

CAPITOLO 7

L'ESPERIMENTO "MASMEX 2003"

7.1 – INTRODUZIONE

In questo capitolo è descritto un altro esperimento condotto sempre sul Monte Cherz (BL), stessa località dove è stato condotto l’esperimento “Masmex 2002” e di cui ho parlato nel Capitolo 5. Anche per l’esperimento del 2003 l’obiettivo principale è stato lo studio del ciclo di scioglimento della neve, combinando misure di tele-rilevamento a microonde con dati a terra e micrometeorologici, ottenuti da strumentazioni installate dal Dipartimento di Ingegneria Civile dell’Università degli Studi di Brescia per quanto riguarda il periodo che va dal 10 febbraio 2003 al 23 luglio 2003, e da strumentazioni fisse di proprietà dell’ARVAV - Centro Valanghe di Arabba per il periodo 1 gennaio 2003 – 30 settembre 2003. Verranno illustrati i risultati ottenuti ed i confronti fra i dati misurati e quelli simulati attraverso il modello fisicamente basato e distribuito di fusione del manto nevoso denominato “PDSM” (Phisically based Distributed Snowmelt Model, sviluppato originariamente dal Prof. Ranzi nel 1990 in occasione della sua Tesi di Laurea e di cui riporto la dettagliata descrizione, pubblicata dal Prof. Ranzi stesso nel Capitolo 3 della sua Relazione “Stima dei contributi dello scioglimento nivoglaciale ai deflussi per la produzione di energia idroelettrica” del dicembre 2000 e che mi ha gentilmente concesso di riportare nell’elaborazione della mia ricerca.

Ho riportato inoltre, i risultati degli esperimenti radiometrici condotti parallelamente all’esperimento dell’Università di Brescia, da parte di Paolo Pampaloni, Giovanni Macelloni, Simonetta Paloscia e Marco Tedesco dell’Istituto di Fisica Applicata (IFAC-CNR) di Firenze sempre nel corso del 2003.

Riporto nel paragrafo seguente la descrizione del modello fisicamente basato e distribuito di fusione del manto nevoso (PDSM), applicato nell'ambito di questo studio.

7.2 ? ASPETTI GENERALI DEL MODELLO "PDSM"

Il modello consiste in un perfezionamento di quello originariamente sviluppato da Ranzi (1990) e da Ranzi e Rosso (1991, 1992, 1994) e vi si farà riferimento mediante la sigla PDSM (Phisically based Distributed Snowmelt Model).

Nell'articolare l'esposizione si è volutamente seguito lo schema proposto nello studio comparativo del World Meteorological Organization [1986], già citato, in maniera tale da poter meglio confrontare il modello PDSM con quelli oggi più diffusi.

Il codice di calcolo, scritto in linguaggio Fortran 77, è stato strutturato con ampio ricorso a sottoprogrammi (functions e subroutines) facilmente intercambiabili proprio per facilitare modifiche, ampliamenti o semplificazioni.

La scelta di questo linguaggio di programmazione è legata in buona parte ad un motivo che si potrebbe definire "storico": la gran maggioranza (100% nel confronto della W.M.O.) dei modelli di fusione nivale fino ad oggi sviluppati è scritto in versioni diverse del comune linguaggio Fortran che è stato dunque scelto in questa sede proprio per facilitare eventuali confronti ed interscambi con tali modelli.

L'intervallo temporale delle simulazioni è orario, tenendo peraltro presente che la descrizione fisica di alcuni processi rende necessario anche l'impiego di scale di tempo inferiori.

7.2.1 ? LA FUSIONE NIVALE

≡≡ Utilizzo dei dati meteorologici

a) Suddivisione del bacino

A causa della notevole variabilità topografica che caratterizza i bacini nivali, soprattutto alpini, si è scelta un' impostazione spazialmente distribuita per quanto riguarda le variabili meteorologiche in ingresso (temperatura, precipitazione, radiazione) ed alcune variabili di stato (altezza, densità, temperatura del manto nevoso) che descrivono la dinamica del manto nevoso.

A tale fine un importante supporto è costituito dal modello digitale delle quote del terreno (Digital Elevation Model-DEM) in forma "raster". La scelta dell'ampiezza della relativa "maglia", facilmente ridefinibile mediante diversi campionamenti a partire da quella originaria, deriva da un compromesso fra il grado di dettaglio richiesto dalla variabilità topografica del bacino in studio, le scale spaziali caratteristiche dei processi in gioco e, non ultimo, l'impegno delle risorse di calcolo (tempo di elaborazione e memoria del calcolatore) che decresce in maniera più che lineare con la misura dell'area di calcolo elementare. La scelta d'una maglia di 1000 metri di lato alla luce delle analisi di sensitività presentati da Ranzi e Rosso (1992, 1994) pare un buon compromesso, per un bacino di una decina di chilometri quadrati di superficie, ma in questa ricerca si è preferito adottare una maglia più fine, di 100 m di lato. Lo specifico problema della scala spaziale di rappresentazione, già esaminato in relazione ad alcuni studi sulla modellistica distribuita afflussi-deflussi, va naturalmente rivisitato in ragione degli specifici aspetti della dinamica del manto nevoso. Va inoltre richiamato che

