce corrisponde invece ad un miglioramento passeggero (anticiclone mobile; intervallo).
- Una diminuzione della pressione atmosferica preannuncia un peggioramento del tempo.

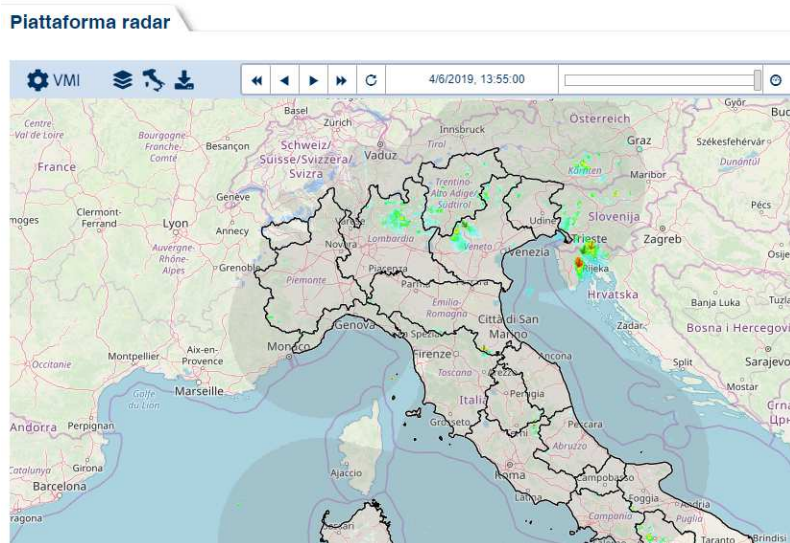
1.9. Monitorare il tempo in montagna

Durante una giornata di lavoro è importante poter monitorare il tempo anche con i mezzi tecnologici che oggi sono a disposizione.

Le previsioni del tempo sono facilmente accessibili attraverso i siti web nazionali e locali.

Inoltre, sono disponibili una serie di radar meteorologici che consentono un maggior controllo dell'andamento a breve termine degli eventi perturbati.

A livello nazionale il sito della protezione civile offre un collage dei diversi radar meteorologici regionali per una visione nazionale di grande utilità.



<http://www.protezionecivile.gov.it/attivita-rischi/meteo-idro/attivita/previsione-prevenzione/centro-funzionale-centrale-rischio-meteo-idrogeologico/monitoraggio-sorveglianza/mappa-radar>

Le immagini visualizzate sono un prodotto di quanto acquisito ogni 10 minuti dai radar operativi e funzionanti della Rete Nazionale e si riferiscono al Vertical Maximum Intensity (VMI)- Il VMI rappresenta il valore massimo di riflettività – o valore di ritorno – presente sulla verticale di ogni punto. In caso di malfunzionamento di un radar il quadro potrebbe risultare parziale. Inoltre, il segnale può incontrare ostacoli come colline o montagne che impediscono di raggiungere le idrometeore e quindi di stimare la presenza di eventuali perturbazioni.

L'immagine in alto a destra rappresenta l'effettiva copertura dei radar operativi sul territorio nazionale. I radar attivi sono rappresentati in verde.

L'orario indicato si riferisce al Tempo Coordinato Universale - UTC

Per il significato delle colorazioni e i per conoscere meglio i limiti delle immagini radar, si rinvia alle descrizioni all'interno dei vari siti.

Oltre a questo quadro nazionale, ci sono i radar locali che consentono un maggior dettaglio e una analisi mirata della situazione meteo del luogo dove viene svolta la professione di maestro.

Ad esempio per il Veneto, il radar meteo di Teolo e Saggittaria, offrono una panoramica sulle Alpi Orientali e anche dei dettagli sulle Dolomiti

<http://www.arpa.veneto.it/bollettini/meteo/radar/radar.php>

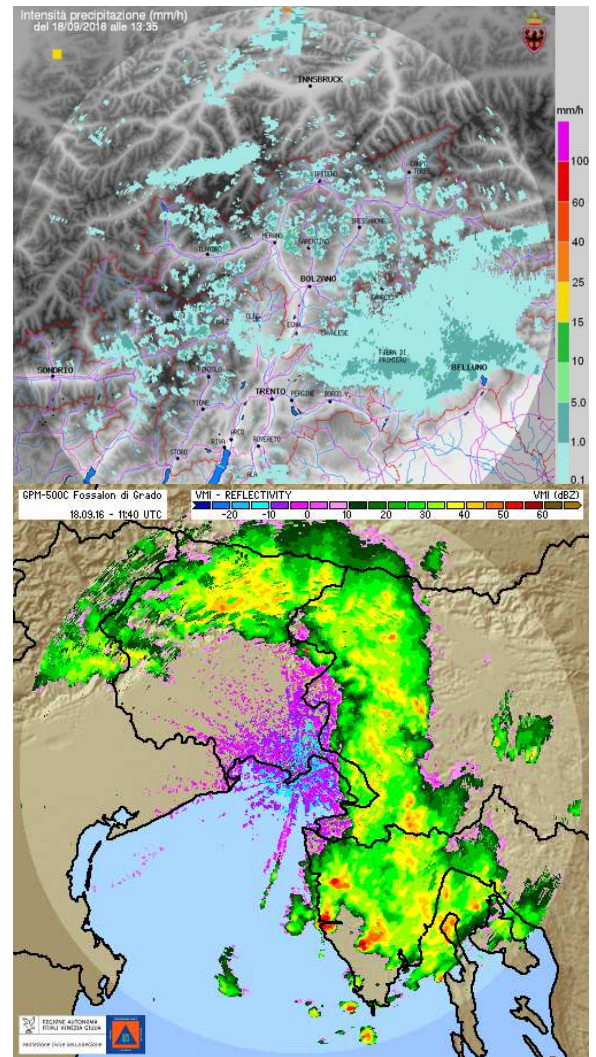


Il radar meteo di www.meteotrentino.it , anche con le sue animazioni e favorito dalla posizione centrata sull'Alto Adige consente una buona visione delle Dolomiti

IL radar meteo della Regione Friuli Venezia Giulia, completa il dettaglio del nord est delle Alpi

<http://www.meteo.fvg.it/radar.php>

Esempi di bollettini meteo



2. Neve e clima delle Alpi italiane

E' ampiamente dimostrato che la temperatura dell'aria nell'Emisfero Nord è in aumento e alcuni lavori recenti hanno quantificato anche la variazione della temperatura sulle Alpi.

In Svizzera, negli ultimi 30 anni è stato osservato un aumento della temperatura annuale minore per le stazioni di alta quota (0,8 °C), rispetto alle stazioni alle quote medio basse (1,2 /1,4 °C).

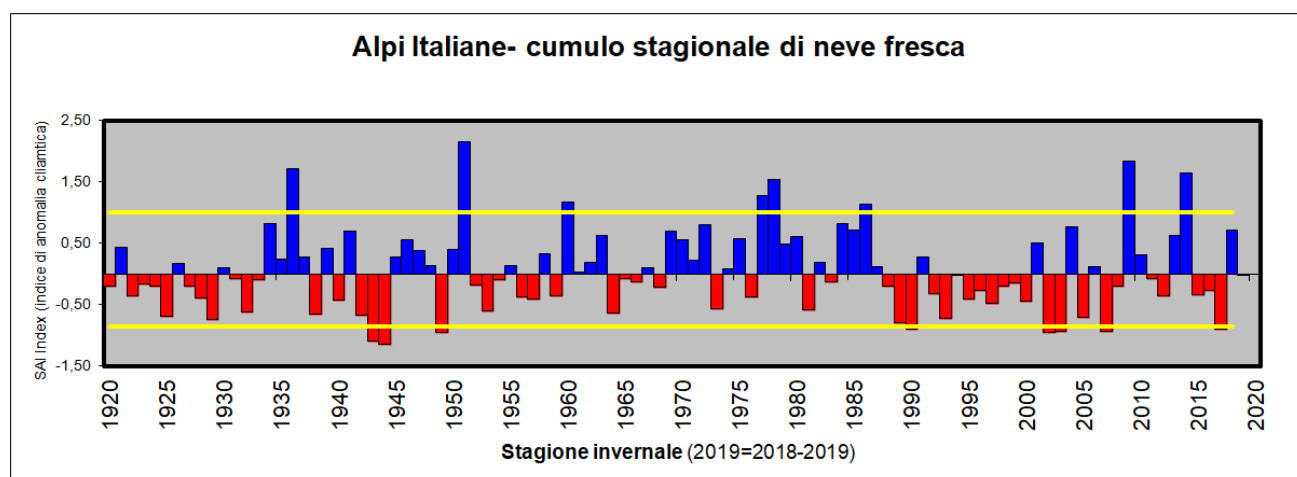
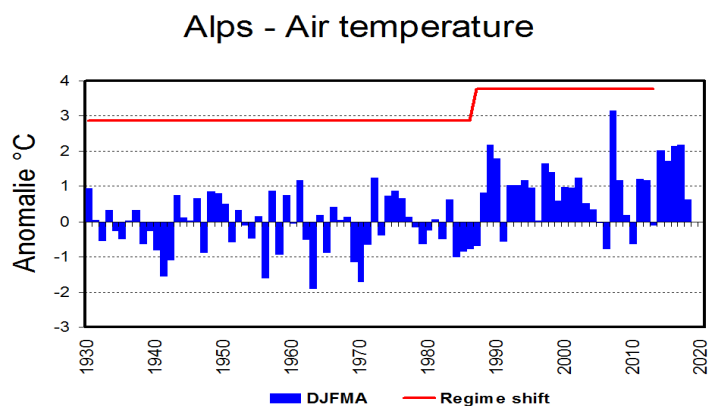
Anche in Austria, nella regione della Carinzia, è stato osservato un aumento delle temperature, dal 1900 al 2008, di ben +1,5 / 1,7 °C.

I primi risultati dell'andamento della temperatura media dell'aria, per il versante sud delle Alpi, indicano un aumento della temperatura di 0,6 / 0,7 °C (DJFMA) negli ultimi 30 anni.

L'anno più probabile di discontinuità climatica individuato sulla media mobile è il 1987. A livello sinottico tale discontinuità coincide con il netto cambiamento di fase della circolazione atlantica evidenziato dall'indice NAO.

Sul versante meridionale delle Alpi, nel periodo 1990-2009, il cumulo stagionale (DJFMA) di neve fresca, è diminuito, specie fra gli 800 e i 1500 m di quota . Anche la durata del manto nevoso al suolo è diminuita, soprattutto nel periodo MA (marzo aprile) come avviene in tutto l'emisfero nord.

Anche per il cumulo stagionale di neve fresca, l'anno più probabile della discontinuità climatica è stato individuato nel 1987.



Nella figura è riportato l'indice SAI per in cumulo stagionale di neve fresca. Le barre dell'istogramma comprese fra le 2 linee gialle, rappresentano gli inverni nella norma, mentre quelle oltre gli inverni eccezionali o rari. Le barre superiori oltre la linea gialla, sono quindi inverni straordinariamente nevosi (2009 e 2014 gli ultimi), le barre inferiori gli inverni scarsamente

innevati, come ad esempio il 2016 e il 2017).

Per quanto riguarda gli Appenni (dalla Liguria al Molise), l'istogramma di innevamento è ancora sperimentale, ma da già una prima indicazione delle stagioni invernali più nevose.

Di conseguenza anche la quota della "neve sciabile" è variata nel corso degli ultimi anni.

Nel 2003, per la Svizzera, la quota della neve sciabile era intorno ai 1300 m di quota. Questo limite altimetrico è riferito alla quota dove si hanno almeno 100 giorni con una altezza delle neve naturale al suolo di 30 cm nel periodo DJFMA. Questa quota non è fissa ma varia nel tempo e geograficamente in funzione delle aree climatiche delle Alpi.

E' un indice discutibile nell'era della neve programmata, ma è l'unico esistente sul quale è possibile effettuare dei riferimenti regionali.

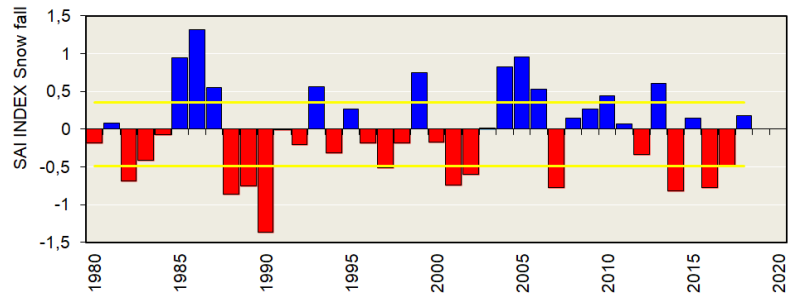
Alcuni autori hanno ha comparato la durata del manto nevoso fra Austria e Svizzera e hanno individuato una quota di 1050 m per l'Austria orientale. Questa differenza altimetrica è da attribuire alla transizione fra il clima atlantico marittimo della Svizzera occidentale e il continentale dell'Austria orientale. Oltre ad una variazione ovest - est della quota della neve sciabile, hanno evidenziato una variazione fra il versante nord e sud delle Alpi Svizzere. Utilizzando un livello minimo di altezza neve di 50 cm, hanno riscontrato una diminuzione di circa il 20% di giornate sul versante sud, rispetto al versante nord delle Alpi. Questo indica che la quota della neve sciabile sul versante meridionale delle Alpi, influenzato dal clima mediterraneo, è più elevata rispetto al versante settentrionali delle Alpi.

Per le Alpi italiane, OEDEC (2008) ha posizionato la LAN a 1500 m di quota, come per il Ticino nelle Alpi Svizzere ed è stata stimata una variazione di 150 m di quota per ogni 1 °C di riscaldamento delle Alpi.

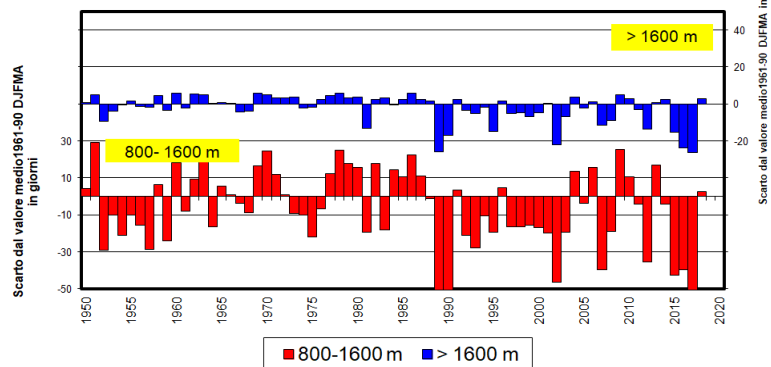
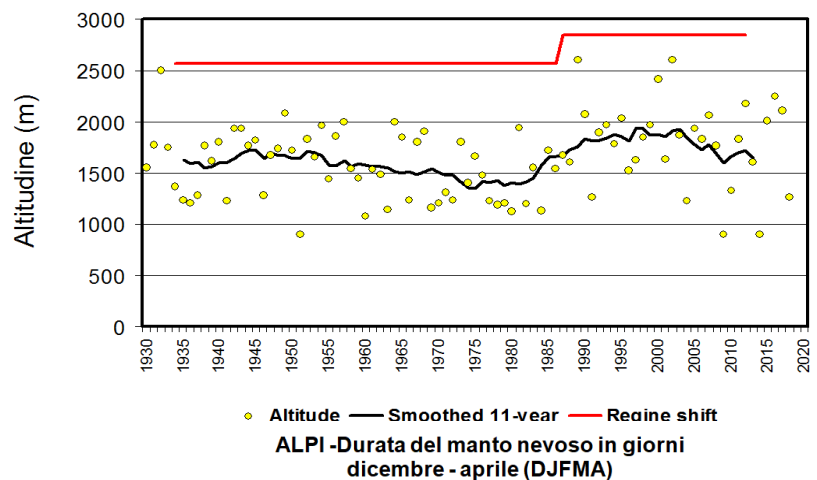
Per le Alpi italiane è stata calcolata una quota attuale della neve sciabile intorno ai 1650-1700 m, con un' oscillazione fino a 1834 m nel decennio 1991-2000.

Pertanto anche per la permanenza della neve al suolo, è stato riscontrata una decisa flessione della durata specie alle basse quote in primavera (-20 giorni di durata).

Monti Appennini: cumulo stagionale di neve fresca



Snow reliability line



3. La classificazione della neve

La neve stagionale al suolo viene classificata secondo uno standard internazionale riassunto nella pubblicazione "Classificazione internazionale della neve stagionale al suolo, IHP-VI Technical Documents in Hydrology, N.83, IACS Contribution N.1, UNESCO IHP, Paris (Fierz et al., 2009)" tradotto in lingua italiana da AINEVA con un importante contributo di ARPAV-Centro Valanghe di Arabba nella versione in lingua inglese.

In questa pubblicazione sono riassunte tutte le metodologie, le unità di misura riguardanti il manto nevoso.

Nel presente manuale viene fatto riferimento all'ultima Classificazione Internazionale, utilizzando, per la classificazione dei grani e dei cristalli della

neve, anche la simbologia numerica propria della precedente classificazione (Colbeck et al. 1990) (1= Neve di precipitazione, 2= Particelle frammentate etc..). Questa scelta è effettuata per facilitare il percorso di apprendimento dell'allievo.

Nel lavoro in campagna, per quanto riguarda le forme dei grani, viene utilizzata la piastrina cristallografica, riportante la simbologia numerica vecchia e utilizzata ancora nei sistemi informatici di archiviazione, la simbologia grafica e numerica ufficiale e la traduzione in lingua italiana delle Classi e sottoclassi delle varie forme.

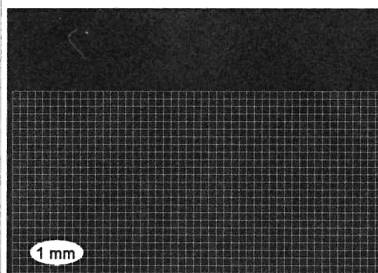
Per la preparazione all'esame Eurosicutiré è sufficiente una buona preparazione nel riconoscere le classi principali dei cristalli e grani della neve.

1 + PP	Particelle di precipitazione <i>Precipitation Particles</i>	4 □ FC	Cristalli sfaccettati <i>Faceted Crystals</i>
1a □	PPco Colonne	4a □	FCso Particelle piene sfaccettate
1b ↔	PPnd Aghi	4b ▣	FCsf Particelle sfaccettate vicino alla superficie
1c ⊙	PPpl Piastre	4c ⊕	FCxr Particelle sfaccettate in arrotondamento
1d *	PPsd Dendriti stellari	5 ^	DH Brina di profondità <i>Depth Hoar</i>
1e ^	PPir Cristalli irregolari	5a ^	DHcp Calici cavi
1f ⚡	PPgp Neve pallottolare (Graupel)	5b ^	DHch Catene di brina di profondità
1g ▲	PPhl Grandine	5c ^	DHla Grandi cristalli striati
1h ▲	PPip Sferette di ghiaccio	5p □	DHpr Prismi cavi
1r ▼	PPrm Galaverna	5x ^	DHxr Brina di profondità in arrotondamento
2 / DF	Particelle precipitazione decomposte frammentate <i>Decomposing and Fragmented</i>	6 ○ MF	Forme fuse <i>Melt Form</i>
2a /	DFdc Particelle di precipitazione parzialmente decomposte	6a ⊕	MFcl Grani arrotondati a grappolo
2b /	DFbk Particelle di precipitazione spezzettate dal vento	6b ⊕	MFpc Policristalli arrotondati
3 ● RG	Grani arrotondati <i>Rounded Grains</i>	6c ⊕	MFsl Neve fradicia
3a ●	RGsr Piccole particelle arrotondate < 0,25 mm	6m ⊕	MFcr Crosta da fusione e rigelo
3b ●	RGlr Grosse particelle arrotondate > 0,25 mm	7 ∇ SH	Brina di superficie <i>Surface Hoar</i>
3w ⊕	RGwp Particelle compattate dal vento	7a ∇	SHsu Cristalli di brina di superficie
3c ⊕	RGxf Particelle rotonde sfaccettate	7b ∇	SHcv Brina di cavità o crepaccio
		7x ∇	SHxr Brina di superficie in arrotondamento
		8 ■ IF	Formazioni di ghiaccio <i>Ice Formations</i>
		8a ■	IFil Strato di ghiaccio
		8b ■	IFic Colonna di ghiaccio
		8c ■	IFbi Ghiaccio di fondo
		8r =	IFrc Crosta da pioggia
		8s -	IFsc Crosta da sole Firnspiegel
		0 ⊙ MM	Neve artificiale <i>Machine Made</i>
		0r ⊙	MMrp Particelle policristalline rotonde
		0c ⊕	MMci Particelle ghiaccio schiacciate



www.aineva.it

2012



4. Neve al suolo

4.1. Introduzione

La neve, quando arriva al suolo, può subire diverse trasformazioni in relazione al vento, alla temperatura dell'aria, alla temperatura della neve stessa e all'irraggiamento notturno.