il potenziamento delle risorse di calcolo rende oggi più agevole un maggior grado di dettaglio. Va infine rilevato che i 1000 metri scelti corrispondono all'incirca alla risoluzione spaziale dei satelliti della serie NOAA TIROS-N, già utilizzati negli studi di riflettività della neve [Dozier et al., 1981] e che potranno costituire un importante supporto nella modellistica idrologica distribuita. In base al DEM il bacino risulta suddiviso in aree elementari, costituite da celle, approssimativamente rettangolari, di cui si conosce la quota media H_{xy} , e può essere determinata la pendenza e l'orientazione rispetto ai punti cardinali, sintetizzate dal vettore normale \mathbf{Vn} .

Note le quote nei punti illustrati in Figura 7.2.1.1 e valutati i gradienti nelle direzioni x ed y, mediante lo schema proposto da Sobel:

$$G_y = \frac{\partial z}{\partial y} = \frac{(c - a) - 2(h - g) + (f - d)}{8Dy} \quad (7.2.1.1)$$

$$G_x = \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{(d - a) - 2(e - b) + (f - c)}{8Dx} \quad (7.2.1.2)$$

si determina il vettore normale \mathbf{Vn} alla superficie elementare, calcolato in $\underline{x,y}$, applicando le regole del prodotto vettoriale

$$Vn_{x,y} = \frac{(-G_x, G_y, 1)}{(G_x^2 + G_y^2 + 1)^{1/2}} \quad (7.2.1.3)$$

La conoscenza di tale vettore consente di calcolare, ad esempio, la radiazione incidente sulla cella elementare, una volta calcolata la posizione angolare del sole

rispetto ad essa (Par.7.2.1.e). Essa è inoltre necessaria per poter implementare modelli di trasformazione afflussi-deflussi basati sulla topografia [Pilotti, 1989], più dettagliati di quello, concettuale (PDM) qui utilizzato. Ciascuna area elementare può essere inoltre caratterizzata da diversi parametri relativi all'uso del suolo (copertura forestale, pascolo, terreno incolto etc.) o alle caratteristiche pedologiche. Per il bacino (o sottobacino) sono a disposizione le misure meteorologiche fornite da una o più stazioni in base alle quali si stimano, in ciascuna cella, i valori di temperatura, precipitazione, radiazione incidente, velocità del vento, umidità che si assumono rappresentativi della meteorologia della porzione di bacino circostante.

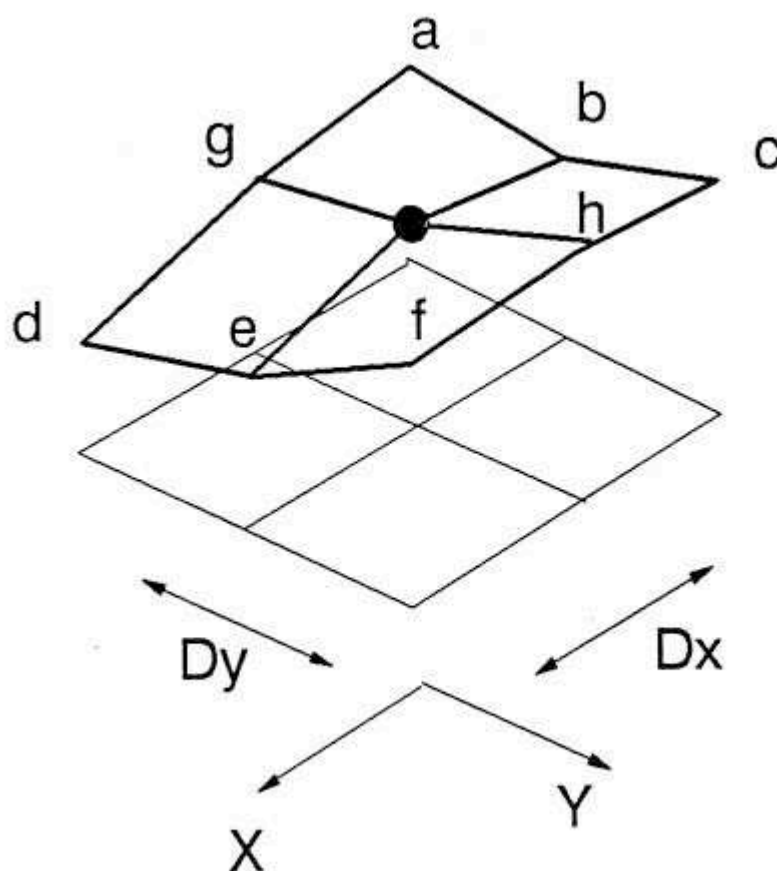


Figura 7.2.1.1 ? Quote necessarie per la valutazione del gradiente topografico mediante lo schema di Sobel (7.2.1.1) e (7.2.1.2)