L'esposizione, la quota, l'inclinazione e la latitudine dei pendii innevati hanno la loro importanza nelle trasformazioni della neve ma verranno trattati in capitoli successivi.

Il vento, nella sua azione di erosione e trasporto, frantuma i vari cristalli/grani di neve e li rende più piccoli, delle dimensioni minori di 0,5 mm (il punto lasciato da una matita su un foglio di carta).

La neve, quando viene depositata, forma dei depositi che vengono chiamati lastroni da vento. Questi lastroni sono formati da grani molto piccoli, addensati fra loro anche per l'azione "comprimente" del vento, e con una coesione molto elevata anche per un processo di "saldatura" fra i grani chiamato sinterizzazione. La densità di una neve ventata varia dai 250 ai 400 kg m⁻³.

Oltre ai lastroni da vento duri e compatti, si formano per azione eolica i lastroni soffici da vento durante o subito dopo una nevicata. Il vento, durante la nevicata, frantuma parzialmente i cristalli di neve e li addensa lievemente fra loro, dando la sensazione allo sciatore, che la neve sia a debole coesione e senza legami (eccetto i legami chiamati per feltratura) come dopo una nevicata con calma di vento. In realtà la neve ha una coesione maggiore, tende a rimanere legata e, pur rimanendo perfettamente sciabile, tende a rimanere coesa. La densità della neve fresca, con una lieve azione del vento, è maggiore di quella di precipitazione ma inferiore ad un lastrone compatto da vento.

La temperatura dell'aria regola gran parte delle trasformazioni della neve al suolo.

Nel caso di temperature positive dell'aria, l'energia data dalla temperatura viene tutta utilizzata da cristallo di neve nel suo processo di trasformazione della parte di acqua solida (ghiaccio) in acqua liquida per portare alla fusione della neve. Questo processo è maggiormente evidente in primavera quanto si ha la fusione del manto nevoso ma anche durante una nevicata con temperature leggermente superiori allo 0 °C (+1/+3 °C).

4.2. I metamorfismi

Le temperature all'interno del manto nevoso regolano le trasformazioni dei cristalli di neve. Queste trasformazioni consistono nella variazione delle forme, della coesione e della densità con effetti sull'assettamento e il consolidamento del manto nevoso stesso.

La temperatura nel manto nevoso alpino non è verticalmente distribuita in modo omogeneo. Di norma la temperatura nel contatto neve-terreno varia da +1 °C a -2 °C per i suoli più in quota ed esposti all'ombra. Nello strato più superficiale del manto nevoso, la temperatura neve è regolata dalla temperatura dell'aria e dall'irraggiamento notturno che tende a raffreddarla. Fra lo strato a contatto con il suolo e la superficie, la variazione della temperatura non è lineare ma varia in relazione allo spessore della neve e alla deposizione dei vari strati di neve (nevicata o depositi/erosioni da vento).

Ne consegue che sussistono delle variazioni di temperatura in relazione ai diversi spessori, con delle differenze che possono arrivare anche a valori elevati di 20 °C m⁻¹ ossia di 2 gradi ogni 10 cm di spessore della neve. Questa differenza viene denominata "gradiente di temperatura della neve" (GT) e la sua unità di misura è "°C cm⁻¹" o "°C m⁻¹".

In generale e semplificando molto la spiegazione dei processi termodinamici che avvengono all'interno del manto nevoso, si può affermare che con bassi valori di GT (GT= 0-10 °C m⁻¹) prevale l'arrotondamento di tutte le forme dei grani all'interno del manto nevoso, con valori elevati di GT (GT= >20 °C m⁻¹) prevale una "crescita cinetica" dei grani, ossia si ingrandiscono.

Questi mutamenti di forma, dovuti ai diversi valori di gradiente, sono chiamati "metamorfismi".

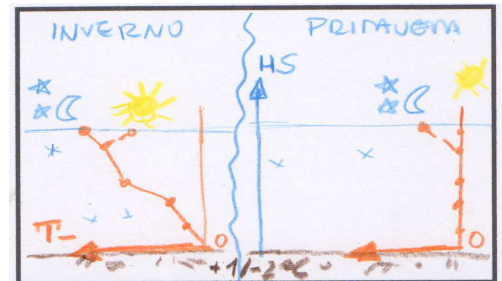
Il metamorfismo è un processo termodinamico che avviene all'interno del manto nevoso, fra il ghiaccio dei grani e l'aria delle porosità.

Questo processo è regolato e spiegabile da precise leggi della termodinamica. Essenzialmente si può affermare che sia condizionato dalle seguenti regole:

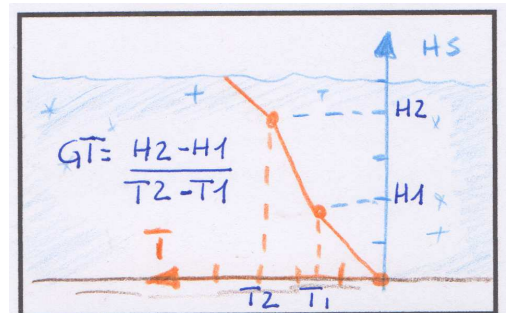
- tendenza dei grani ad assumere una forma stabile;
- condizioni di pressione di vapore all'interno delle porosità del manto nevoso;
- variazioni del flusso di vapore all'interno del manto nevoso;
- bilancio energetico del manto nevoso.

I metamorfismi della neve secca sono essenzialmente due:

- basso gradiente di temperatura;



Profili delle temperature del manto nevoso



Calcolo del gradiente termico nel manto nevoso (GT)

- medio e elevato gradiente di temperatura.

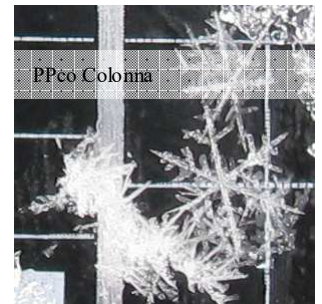
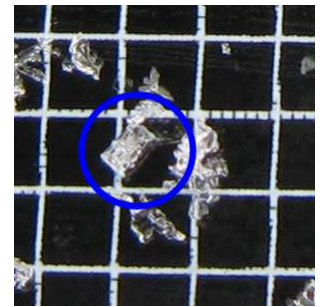
Questi due metamorfismi prendono hanno anche nomi diversi in relazione alla letteratura tedesca o americana o alla descrizione della trasformazione visiva o termodinamica.

Il metamorfismo di basso gradiente è anche chiamato “distruttivo” poiché semplifica le forme dei grani rendendole a volte irriconoscibili rispetto alla loro forma primitiva oppure è anche denominato da “equitemperatura” poiché avviene quando il gradiente è basso o nullo.

Il metamorfismo da medio e elevato gradiente è anche chiamato “costruttivo”, poiché accresce le forme dei grani con processi di sublimazione che portano effettivamente ad un importante e visibile ingrandimento delle forme originarie rendendole irriconoscibili. È anche denominato da “gradiente” di temperatura poiché avviene con un elevato gradiente. È anche chiamato metamorfismo da crescita cinetica.

Come avvengono questi metamorfismi all’interno del manto nevoso e come sono visibili?

Avvengono, come già descritto, quando ci sono delle variazioni della temperatura della neve e sono visibili solo scavando una buca nella neve e osservando le forme dei grani.

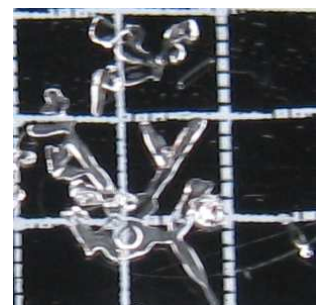
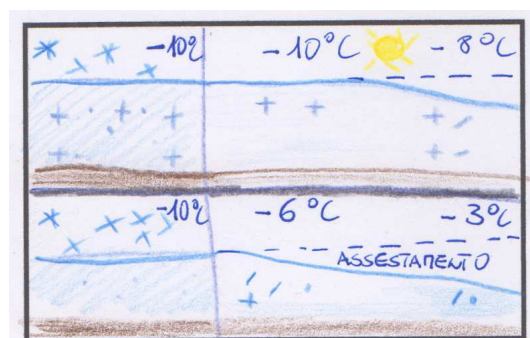
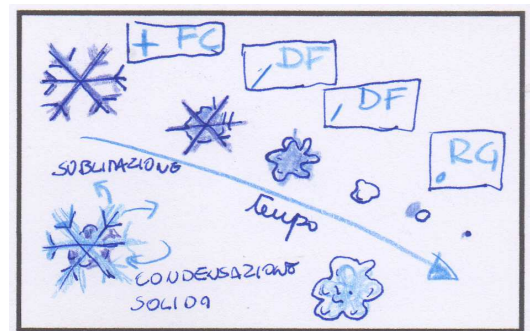


PPsd Dendriti stellari

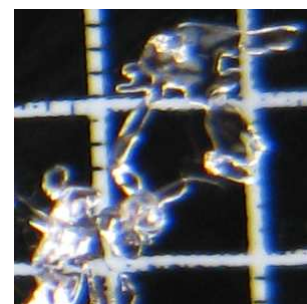
4.3. Il metamorfismo da basso gradiente (GT 0-5°C m⁻¹)

Il metamorfismo da basso gradiente è evidente nel processo di semplificazione delle forme della neve di precipitazione (+).

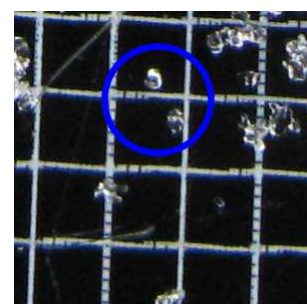
Le particelle di precipitazione (di seguito PP), quando arrivano al suolo, subiscono una prima semplificazione della loro complessa forma geometrica, come hanno ad esempio i dendriti stellati (PPsd, *). Per le PPsd, una prima semplificazione è la rottura delle ramificazioni, sia per l’eventuale vento che accompagna la nevicata, che per sovrapposizione di una particella sull’altra. Comunque questo processo, facile da immaginare, non è quello principale che porta alla trasformazione di forme che possono avere anche diametri di E= 2-3 mm, in forme arrotondate di diametro E= 0,5 mm. Lo strato di neve fresca ha generalmente la stessa temperatura sia nella parte a contatto con il manto nevoso vecchio (o il terreno nel caso della prima nevicata) che nella parte a contatto con l’atmosfera. Le differenze di temperatura sono ridotte e anche il GT (gradiente di temperatura) è basso. Per processi dovuti all’eccesso di tensione superficiale presente su ogni spigolo (convessità) del cristallo di precipitazione rispetto alle sue parti più



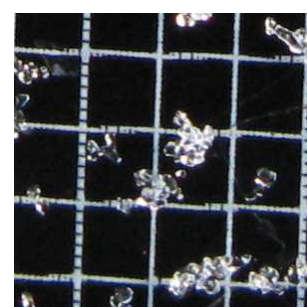
interne e dolci (concave), avviene una migrazione di molecole di acqua, dalle parti convesse verso le parti concave (condensazione solida), sia attraverso la migrazione lungo le pareti di ghiaccio del cristallo ma soprattutto attraverso le porosità della neve. Questo processo porta alla “smussatura” delle spigolature, alla semplificazione delle forme e all’assestamento del manto nevoso. Questo processo di semplificazione delle forme avviene velocemente più lo strato di neve è vicino allo 0 °C (1-2 ore) mentre è lento (anche più di 10 giorni) con una neve di precipitazione che rimane costantemente ad una temperatura inferiore ai -10 °C.