b) Distribuzione altimetrica della temperatura dell'aria

In genere i modelli idrologici di scioglimento nivale utilizzano un gradiente altitudinale temperatura fisso o, più raramente, variabile a scala temporale mensile, giornaliera o oraria. Raramente si è tenuto conto delle variazioni giornaliere del gradiente di temperatura ed i risultati ottenuti in questo caso non si sono dimostrati significativamente migliori.

Nello studio di simulazione idrologica del bacino del Cordevole condotto da Ca' Zorzi, Dalla Fontana e Fattorelli [1984], è stata condotta una indagine statistica sul valore del gradiente termico medio mensile. Ne è risultato un valore minore per il gradiente relativo alle temperature minime, rispetto a quello delle temperature massime, con una tendenza all'aumento nei mesi tipici dello scioglimento. In questi mesi (Aprile-Giugno) il valore medio del gradiente termico delle temperature massime è di circa 8 °C/1000 m, mentre quello relativo alle temperature minime è di circa 5 °C/1000 m

	<i>Temperature massime</i>	<i>Temperature minime</i>
<i>Ottobre</i>	5.61	3.96
<i>Novembre</i>	4.28	3.82
<i>Dicembre</i>	3.72	3.92
<i>Gennaio</i>	3.39	2.99
<i>Febbraio</i>	4.11	3.53
<i>Marzo</i>	6.01	5.03
<i>Aprile</i>	7.80	5.31
<i>Maggio</i>	7.96	5.36
<i>Giugno</i>	7.66	5.00
<i>Luglio</i>	7.50	4.81
<i>Agosto</i>	7.11	4.87
<i>Settembre</i>	6.48	4.40

Tab. 7.2.1.1 ? *Gradienti termici [°C/1000 m] medi mensili delle temperature massime e minime giornaliere del bacino del T. Cordevole .Media sugli anni 1959/60-1961/62. (Da Ca' Zorzi et al. [1984])*

Per le simulazioni in bacini dotati di un'unica stazione meteorologica, per semplicità, viene scelto un valore medio per il gradiente termico, senza

distinzione per la variabilità delle temperature nell'arco della giornata o a scala stagionale. Si è posto cioè $\gamma = 0.0065 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1}$. Tale valore è, tra l'altro, il valore medio caratteristico relativo all'atmosfera standard. Nel caso, invece, si disponga di più di una misura il gradiente termico viene stimato mediante regressione lineare, in base alle misure di temperatura rilevate a quote diverse.

La temperatura atmosferica varia pertanto con la quota, secondo la:

$$T_h = T_{sens} - \gamma * (H_{xy} - H_{senso}) \quad (7.2.1.4)$$

dove:

T_h	Temperatura atmosferica alla quota di H_{xy} metri s.l.m.	[$^\circ\text{C}$]
T_{sens}	Temperatura atmosferica misurata dal sensore	[$^\circ\text{C}$]
H_{senso}	Quota della stazione meteorologica	[metri s.l.m.]
γ	Gradiente termico	[$^\circ\text{C m}^{-1}$]

c) Determinazione della forma della precipitazione

La precipitazione atmosferica viene misurata dal pluviometro in termini di millimetri equivalenti in acqua, senza distinzione fra la natura solida (neve) o liquida (pioggia) della precipitazione stessa. Tale informazione sarebbe di indubbia importanza, in quanto una precipitazione nevosa comporta una fase di accumulo e di successivo deflusso per fusione: effetto opposto ha la precipitazione nella fase liquida.

E' ragionevole assumere che la temperatura atmosferica T_a sia il principale fattore che controlla la transizione tra precipitazione allo stato solido (SNOW) e liquido

(RAIN), secondo una legge del tipo

$$\begin{aligned} \gamma_p = 0 & & Ta \leq STRN - 1 \\ \gamma_p = (Ta - STRN + 2)/4 & - & STRN - 1 < Ta < STRN + 1 \\ \gamma_p = 1 & & Ta \geq STRN + 1 \end{aligned}$$

$$RAIN = \gamma_p P$$

$$SNOW = P - RAIN \quad (7.2.1.5)$$

dove

γ_p	fattore di discriminazione della precipitazione solida/liquida,	[-];
STRN	temperatura di soglia (tipicamente 0?1 °C),	[°C];
P	equivalente in acqua della precipitazione totale,	[mm];
RAIN	precipitazione liquida,	[mm];
SNOW	precipitazione nevosa	[mm].

d) Distribuzione della precipitazione

Il dato di precipitazione misurato da un singolo pluviometro non fornisce sempre una buona stima dell'afflusso meteorico che effettivamente sollecita l'intero bacino. E' ampiamente trattato in letteratura (e lungi dall'essere definitivamente risolto) il problema della stima spaziale della precipitazione a partire da misure pluviometriche puntuali, distribuite in un bacino idrografico. Questo aspetto,

nonostante la sua indubbia importanza in molte applicazioni idrologiche è stato considerato di secondaria importanza nel caso in studio, in quanto è parso immediatamente preponderante un altro problema, noto soprattutto agli idrologi che si interessano di scioglimento nivale.

Prima di essere misurate dai pluviometri in termini di equivalente in acqua, le precipitazioni nevose, a causa delle basse temperature o dei forti venti si depositano sulle pareti dello strumento ed in parte evaporano. In alcuni casi, addirittura, accade che il cilindro del pluviometro sia ostruito dalla formazione di ghiaccio, un fatto certamente più grave agli effetti della stima della precipitazione. Infine, le turbolenze indotte dalla bocca dello strumento sono tali da deflettere le traiettorie di caduta dei fiocchi di neve, allontanandole dall'imbuto di raccolta delle precipitazioni, causando, quindi, una sottostima nelle misure delle precipitazioni. Il risultato di questi inconvenienti è, in ogni caso, la sottostima, a volte sostanziale, della precipitazione solida. In ragione di ciò, questa può essere espressa come

$$\begin{aligned}
 P &= P_p \text{ SPCFCT} && \text{se } T_a < STRN \\
 P &= P_p && \text{se } T_a \geq STRN
 \end{aligned}
 \tag{7.2.1.6}$$

dove

SPCFCT	Fattore di correzione per la precipitazione nevosa	[-]
P_p	Precipitazione misurata dal pluviometro	[mm]
P	Precipitazione corretta	[mm]

La precipitazione così corretta viene considerata estesa a tutto il bacino (o sottobacino elementare), senza ricorrere ai tradizionali metodi di distribuzione spaziale della precipitazione, comunque facilmente integrabili nel modello, qualora la topografia del bacino o le osservazioni lo richiedessero. La precipitazione risulta peraltro spazialmente distribuita in ragione della variazione altitudinale della temperatura, che influenza la discriminazione della fase, liquida o solida, della precipitazione, tramite la (7.2.1.5)

Il valore di SPCFCT che costituisce un parametro di taratura del modello idrologico, è maggiore dell'unità, e può esserlo anche in maniera sensibile. Analizziamo, ad esempio, alcuni dati riportati in Tabella 7.2.1.2, che confronta la precipitazione in equivalente idrico misurata dal pluviometro riscaldato di Malga Bissina con il valore effettivamente accumulatosi sul manto nevoso e misurato alla stazione nivometrica adiacente (dati cortesemente forniti dal Servizio Neve e Valanghe della Prov. Aut. di Trento). Sono presentati, inoltre i dati misurati dal pluviometro del Passo Pordoi confrontati con le misure di equivalente in acqua della vicina stazione nivometrica di Monti Alti Ornella. Accanto a questi dati è riportato il valore che dovrebbe assumere il parametro SPCFCT se si ipotizza che nei periodi in questione non sia avvenuto scioglimento del manto nevoso, fatto verosimile. I valori medi, ottenuti valgono, rispettivamente, 2.4 e 2.5.

Data	Tmin	Tmax	Hs [cm]	Hn [cm]	Hw [kg/m ³]	Tmed [°C]	WE [mm]	P pluv. [mm] Media=	SPCF [-] 2.4
24/02/89 7.30	0	2	25	20	70	1.0	14.0	8.8	1.59
25/02/89 7.30	-1	0	86	73	70	-0.5	51.1	36.8	1.39
26/02/89 7.30	-1	-1	132	66	100	-1.0	66.0	32.6	2.02
27/02/89 7.30	0	1	126	19	50	0.5	9.5	1.6	5.94
18/03/89 7.30	-3	2	52	15	120	-0.5	18.0	13.0	1.38
19/03/89 7.30	-4	2	60	10	100	-1.0	10.0	15.0	0.67
21/03/89 7.30	0	7	65	15	150	3.5	22.5	11.8	1.91
29/01/90 7.30	-1	1	60	50	150	0.0	75.0	63.2	1.19
12/02/90 7.30	-11	-2	58	11	80	-6.5	8.8	5.0	1.76