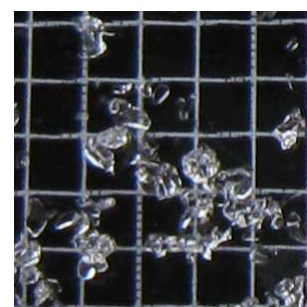
Quando nevica e la neve rimane fredda per più giorni, lo strato superficiale rimane perfettamente sciabile e sono ancora riconoscibili le stelle di neve: lo spessore rimane pressoché invariato. Invece, quando dopo la nevicata le temperature si avvicinano allo 0 °C (0/-3 °C), il processo di semplificazione avviene rapidamente e lo strato di neve fresca si addensa e cala di spessore assestandosi.



Questo assestamento non è sinonimo di consolidamento del manto nevoso. In questa fase la neve fresca tende a rimanere coesa per una coesione di feltratura (intreccio delle ramificazioni delle PPs) e la neve aumenta leggermente il suo consolidamento. La perdita delle ramificazioni porta ad una diminuzione delle resistenze e dei punti di intreccio fra i cristalli: è questo il momento di maggior instabilità del manto nevoso. Successivamente si ha l’avvicinamento delle varie forme di ghiaccio che iniziano a diventare più piccole e quindi, mantenendo la stessa quantità di materia (ghiaccio) si avvicinano, aumentando la densità e lentamente anche il consolidamento della neve di precipitazione. Le forme di PP frammentate vengono definite Particelle di Precipitazione Decomposte e Frammentate (DF, /).



La fase conclusiva e ideale di questo tipo di metamorfismo è la trasformazione in piccole particelle chiamate grani arrotondati (RG, ●), da non confondere come denominazione con i grani arrotondati a grappolo della neve fusa (MFcl, ☉).



Questo tipo di trasformazione avviene con tutti i tipi di neve di precipitazione e non solo con le descritte PPs ma anche con le altre forme [esempio piastre (PPpl, ☉), colonne (PPco, □), aghi (PPnd, ↔), etc..*] e più genericamente, quando si è in presenza di un basso gradiente di temperatura con tutte le forme dei grani e cristalli presenti nel manto nevoso, qualsiasi sia la loro forma e dimensione.

Sui grani arrotondati (RG, ●) della neve secca occorre precisare che anche il vento, nella sua azione di erosione, trasporto e deposizione, trasforma tutte le forme di neve trasportate, in modo meccanico per frantumazione e non per processi termodinamici, in grani arrotondati (RG, ●). Alla semplice osservazione della neve, a parità di dimensioni piccole dei grani, non è possibile distinguere un RG proveniente da un processo di trasformazione da basso gradiente da uno da vento. Solo l’andamento stagionale del manto nevoso, oppure la forma della deposizione della stessa (esempio accumulo opaco da vento), può indicare la genesi dei grani arrotondati.

dello strato, il processo è concatenato e lentamente si ha la scomparsa di una parte del grano a favore dell'accrescimento per sublimazione e quindi con la formazione di cristalli più grandi. Poiché la quantità di ghiaccio presente nello strato deve rimanere pressoché uguale, se si formano cristalli più grandi, numericamente saranno inferiori al numero di grani inizialmente più piccoli.

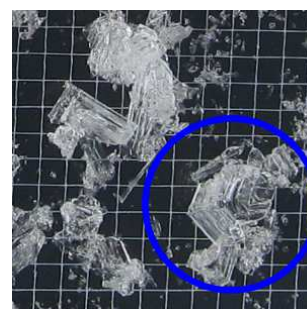
In questa fattispecie vengono a mancare gradualmente i legami fra i piccoli cristalli iniziali a favore di cristalli più grandi e con poca coesione.

In questo metamorfismo, inizialmente di gradiente medio, i cristalli sfaccettati (FC, □) arrivano ad avere dimensioni anche $E = 2-3$ mm e sono facilmente osservabile a occhio nudo.

La neve è sempre secca e appare di un color azzurrino, formata da piccoli cristalli che sembrano richiamare le forme e le dimensioni dello zucchero.

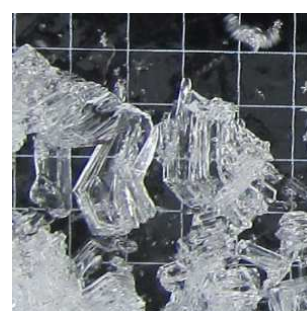
Naturalmente, se viene a diminuire il valore del gradiente di temperatura, il processo rallenta, e si ferma. In seguito, al di sotto del valore di $10 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$, prevale il processo di arrotondamento dei grani.

Questo avviene spesso per gli strati di neve posti vicino alla superficie del manto nevoso, poiché sono costantemente influenzati dall'atmosfera.



Elevato gradiente ($GT > 20 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$)

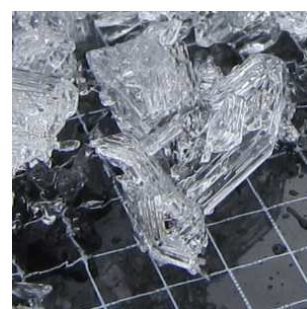
Nel caso di valori di gradiente di temperatura ($GT > 20 \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$), il processo di crescita cinetica dei grani è più marcato e i grani assumono chiaramente forme cristalline a tronchi di piramide a base esagonale. Questi tronchi di piramide sono quasi sempre aperti e non chiusi e le dimensioni dei grani possono variare da forme medie ($E = 2,0$ mm) a forme molto grandi $E = 10$ mm, slegati fra loro, lasciano lo strato di neve senza coesione. Questo processo avviene in un tempo più prolungato (3-6 settimane) e spesso si sviluppa negli strati basali del manto nevoso dove da modo ai cristalli di formarsi. Una volta raggiunto e mantenuto tale gradiente per lungo tempo, i cristalli che si formano vengono denominati "Brina di profondità (DH, \wedge)". Comunemente sembrano grani di sale grosso.



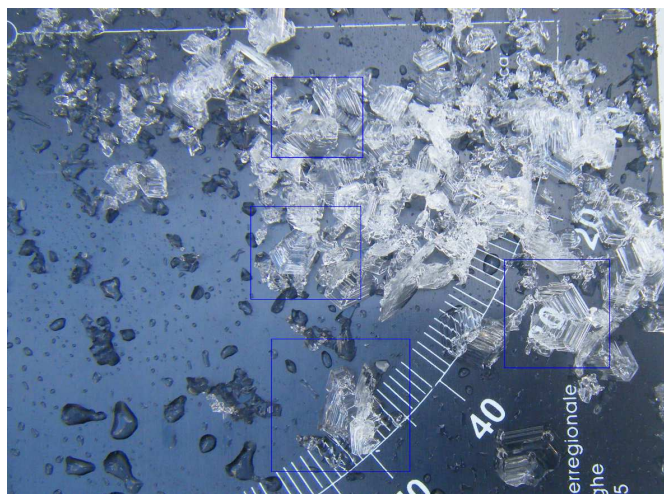
Le condizioni climatiche di elevato gradiente

Le condizioni climatiche che consentono l'avviamento del processo di semplificazione delle forme dei grani (basso gradiente o gradiente nullo) sono facilmente raggiungibili in qualsiasi momento della stagione invernale (riscaldamento dell'aria, vento), le condizioni per l'instaurarsi di un elevato gradiente di temperatura sono più difficili da raggiungere e sono riscontrate prevalentemente nei mesi di dicembre e gennaio.

Gli elevati gradienti del manto nevoso vengono raggiunti più



facilmente quanto gli spessori della neve sono ridotti (30-80 cm) e nei mesi di dicembre e gennaio. In questi mesi, le giornate sono corte, le ore di sole sono poche e anche l'apporto energetico del sole è limitato rispetto ai mesi primaverili. Questa mancanza di energia, che si tramuta in un "mancato riscaldamento del manto nevoso" è una delle due cause principali del raffreddamento del manto nevoso. La neve, durante la notte, si raffredda negli strati superficiali non solo per il "freddo notturno" ma anche per la perdita di energia per emissione ad onda lunga (come tutti i corpi). Questa perdita di energia, (che da origine al raffreddamento) è maggiore nelle notti chiare e serene in quanto avviene una dispersione del calore verso lo spazio. I processi fisici alla base del fenomeno sono ben noti e anche spiegabili con delle equazioni. Questo raffreddamento è molto importante e può portare la neve superficiale a temperature di -20 °C pur in presenza di una minima notturna più mite (esempio -12 °C). Si noti che proprio per questo fenomeno, tranne che nelle notti con copertura nuvolosa, la neve è sempre più fredda della temperatura minima dell'aria.



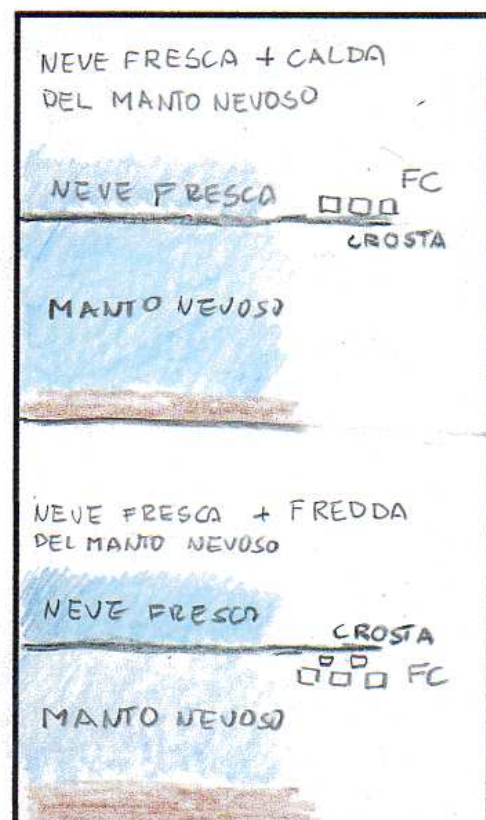
Cristalli DH molto grandi

Le nuvole fungono da schermo fra l'atmosfera e la superficie terrestre; pertanto l'energia rilasciata dalla superficie incontra la cappa di nuvole e viene reindirizzata al suolo, determinando un minor raffreddamento della neve. Del resto è constatabile che le minime della notte sono sempre più miti in inverno quanto la notte è nuvolosa rispetto a quanto è serena.