26/03/90 7.30	-7	4	18	18	70	-1.5	12.6	13.0	0.97
27/03/90 7.30	-5	-2	25	9	70	-3.5	6.3	10.0	0.63
28/03/90 7.30	-5	0	30	7	90	-2.5	6.3	4.2	1.50
29/03/90 7.30	-9	0	43	18	100	-4.5	18.0	4.0	4.50
04/04/90 7.30	-1	3	12	8	110	1.0	8.8	11.6	0.76
09/04/90 7.30	-2	5	35	24	160	1.5	38.4	30.8	1.25
18/04/90 7.30	-3	4	40	20	600	0.5	120.0	9.8	12.24
19/04/90 7.30	-4	0	52	18	650	-2.0	117.0	9.2	12.72
20/04/90 7.30	-4	4	58	15	140	0.0	21.0	8.2	2.56
26/11/90 10.30	-4	0	110	65	150	-2.0	97.5	70.0	1.39
09/12/90 7.30	-6	4	73	9	90	-1.0	8.1	6.4	1.27
10/12/90 7.30	-3	-1	160	90	120	-2.0	108.0	59.6	1.81
11/12/90 7.30	-6	-2	204	57	100	-4.0	57.0	32.2	1.77
05/01/91 7.30	-3	3	109	12	90	0.0	10.8	6.2	1.74
13/01/91 7.30	-2	1	110	14	90	-0.5	12.6	8.4	1.50
14/01/91 7.30	-3	-1	145	40	120	-2.0	48.0	16.4	2.93
15/01/91 7.30	-6	-1	155	19	110	-3.5	20.9	4.4	4.75
09/02/91 7.30	-15	1	137	9	70	-7.0	6.3	4.2	1.50
10/02/91 7.30	-14	-1	162	28	90	-7.5	25.2	20.0	1.26
11/02/91 7.30	-14	-2	174	25	120	-8.0	30.0	12.2	2.46
01/03/91 7.30	-3	1	121	7	60	-1.0	4.2	3.4	1.24
10/03/91 7.30	-5	1	136	23	100	-2.0	23.0	33.2	0.69
05/04/91 7.30	-2	4	85	8	250	1.0	20.0	7.0	2.86
06/04/91 7.30	-2	2	100	18	150	0.0	27.0	13.6	1.99
18/04/91 7.30	-6	3	79	38	120	-1.5	45.6	14.8	3.08
28/04/91 7.30	-2	5	62	7	90	1.5	6.3	4.4	1.43
04/05/91 7.30	-2	3	48	19	100	0.5	19.0	14.2	1.34
06/05/91 7.30	-5	1	68	15	510	-2.0	76.5	9.4	8.14
16/11/91 7.30	-3	-1	62	13	110	-2.0	14.3	10.2	1.40
20/11/91 7.30	-1	1	73	24	80	0.0	19.2	20.6	0.93
22/11/91 7.30	-3	2	74	13	100	-0.5	13.0	4.8	2.71
22/12/91 7.30	-8	-1	77	38	140	-4.5	53.2	16.2	3.28
10/01/92 7.30	-3	2	58	14	80	-0.5	11.2	12.8	0.88
11/01/92 7.30	-9	0	73	16	100	-4.5	16.0	10.4	1.54
23/01/92 7.30	-11	-4	101	32	80	-7.5	25.6	12.0	2.13
25/01/92 7.30	-8	-1	100	9	100	-4.5	9.0	7.8	1.15
14/02/92 7.30	-4	2	86	16	100	-1.0	16.0	10.8	1.48
24/03/92 7.30	-2	8	62	30	140	3.0	42.0	17.6	2.39
25/03/92 7.30	-10	1	63	8	120	-4.5	9.6	12.6	0.76
31/03/92 7.30	-4	-1	79	35	120	-2.5	42.0	15.2	2.76
01/04/92 7.30	-4	-1	133	60	160	-2.5	96.0	51.4	1.87
02/04/92 7.30	-9	1	138	15	100	-4.0	15.0	18.2	0.82
04/04/92 7.30	-2	3	129	20	270	0.5	54.0	35.4	1.53
06/04/92 7.30	-1	2	130	25	150	0.5	37.5	24.2	1.55
16/04/92 7.30	-7	0	110	32	100	-3.5	32.0	21.2	1.51
04/12/92 8.40	-2	2	22	20	260	0.0	52.0	34.8	1.49
05/12/92 7.30	-2	2	64	43	130	0.0	55.9	47.4	1.18
06/12/92 7.30	-4	2	75	20	150	-1.0	30.0	40.2	0.75
08/12/92 7.30	-4	-1	83	14	110	-2.5	15.4	13.6	1.13
09/12/92 7.30	-1	2	103	32	160	0.5	51.2	26.8	1.91
01/03/93 7.30	-7	-3	119	61	60	-5.0	36.6	34.4	1.06
03/03/93 7.30	-8	-3	110	11	60	-5.5	6.6	1.6	4.13
25/03/93 7.30	-3	2	61	22	130	-0.5	28.6	13.0	2.20
26/03/93 7.30	-10	1	63	7	100	-4.5	7.0	2.0	3.50
05/04/93 7.30	-6	1	58	7	80	-2.5	5.6	3.6	1.56
11/04/93 7.30	-3	3	43	10	120	0.0	12.0	8.6	1.40
12/04/93 7.30	-4	4	60	19	80	0.0	15.2	9.4	1.62
13/04/93 7.30	-6	3	70	11	70	-1.5	7.7	9.6	0.80