Pertanto, lo sviluppo di cristalli di DH e FC, è caratteristico di inverni caratterizzati nei mesi di dicembre e gennaio da poca neve al suolo e da lunghi periodi di bel tempo.

Oltre a questa caratteristica climatica stagionale, sussiste un'altra condizione che favorisce la crescita di questi cristalli. La presenza all'interno del manto nevoso di croste e/o strati molto compatti e duri, determina una specie di "tappo" impedendo la migrazione del vapore negli strati sovrastanti e alle volte ostacolando la stessa dispersione in atmosfera. Pertanto, al di sotto di questi strati, si viene a creare un eccesso di vapore che sublima maggiormente nelle porosità creando FC e DH più grandi.

Due tipi di nevicate sul manto nevoso preesistente sono di particolare interesse per lo sviluppo di queste forme. Nel caso di un manto nevoso freddo e di una nevicata con neve più calda, si viene a creare uno strato di neve fra la vecchia e la nuova, caratterizzata da un elevato gradiente. Siccome la migrazione del vapore avviene dallo strato più



caldo a quello più freddo, nella neve vecchia, sotto la superficie di contatto con la nuova neve, si sviluppa uno strato sottile di FC. Nel caso contrario, ossia di un manto nevoso preesistente è relativamente più caldo della nuova nevicata, sopra la sua superficie si formano i cristalli FC. In ambedue le situazioni, il nuovo strato di FC (che si sviluppa in tempi rapidi), può essere lo strato fragile all'interno del manto nevoso dove avviene il distacco di una valanga a lastroni di neve fresca/recente su neve vecchia.

4.5. Il metamorfismo da fusione ($T = 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) e rigelo ($T < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$)

Un altro tipo di trasformazione della neve è il metamorfismo da fusione e rigelo.

La massima temperatura che la neve può raggiungere sono gli $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, suo punto di fusione. La neve ad una temperatura negativa è sempre secca e tutta la parte di acqua è generalmente solida in ghiaccio. Solo in alcune situazioni di neve fresca con sovraturazione di vapor acqueo nelle porosità della neve superficiale, per breve tempo (alcune ore) la neve si presenta umida (contenuto in acqua liquida $<1,5\%$ medio del volume). Generalmente, una neve che ha una temperatura di $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ si definisce secca.

Quando la neve raggiunge il suo punto di fusione ($0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$), tutta l'energia che proviene dal sole, dall'atmosfera, da suolo e dal vento, viene utilizzata per la fusione della neve.

I grani, di qualsiasi forma essi siano, smussano le loro spigolature e le porosità iniziano a contenere, non solo aria, ma anche acqua liquida. Il processo è interrotto dal rigelo dello strato dovuto ad un raffreddamento dell'aria, del vento o da irraggiamento notturno.

Il processo è condizionato dai cicli di fusione e rigelo. A mano a mano che i cicli aumentano, le forme originarie tendono a scomparire e si vengono a formare dei policristalli, chiamati inizialmente grani arrotondati a grappolo (MFcl, \wp) (da non confondere come nome con quelli del metamorfismo da basso gradiente RG) e poi policristalli arrotondati (MFpc, \wp) che diventano sempre più grandi ($E = 2-5\text{ mm}$), trasparenti e a forma di "profiterole".

I processi evolutivi di questo tipo di metamorfismo con una temperatura di $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ è il graduale incremento della presenza di acqua liquida nelle porosità e che al tatto dà una sensazione di neve bagnata ($5,5\%$ medio di acqua liquida rispetto al volume), molto bagnata ($11,5\%$) e fradicia ($>15\%$).



Nei vari processi di fusione e rigelo i grani più grandi tendono a diventare ancora più grandi a spese di quelli piccoli .

Naturalmente, se la neve si raffredda e lo strato di neve entra in una condizione di basso o elevato gradiente (ad esempio: una neve autunnale che fonde, rigela e poi viene ricoperta dalle nevicate successive), prevalgono i processi di arrotondamento e crescita delle forme.

In relazione alla grandezza dei grani MF e del valore del GT, le forme originarie di MF possono rimanere riconoscibili per lungo tempo o, nel caso di GT molto elevati, anche sparire del tutto e essere trasformate in cristalli DH.

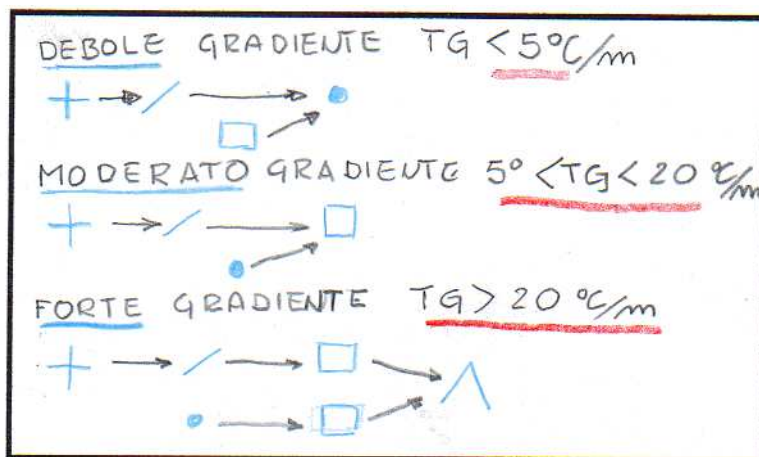
Non è raro che in inverni con poca neve ed elevati valori di GT; strati compatti di neve basale formati da cristalli MF a novembre, diventino strati incoerenti di cristalli DH verso la fine gennaio.



4.6. Conclusioni sui metamorfismi

Quindi, le trasformazioni della neve al suolo sono governate dalla temperatura della neve stessa. Con una temperatura di 0,0°C della neve (punto di fusione), domina la fusione della neve e il rigelo se la temperatura scende sotto gli zero gradi. Con temperature negative della neve, in ogni strato in relazione al GT prevale l'arrotondamento delle forme (basso gradiente) e/o l'accrescimento (medio e alto gradiente).

Oltre ai grani formati dai diversi processi evolutivi della neve, croste da rigelo e masse di ghiaccio compresse (IF, ■), sulla superficie della neve è possibile osservare delle forme di cristalli che non sono di precipitazione ma hanno origine dalla sublimazione dell'umidità dell'aria sovrastante la neve stessa. Si tratta della brina di superficie (SH, v).



5. La coesione del manto nevoso

Diversi sono le modalità di aggregazione dei cristalli di neve fra loro.

5.1. Manto nevoso quasi incoerente

La neve ha sempre un certo grado di coesione ossia di aggregazione fra i cristalli. Tuttavia, contrariamente a quanto si potrebbe immaginare, la neve quasi incoerente non è neve fresca bensì la neve formata da cristalli DH ben sviluppati (metamorfismo da gradiente) che presenta dei cristalli senza legami fra i loro. Secondo alcuni studiosi, nel processo di crescita cinetica, quando i cristalli vengono a contatto fra loro e quindi con una possibilità di saldatura, la crescita si arresta, rimanendo disaggregati. Il vapore acqueo in eccesso continua nel processo di ricostruzione senza dare origine a saldature (sinterizzazioni). Capita spesso, in ambienti molto freddi (Antartide,) di scavare buche profonde ed assistere al crollo di questi strati formati da DH o da forme FC molto grandi, come se fossero delle biglie. È un fenomeno che dura poco tempo poiché la fredda temperatura dell'aria penetra orizzontalmente nei primi 10-15 cm dello strato, realizzando una piccola parete di contenimento per il congelamento del vapore in eccesso.

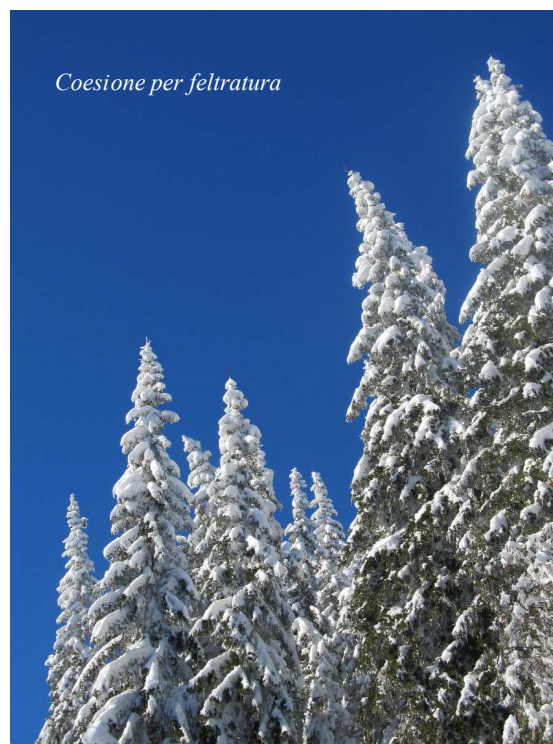
La neve di precipitazione PP ha una coesione quasi assente. La sua penetrabilità, che fornisce allo sciatore un'idea della coesione (spesso errata) è data dalla densità della neve stessa. Se la neve fresca è leggera ($30-50 \text{ kg m}^{-3}$) la neve ha un effetto bassa coesione, se la neve fresca è più pesante ($50-120 \text{ kg m}^{-3}$), ha un effetto di maggior coesione (minor galleggiamento con gli sci o maggior difficoltà a condurre lo sci).

La neve può essere quasi senza coesione anche in presenza di un elevato quantitativo d'acqua allo stato liquido all'interno del manto nevoso (valore maggiore del 5.5% medio del volume, regime funiforme). In quanto questo elemento va ad avvolgere i vari grani separandoli fra loro e rendendo così la neve poco coerente.

Questa tipologia è spesso riscontrabile in superficie per un riscaldamento del manto nevoso o per piogge intense, all'interno del manto nevoso per percolazione di acqua dagli strati superficiali o alla base del manto nevoso per la percolazione di acqua superficiale al terreno non gelato, dagli strati superficiali, per riscaldamento geotermico e fusione della neve a contatto con il terreno o per elevato carico statico della neve (elevati spessori: 3-4 m di neve in ambiente alpino).



Neve a debole coesione formata da DH e FC



5.2. Coesione per feltratura

La neve di precipitazione può assumere una modalità di aggregazione (di coesione) per feltratura quando i vari cristalli tendono ad incastrarsi fra loro in una modalità concatenata che fa rimanere la neve fresca anche su superfici verticali, come le pareti delle montagne, sugli alberi o sulle siepi per fare alcuni esempi. Questo tipo di coesione è destinata rapidamente a scomparire con i processi di arrotondamento delle forme delle PP ed è quindi regolata dalla temperatura, in questo caso dell'aria in modo evidente. Se la temperatura dell'aria è molto fredda (-5 /-15 °C) la neve di precipitazione mantiene i suoi dendriti (metamorfismo da arrotondamento delle forme molto lento) e la neve rimane nella sua posizione (sulle pareti, sugli alberi, etc..). Se la temperatura dell'aria aumenta e diventa positiva, questa coesione sparisce velocemente per la distruzione dei rami dei cristalli per un accelerato metamorfismo da basso gradiente (la neve mantiene la sua temperatura negativa ma essendo vicina allo 0°C il processo è più veloce).

In un'elevata condizione di questa coesione la neve è facilmente sciabile, spesso si addensa davanti alle nostre gambe se gli spessori sono notevoli (30-60 cm).

La sparizione della coesione per feltratura determina una neve formata prevalentemente da cristalli di tipo DF e RG. In questo caso la neve è ancora facilmente sciabile: si tende a sprofondare di meno ma la struttura risulta un po' più "pesante" da sciare.

La coesione per feltratura ha una buona capacità di assorbire i carichi degli sciatori per una riorganizzazione interna dei vari rami dei cristalli che si intrecciano.



5.3. Coesione soffice da vento

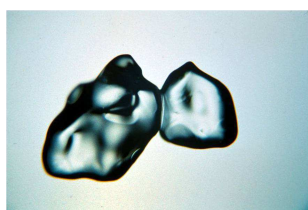
Un vento debole, durante una nevicata o a seguito di una precipitazione nevosa, trasporta la neve e la addensa in "lastroni soffici da vento" che sono formati prevalentemente da forme DF frammentate (DFdc, /) o molto frammentate (DFbk, /). La neve rimane sciabile, lo sci penetra meno e rimane in superficie dando la sensazione di una neve di precipitazione PP (+). La neve ha tuttavia la tendenza a rimanere unita (sollevando lo sci dal manto nevoso, la neve rimane sopra con le pareti laterali verticali o se scavata con un badile, rimane con una forma che copre tutto il badile come se fosse una torta) e a trasmettere le forze agli strati sottostanti che, se fragili, possono cedere a dare origine a valanghe a lastroni soffici da vento.



Lastrone soffice da vento.

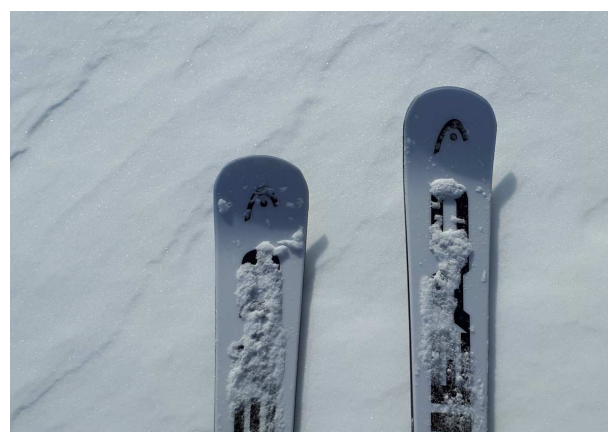
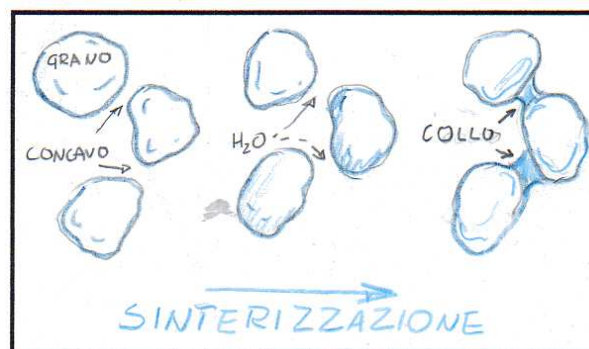
5.4. Coesione per sinterizzazione

Questo tipo di aggregazione è maggiormente evidente nelle nevi caratterizzate da grani piccoli ($E < 0,5$ mm). Nelle porosità della neve, fra grano e grano, è presente un eccesso di vapore acqueo che non viene utilizzato per nessun processo di arrotondamento o costruzione delle forme. Spesso questo processo è dato dal vento



che comprime lo strato in via di formazione, riducendo i vuoti fra i grani e di conseguenza aumentando la pressione di valore unitario: l'eccesso di questo vapore è quello utilizzato nei processi

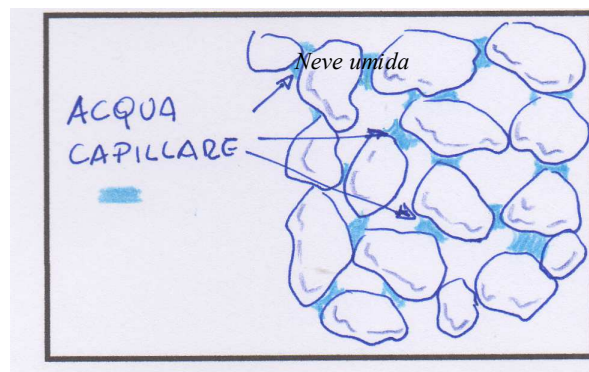
di sinterizzazione. Per delle leggi della fisica, questo eccesso va a sublimare nei punti di contatto dei vari grani, realizzando in questo modo uno "scheletro di ghiaccio". Questo tipo di coesione è tipico dei lastroni da vento compatti, freddi e vecchi. Le sollecitazioni che gli sciatori determinano sciandoci sopra, vengono trasmesse molto facilmente e rapidamente agli strati sottostanti.



5.5. Coesione per capillarità

In un manto nevoso caratterizzato dalla temperatura di $0,0^{\circ}\text{C}$, tutta l'energia viene impiegata per produrre acqua allo stato liquido. Nelle porosità della neve, oltre all'aria, è presente quindi una certa quantità di acqua. Questa acqua liquida conferisce al manto nevoso diverse proprietà in relazione alla quantità presente. Quando l'acqua è in una percentuale media del volume del 5,5%, non è possibile estrarla dalla neve nemmeno premendo moderatamente la neve. In questa condizione, l'acqua si pone nei punti di contatto fra grano e grano in modo capillare o con il suo menisco fra due grani interposti, conferendo alla neve una certa coesione. E' come per la sabbia di mare asciutta quando viene bagnata: le porosità della sabbia vengono riempite da una porzione di acqua che si dispone in modo capillare fra granello e granello conferendo alla sabbia una certa coesione che ci permette di costruire i "castelli di sabbia".

Un eccesso di acqua, supera le condizioni di capillarità e l'acqua riempie le porosità e separa i vari grani diminuendo in modo drastico la coesione per capillarità.



Questo tipo di coesione può essere tipica dello strato superficiale (la neve è sciabile) ma anche di strati interni del manto nevoso che sono umidificati per percolazione di acqua da strati superiori o per riscaldamento dal terreno. La pioggia, la radiazione solare o il vento caldo possono portare la neve asciutta alla temperatura di 0.0°C e conferire questo tipo di coesione alla neve.

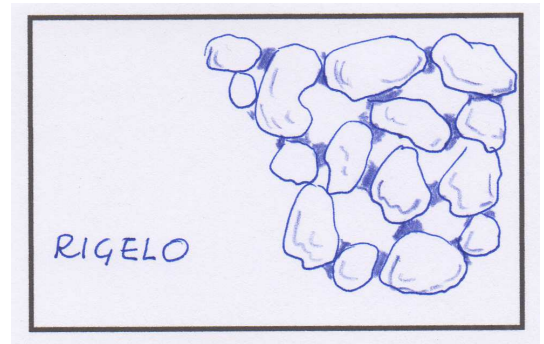
5.6. Coesione per rigelo

La coesione per rigelo conferisce alla neve una struttura rigida e dura dovuta al rigelo dell'acqua liquida presente sulla superficie e all'interno del manto nevoso per vari motivi. L'acqua liquida gela saldando fra loro i grani con cui è a contatto.

È la tipologia di coesione più facilmente intuibile. Si vengono a formare croste da rigelo sottili o spesse in relazione allo spessore dello strato caratterizzato da neve umida o bagnata. Lo strato può essere portante (sciatore, persona a piedi) o friabile e difficilmente sciabile.

Anche alla base del manto nevoso si formano spesso questi strati con questa coesione dopo le prime nevicate autunnali.

Crosta da rigelo parzialmente portante.



6. Fattori meteo influenzanti la neve

6.1. Precipitazioni

Una nuova nevicata sul manto nevoso influisce in modo diverso in relazione alla sua temperatura rispetto al manto nevoso preesistente e alla quantità di neve fresca.

In generale, una nevicata fredda tende a raffreddare gli strati superficiali del manto nevoso con la formazione, in alcuni casi, di uno strato di cristalli FC nella zona di contatto se le differenze di temperatura sono importanti.

Una nevicata relativamente calda, tende a riscaldare il manto nevoso, favorendo una perdita di durezza dello strato superficiale.

Se si pensa alla neve presente in pista, una debole (5-10 cm) nevicata fredda e leggera influisce poco sulla durezza della neve, eccezione fatta per i cumuli a bordo pista a debole coesione che si vengono a formare. Invece, una debole nevicata "calda", anche su un manto nevoso compatto, tende ad indebolire la superficie della pista e, nel caso di tracciati di slalom o gigante, a "bucare" molto prima.

La quantità di neve fresca (0-10 cm, 20-30 cm, più di 50 cm) influisce direttamente sulla stabilità del manto nevoso, consolidandosi in modo diverso con la neve preesistente (dipende molto anche dal tipo di superficie) ma anche caricando in modo diverso gli strati di neve al suolo.

In genere vale la regola che più neve fresca c'è al suolo, maggiore è il grado di pericolo valanghe.