01/01/94 7.30	-4	6	65	23	140	1.0	32.2	19.6	1.64
02/01/94 7.30	-12	0	66	8	120	-6.0	9.6	4.2	2.29
05/01/94 7.30	-8	0	80	24	130	-4.0	31.2	20.6	1.51
06/01/94 7.30	-6	4	110	32	130	-1.0	41.6	18.0	2.31
07/01/94 7.30	-3	-1	155	52	150	-2.0	78.0	35.8	2.18
08/01/94 7.30	-1	0	190	50	120	-0.5	60.0	50.2	1.20
09/01/94 9.00	-1	-1	1	175	9	-1.0	15.8	2.0	7.88
12/01/94 7.30	-5	2	161	20	80	-1.5	16.0	4.8	3.33
04/02/94 7.30	-1	1	100	7	120	0.0	8.4	2.8	3.00
06/02/94 7.30	-8	0	116	16	100	-4.0	16.0	4.2	3.81
07/02/94 7.30	-8	3	138	24	100	-2.5	24.0	13.8	1.74
08/02/94 7.30	-2	6	142	13	100	2.0	13.0	5.6	2.32
09/02/94 7.30	-9	3	138	10	110	-3.0	11.0	0.6	18.33
01/03/94 7.30	-1	1	124	21	100	0.0	21.0	11.8	1.78
02/03/94 7.30	-6	1	133	12	100	-2.5	12.0	7.0	1.71
02/04/94 7.30	-4	3	35	8	150	-0.5	12.0	13.0	0.92
10/04/94 7.30	-8	0	43	14	80	-4.0	11.2	3.6	3.11
15/04/94 7.30	-2	6	56	25	100	2.0	25.0	15.4	1.62
17/04/94 7.30	0	5	53	11	220	2.5	24.2	24.0	1.01
31/12/94 8.00	-3	1	35	11	150	-1.0	16.5	11.6	1.42
11/01/95 8.00	-5	3	43	10	120	-1.0	12.0	5.2	2.31
12/01/95 8.00	-10	2	50	11	100	-4.0	11.0	4.2	2.62
19/01/95 8.00	-7	-1	59	16	90	-4.0	14.4	5.8	2.48
27/01/95 8.00	-7	2	64	12	160	-2.5	19.2	22.8	0.84
12/02/95 8.00	-8	1	63	12	90	-3.5	10.8	3.2	3.38
14/02/95 8.00	-2	2	70	8	90	0.0	7.2	3.0	2.40
18/02/95 8.00	-1	7	81	14	150	3.0	21.0	17.4	1.21
23/02/95 8.00	-5	4	95	23	150	-0.5	34.5	11.0	3.14
24/02/95 8.00	-8	0	102	10	130	-4.0	13.0	5.2	2.50
27/02/95 8.00	-7	0	109	14	70	-3.5	9.8	4.4	2.23
04/03/95 8.00	-6	4	108	17	80	-1.0	13.6	7.4	1.84
05/03/95 8.00	-11	-2	112	9	80	-6.5	7.2	0.8	9.00
09/03/95 8.00	-9	1	135	34	80	-4.0	27.2	12.2	2.23
20/03/95 8.00	-10	9	95	7	80	-0.5	5.6	3.4	1.65
21/04/95 8.00	-9	3	20	6	200	-3.0	12.0	21.0	0.57
23/04/95 8.00	-10	6	26	10	260	-2.0	26.0	41.4	0.63
24/04/95 8.00	-3	7	35	12	300	2.0	36.0	16.4	2.20
26/04/95 8.00	-1	1	40	9	120	0.0	10.8	4.2	2.57

Tabella 7.2.1.2 ? Fattore di correzione della precipitazione. Stazione di MALGA BISSINA AINEVA

Precipitazione Equivalente in acqua della SPCFCT
 Misurata [mm] neve accumulata [mm] [-]
 P. Pordoi M.A. Ornella

Data

29/1/1987		156	2.28
4/3/1987	100	384	
	40		2.45

1/4/1987		482.5	
	20.8		1.5
7/4/1987		513	
	43.4		3.8(1)
14/4/1987		680	
			Media 2.5

Questi dati sono in qualche modo sorprendenti, rendendo chiaramente un'idea dell'ordine di grandezza dell'errore di misura della precipitazione. Ne risulta anche chiara l'importanza di misure nivometriche dell'equivalente idrico della neve, onde evitare gravi errori di stima dello stato del sistema all'inizio della stagione dello scioglimento. Vedremo infatti come la simulazione idrologica della dinamica del manto nevoso sia particolarmente sensibile alle condizioni iniziali di stato del sistema iniziale del sistema.