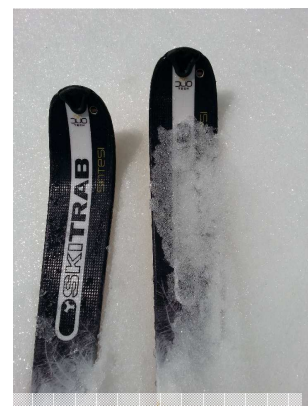
La pioggia tende a riscaldare il manto nevoso. Tuttavia, contrariamente a quanto si crede, una debole pioggia non apporta molta energia poiché l'acqua liquida tende a sciogliere la neve in superficie sottraendo energia alla neve stessa, raffreddandola. Una pioggia insistente e battente apporta energia e conduce alla fusione della neve superficiale. A seconda che il manto nevoso abbia strati compatti o meno, l'acqua piovana può penetrare nella neve (acqua di percolazione) e scorrere lungo il fondo o su superfici interne dure o scorrere in superficie formando dei caratteristici solchi lungo le linee di massima pendenza.

6.2. Vento

Il vento agisce sul manto nevoso in modi diversi in relazione alla compattezza della neve e anche al tipo di vento. Nel caso di neve in superficie moderatamente compatta, il vento asporta la neve nelle zone sopravvento dove deve accelerare, la trasporta in diverso modo in funzione della sua velocità (rotolamento, saltellamento o



Pista riscaldata dalla nuova neve. La superficie tende a solcarsi velocemente malgrado il lavoro del gatto delle nevi



Crosta da pioggia



Crosta da vento portante

sospensione turbolenta) e la deposita dove decellera (zone sottovento). In queste azioni la temperatura del vento è importante in quanto, se freddo, tende a raffreddare la neve oppure, nel caso contrario a riscaldarla.

Questo avviene anche nel caso in cui la superficie della neve sia molto compatta e poco erodibile. Nel caso diventi fredda, il vento tende a compattare e indurire ancor di più la neve (basti pensare alle piste di sci nelle zone esposte al vento che diventano lucide e impegnative), se il vento è caldo, la superficie della neve si riscalda e diventa più tenera.

Il vento di föhn, essendo molto caldo, tende a riscaldare notevolmente il manto nevoso. Molto frequentemente nelle giornate con venti di föhn la neve diventa umida in superficie proprio per l'apporto di calore da parte del vento.



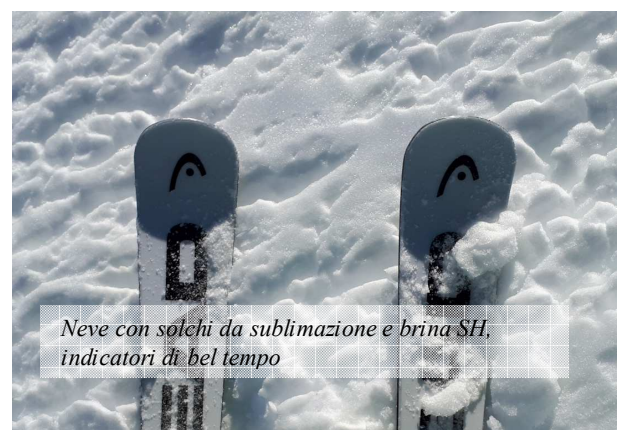
6.3. Radiazione solare

La radiazione solare è importante per il bilancio energetico del manto nevoso ma l'assorbimento di energia da parte della neve dipende dalla stagione, dalla quota, dall'esposizione e dall'inclinazione del pendio rispetto al sole. I pendii in ombra ricevono meno radiazione solare e rimangono generalmente più freddi, specie nei mesi di dicembre e gennaio, quando le ore di sole sono minori rispetto alla primavera. L'inclinazione del pendio, anche se al sole, gioca un ruolo importante poiché i raggi del sole apportano energia in modo differenziato. A parità di superficie, un pendio che riceve la luce dei raggi solari secondo una traiettoria perpendicolare al suo piano, ha un maggior apporto di energia solare rispetto ad un pendio che viene illuminato da raggi che seguono una traiettoria con un angolo d'incidenza maggiore (o minore). Infatti, è frequente in primavera sciare su pendii al sole con croste da rigelo o superfici ghiacciate in piano quando sui pendii inclinati la neve è ormai umida e diversamente sciabile, sia in pista che fuori pista.

L'energia che il sole apporta al manto nevoso è importante e differenziata per versante. In primavera, quando il sole è alto, i versanti esposti ad occidente, si riscaldano già al mattino e poi subiscono un riscaldamento importante verso sera quando vengono colpiti dal sole. I pendii esposti ad oriente, per lo stesso motivo ma inverso, tendono a raffreddarsi prima verso sera poiché la radiazione solare diretta viene meno.

Nel manto nevoso, la radiazione solare porta energia per il primo 10-30 cm di spessore. Queste differenze sono dovute alla tipologia di manto nevoso e soprattutto all'età della neve.

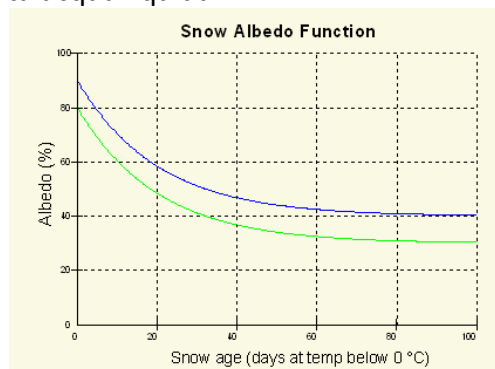
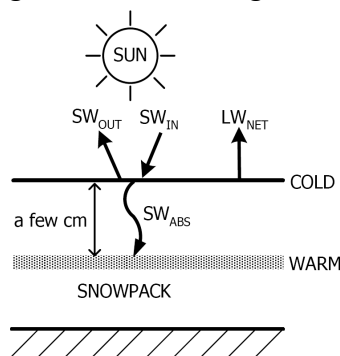
Una neve fresca o recente, formata da cristalli PP e DF, riflette oltre il 90% dell'energia solare che riceve. A parità di condizioni, una neve vecchia formata da grani RG o MF, riflette il 40-60% dell'energia, immagazzinandone quindi di più.



Si può pertanto affermare che a parità di condizione, una neve di PP/DF tende a riscaldarsi meno di una neve di MF e RG, influenzando quindi anche i metamorfismi.

L'acqua liquida che viene prodotta all'interno del manto nevoso durante le ore di sole quando la neve raggiunge (specie in primavera) gli $0,0^{\circ}\text{C}$, ha una certa inerzia al congelamento e consolida dopo che il sole è tramontato.

La forma della superficie della neve regola molto l'assorbimento di energia della neve da parte del sole. Ci sono delle condizioni in cui lo strato superficiale è ghiacciato e trasparente e si mantiene freddo mentre, la neve sotto questo strato, per un effetto di filtro del ghiaccio e deviazione dell'angolo di incidenza della radiazione solare, accumula un eccesso di energia e va in fusione generando molta acqua liquida.



Schema di assorbimento dell'energia solare da parte del manto nevoso. SW=onde corte, LW= onde lunghe. L'assorbimento dell'energia solare ad onda corta porta, nel caso di croste da fusione superficiali, al riscaldamento della neve a pochi cm di profondità, pur rimanendo fredda la superficie.

Il rapporto fra la radiazione solare incidente e quella riflessa dal manto nevoso, viene chiamato Albedo (espresso il %). La neve fresca riflette 80-95% della radiazione in funzione della tipologia del cristallo. Una neve vecchia il 40-60% della radiazione solare e quindi assorbe più energia e si riscalda prima.

6.4. Irraggiamento

Come tutti i corpi anche la neve emette in continuazione, di giorno e anche di notte, una radiazione ad infrarosso chiamato irraggiamento termico. La neve, dal punto di vista fisico, si comporta come un corpo nero (nella fisica un corpo nero è un oggetto ideale che assorbe tutta la radiazione elettromagnetica incidente senza rifletterla (ed è quindi detto nero secondo l'interpretazione classica del colore dei corpi). Non riflettendo il corpo nero assorbe dunque tutta l'energia incidente e, per la conservazione dell'energia, re-irradia tutta la quantità di energia).

Questa emissione per irraggiamento si accompagna ad una perdita di energia da parte del manto nevoso, che se non è compensata da un apporto di radiazione solare, produce un raffreddamento importante del manto nevoso. Nei mesi in cui le giornate di luce sono poche (novembre, dicembre e gennaio) il raffreddamento del manto nevoso per irraggiamento è molto importante specie nelle notti serene quando l'energia si disperde verso lo spazio. La neve, in campo aperto, può raggiungere anche $-5/-8^{\circ}\text{C}$ di temperature in meno rispetto alla temperatura minima misurata.

La presenza di una copertura nuvolosa riduce la dispersione di energia per l'effetto riflessione delle nubi verso la terra. E' noto a tutti che dopo una notte

nuvolosa la temperatura del primo mattino è più mite rispetto ad una notte serena, proprio per questo effetto delle nuvole.

6.5. Nebbia

La nebbia, come il vento e le nevicate, tende ad apportare energia o a sottrarre energia al manto nevoso in relazione alla temperatura della neve e della nebbia stessa.

Occorre non confondere i processi dovuti alla nebbia (umidificazione dello strato superficiale) dagli effetti generati dalla galaverna (congelamento delle goccioline di acqua in aria sulla superficie che la nuvola attraversa). I processi sono a volte difficilmente distinguibili ma hanno limitate relazioni con l'attività degli sciatori, salvo le concrezioni di galaverna sulle strutture metalliche degli impianti di risalita che, talvolta, generano notevoli danni (per sovraccarico).



Superficie del manto nevoso dopo il passaggio di un banco di nebbia

6.6. Flusso geotermico

La terra mantiene un flusso geotermico verso la base del manto nevoso. Questa energia permette di mantenere la base del manto nevoso a contatto con il terreno ad una temperatura prossima agli 0°C. Contrariamente a quello che comunemente si crede, la fusione del manto nevoso non è dovuta al riscaldamento del terreno ma inizia dalla superficie per andare in profondità.

6.7. Durezza, tipologie di grani e densità della neve

La durezza di uno strato di neve dipende sovente dal tipo di cristalli o grani da cui è formato ma soprattutto dalla densità della neve stessa.