Purtroppo le misure nivometriche sono raramente disponibili in modo continuo, e quindi difficilmente possono venir considerate quali variabili in ingresso nei modelli di simulazione. E' peraltro convinzione dell'autore che un loro utilizzo migliorerebbe notevolmente le prestazioni dei modelli nivologici.

e) Distribuzione delle altre variabili meteorologiche

Altra variabile meteorologica che necessita di una distribuzione spaziale è la radiazione solare, che viene analizzata in modo abbastanza dettagliato nel modello PDSM.

L'immagine LANDSAT 5-TM del bacino del T. Anza (Figura 7.2.1.2) mette in rilievo, come già sottolineato, l'influenza che l'esposizione e la pendenza dei versanti esercitano nei confronti della radiazione incidente, anche in termini di valore medio nello spazio. Inoltre il flusso radiativo, oltre che dalla topografia è fortemente influenzato dalla presenza di nuvolosità e dalla diffusione o meno

della radiazione solare da parte dell'atmosfera.

Il modello tiene conto di entrambi questi aspetti.

Per ragioni di brevità non si riportano le equazioni del moto solare, la cui soluzione, conduce al calcolo dell'angolo di altezza solare, h , dell'azimut, α , e della radiazione esoatmosferica perpendicolare alla superficie esterna dell'atmosfera, I_0 . I corrispondenti valori sono assunti nel seguito noti, in ogni ora del giorno. Per eventuali approfondimenti si rimanda alla bibliografia ed in particolare ai citati lavori di Poggio [1977] e Price [1982] da cui sono state ricavate le equazioni del moto solare, implementate nel modello PDSM.

Seguendo quanto esposto al Paragrafo 7.2.1.b, si valuta la radiazione diretta in direzione normale al suolo, che dovrebbe mediamente valere, in condizioni di cielo sereno

$$I_c = I_0 \exp[-s/\sin(h)] \sin(h) \quad (7.2.1.7)$$

dove s è lo spessore ottico dell'atmosfera.

La radiazione diffusa, sempre in condizioni di cielo sereno, è valutata mediante la:

$$D = K (I_0 \sin(h) - I_c) \quad (7.2.1.8)$$

Sempre in condizioni di cielo sereno, il sensore dovrebbe pertanto misurare la radiazione $R_{sky} = I_c + D$.

Tuttavia la presenza di corpi nuvolosi, di torbidità atmosferica o di ostacoli naturali può essere causa di una riduzione di tale valore di radiazione, fino ad un

valore minimo rispetto al valore teorico R_{clsky} . Tale valore minimo di soglia, espresso come quota $PERCLO$ del valore teorico R_{clsky} assume tipicamente il valore di 0.22, nel caso di copertura nuvolosa (Paragrafo 7.2.1.e).

Se la radiazione Sol_{rad} misurata dal sensore è inferiore o uguale a $PERCLO * R_{clsky}$ la radiazione va assunta come totalmente diffusa ($Difrad=1$), altrimenti varia linearmente tra 0 ed 1, secondo una relazione del tipo

$$Difrad = (R_{clsky} - Sol_{rad}) / ((1 - PERCLO) R_{clsky}) \quad (7.2.1.9)$$

dove $Difrad$, la quota parte di radiazione diffusa, costituisce una variabile importante ai fini del calcolo della nuvolosità e del flusso radiativo netto al manto nevoso. E' a questo punto possibile calcolare la componente diretta, Sol_{bea} , e diffusa, Sol_{dif} della radiazione misurata dal sensore Sol_{rad} come

$$Sol_{dif} = \text{MIN}[Sol_{rad}, D * (1 - Difrad) + Sol_{rad} * Difrad] \quad (7.2.1.10)$$

$$Sol_{bea} = Sol_{rad} - Sol_{dif} \quad (7.2.1.11)$$

La componente diffusa Sol_{dif} è considerata uniforme sull'intero bacino mentre la componente diretta Sol_{bea} , invece, risente direttamente degli effetti topografici. A tal fine, è necessario, innanzi tutto, valutare se il raggio diretto incontra ostacoli morfologici prima di irradiare le celle del terreno di generiche coordinate (x,y). Un algoritmo appositamente sviluppato ed implementato nel modello risolve

questo problema geometrico.