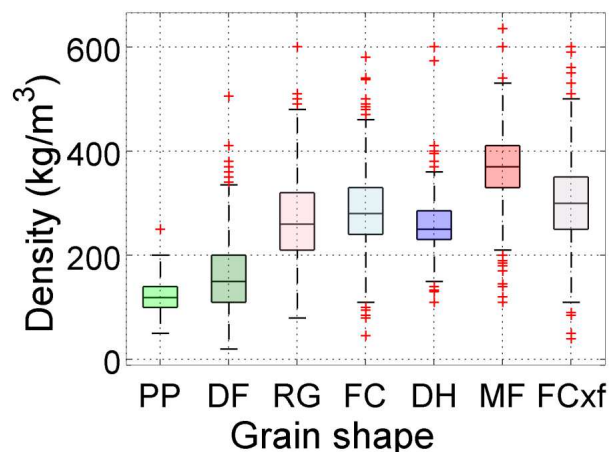
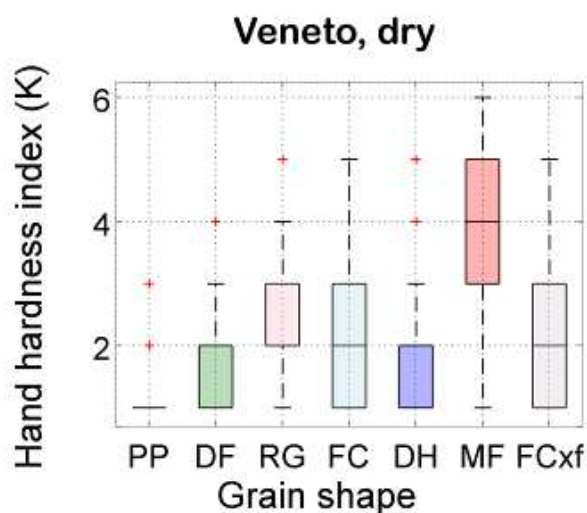
I valori bassi di durezza sono associati spesso alla neve fresca (PP) e alla brina di superficie (SH) ma quasi sempre negli strati interni al manto nevoso alla neve conseguente il metamorfismo da gradiente di temperatura (cristalli FC e DH) che per loro natura (grandezza e forma) rappresentano frequentemente le superfici di nucleazione e propagazione delle fratture all'interno del manto nevoso. Anche nella neve bagnata e non gelata (MF) i valori bassi di durezza sono frequenti in primavera, quando la neve ormai è in generale fusione. Gli elevati valori di durezza sono propri di lastroni da vento formati da particelle arrotondate (RG), delle coste da fusione e rigelo (MFcr), nelle formazioni di ghiaccio (IF).

Con valori di bassa densità dello strato di neve è riscontrabile una bassa durezza e con valori elevati, un'elevata durezza della neve.

La densità della neve asciutta al suolo, varia in funzione della forma dei grani e del tipo di metamorfismo.

Strati al suolo di neve di precipitazione (PP) hanno densità che variano dai 50 ai 150 kg m⁻³, strati di neve fresca in fase di semplificazione delle forme (DF) dai 100 ai 200 kg m⁻³, i grani arrotondati (RG) dai 210 ai 330 kg m⁻³, strati di neve in via di evoluzione verso forme da crescita (FC) hanno densità come gli RG 250-340 kg m⁻³, mentre la brina di profondità, evoluzione degli FC, ha una densità minore 240-280 kg m⁻³ ed infine, le forme di neve fusa e rigelata (MG) hanno densità molto elevate 360-410 kg m⁻³.

La neve fresca di precipitazione, quando sta nevando, ha una densità che varia molto in funzione della temperatura dell'aria. Con temperature inferiori ai -15°C, la neve è leggera con densità inferiore agli 80 kg m⁻³, fra -15°C e -5°C ha una densità fra gli 80 e i 100 kg m⁻³ e con temperature maggiori la densità aumenta.



L'EUROSICURITÉ	2
1. METEOROLOGIA ALPINA.....	3
1.1. FORMAZIONE DELLA NEVE IN ATMOSFERA	3
1.2. I CRISTALLI DI NEVE	3
1.3. FORMAZIONE DEI CRISTALLI DI NEVE PER SUBLIMAZIONE	3
1.4. I FIOCCHI DI NEVE.....	4
1.5. FORMAZIONE DEI CRISTALLI (GRANI) PER CONGELAMENTO DA CONTATTO.....	4
1.6. LA BRINA DI SUPERFICIE E LA GALAVERNA	5
1.7. LA PRECIPITAZIONE NEVOSA.....	5
1.8. CAPIRE IL TEMPO IN MONTAGNA.....	8
1.9. MONITORARE IL TEMPO IN MONTAGNA	10
1.10. ESEMPI DI BOLLETTINI METEO.....	11
2. NEVE E CLIMA DELLE ALPI ITALIANE	12
3. LA CLASSIFICAZIONE DELLA NEVE	14
4. NEVE AL SUOLO	15
4.1. INTRODUZIONE	15
4.2. I METAMORFISMI	16
4.3. IL METAMORFISMO DA BASSO GRADIENTE (GT 0-5°C M ⁻¹).....	17
4.4. IL METAMORFISMO DA GRADIENTE DI TEMPERATURA	19
4.5. IL METAMORFISMO DA FUSIONE (T = 0 °C) E RIGELO (T < 0 °C).....	22
4.6. CONCLUSIONI SUI METAMORFISMI.....	23
5. LA COESIONE DEL MANTO NEVOSO	24
5.1. MANTO NEVOSO QUASI INCOERENTE.....	24
5.2. COESIONE PER FELTRATURA.....	25
5.3. COESIONE SOFFICE DA VENTO	25
5.4. COESIONE PER SINTERIZZAZIONE.....	26
5.5. COESIONE PER CAPILLARITÀ	26
5.6. COESIONE PER RIGELO	27
6. FATTORI METEO INFLUENZANTI LA NEVE.....	28
6.1. PRECIPITAZIONI	28
6.2. VENTO	28
6.3. RADIAZIONE SOLARE.....	29
6.4. IRRAGGIAMENTO	30
6.5. NEBBIA	31
6.6. FLUSSO GEOTERMICO	31
7. ELEMENTI PER LA CLASSIFICAZIONE DEL FENOMENO VALANGHIVO	32
7.1. INTRODUZIONE	32
7.2. TRIGGER.....	32
7.3. TIPI DI DISTACCO: PUNTIFORME O A LASTRONI	32
7.4. POSIZIONE DELLA SUPERFICIE DI SLITTAMENTO: SUPERFICIE O DI FONDO	32
7.5. TIPO DI NEVE: UMIDA O ASCIUTTA	32
7.6. TIPO DI MOVIMENTO: RADENTI, NUBIFORMI O MISTE.....	32
7.7. FORMA DEL PERCORSO: DI VERSANTE O INCANALATE.	32
7.8. LE AREE TIPICHE: ZONA DI DISTACCO DI SCORRIMENTO E DI ACCUMULO.....	32
7.9. DIMENSIONI DELLE VALANGHE	32
8. IL BOLLETTINO VALANGHE.....	32
8.1. CONCETTI GENERALI	32
8.2. AFFIDABILITÀ DELLA PREVISIONE	32
8.3. STRUTTURAZIONE DEI BOLLETTINI.....	32
8.4. LA SIMBOLOGIA CONCORDATA A LIVELLO INTERNAZIONALE	32
8.4.1. GRADO DI PERICOLO VALANGHE.....	32
8.4.2. ESPOSIZIONI CRITICHE	32
8.4.3. LE SITUAZIONI TIPICHE VALANGHIVE	32
9. SCALA DI PERICOLO VALANGHE	32
9.1. LA STORIA	32
9.2. DIFFERENZA FRA PERICOLO E RISCHIO.....	32
9.3. LA STRUTTURA DELLA SCALA DI PERICOLO VALANGHE	32

9.4. CONCETTO DI GRADO DI PERICOLO VALANGHE	32
9.4.1. IL GRADO DI PERICOLO 1-DEBOLE	32
9.4.2. IL GRADO DI PERICOLO 2-MODERATO.....	32
9.4.3. IL GRADO DI PERICOLO 3- MARCATO	32
9.4.4. IL GRADO DI PERICOLO 4- FORTE.....	32
9.4.5. IL GRADO DI PERICOLO 5- MOLTO FORTE.....	32
9.5. RIASSUNTO DELLA TERMINOLOGIA UTILIZZATA NELLA SCALA	32
9.5.1. AGGETTIVI E COLORI	32
9.5.2. TIPO DI SOVRACCARICO.....	32
9.5.3. INCLINAZIONE DEI PENDII.....	32
9.5.4. SPAZIALIZZAZIONE DELLE AREE	32
9.5.5. STABILITÀ	32
10. LE SITUAZIONI TIPICHE VALANGHIVE	32
10.1. SISTEMI DI DIFFUSIONE DEI BOLLETTINI VALANGHE.....	32
11. STABILITÀ DEL MANTO NEVOSO	32
11.1. STRUTTURA DEL MANTO NEVOSO	32
11.2. CENNI DI STABILITÀ.....	32
11.3. CRITICITÀ DEL MANTO NEVOSO	32
11.4. VARIABILITÀ SPAZIALE DELLA STABILITÀ.....	32
11.5. VARIAZIONE TEMPORALE DELLA STABILITÀ	32
11.6. COMPORTAMENTO IN DISCESA E VARIABILITÀ DELLA STABILITÀ.....	32
11.7. STABILITÀ DEL MANTO NEVOSO NEL BOSCO	32
11.8. SEGNI DI INSTABILITÀ DEL MANTO NEVOSO IN CAMPO APERTO	32
11.9. INTERPRETAZIONE DEI SEGNALI DI INSTABILITÀ	32
12. VALUTAZIONE DIRETTA DELLA STABILITÀ DEL MANTO NEVOSO.....	32
12.1. IL BLOCCO DI SLITTAMENTO RB	32
12.1.1. AVVERTENZE	32
12.2. TEST DELLA COLONNA ESTESA (ECT)	32
13. I PROFILI DELLE DUREZZE DEL MANTO NEVOSO.....	32
13.1. SCHEMA AINEVA PIÙ COMPLESSO	32
13.2. DUREZZA, TIPOLOGIE DI GRANI E DENSITÀ DELLA NEVE.....	32
13.3. PROVA DEL CANCELLETTO.....	33
13.4. PORTATA UTILE DEGLI ARTVA	33
13.5. DINAMICA IN CASO DI INCIDENTE.....	33
13.6. RICERCA VISTA UDITO	33
13.7. STRATEGIA DI RICERCA.....	33
13.8. RICERCA DEL PRIMO SEGNALE.....	33
13.9. LA RICERCA SOMMARIA	33
13.10. LA RICERCA FINALE O DI PRECISIONE	33
13.11. SONDAGGIO.....	33
13.12. MANCATO RITROVAMENTO-PRIME STRATEGIE.....	33
13.13. TECNICHE DI SCAVO.....	33
13.14. TROVATO IL TRAVOLTO.....	33
13.15. RICHIESTA DI SOCCORSO	33
13.16. MORTI DA VALANGA IN ITALIA E CATEGORIE	33