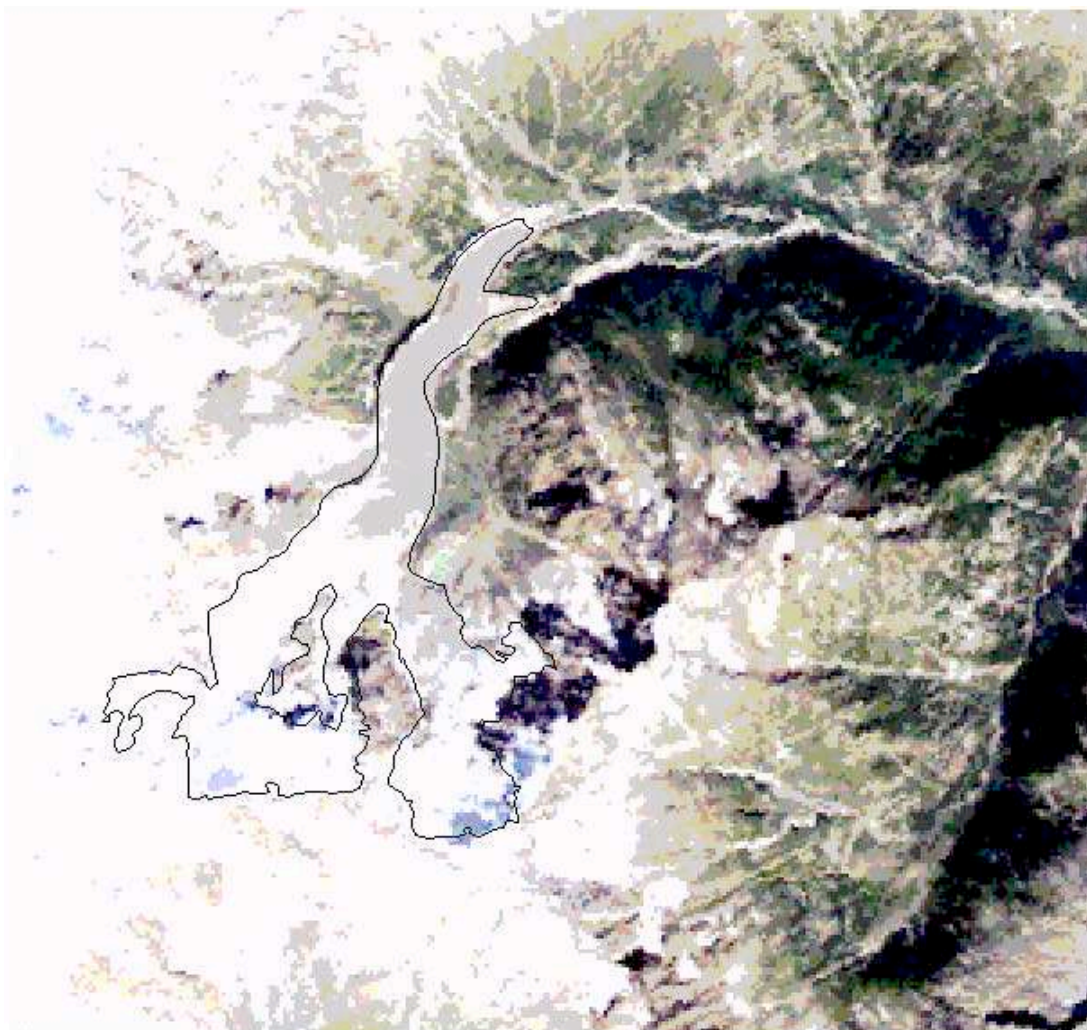


Figura. 7.2.1.3 ? Immagine ripresa sulla verticale del Ghiacciaio del Belvedere dal satellite artificiale LANDSAT 5-TM. (Immagine: cortesia di R. Ranzi)

Se gli ostacoli sono superati, il raggio solare incidente **Sunve** è considerabile come un vettore caratterizzato dalle grandezze angolari h , θ_z e di norma $Sol_{bea}/\sin(h)$; è allora possibile calcolare la radiazione solare diretta Sol_{bxy} incidente sull'area elementare, noto il vettore normale di questa $V_{\underline{nx,y}}$ con la (7.2.1.3). Basta infatti eseguire il prodotto scalare:

$$Sol_{b_{xy}} = V_{\underline{nx,y}} \cdot Sunve \quad (7.3.1.12)$$

Il coseno dell'angolo compreso fra i due vettori, *Projec*, è un indice dell'esposizione del versante rispetto al sole, ad una prefissata ora del giorno. Lo si calcola mediante la relazione

$$Projec = Solb_{xy} / (Solbea/sinh) \quad (7.2.1.13)$$

La radiazione totale e distribuita, *Radnet*, è infine somma della componente diffusa, *Soldif*, uniforme sul bacino, e di quella diretta *Solbxy*, variabile nello spazio, in ragione alla topografia:

$$Rad_{net}(x,y) = Solb_{xy}(x,y) + Soldif \quad (7.2.1.14)$$

≠≠ **Struttura del modello di scioglimento**

a) Processi di accumulo (altezza, densità)

L'accumulo del manto nevoso, in termini di altezza *hs* [m] viene calcolato ad intervalli orari mediante l'equazione di bilancio

$$hs_t = hs_{t-1} + PSNOW - REDUCT - DMELT \quad (7.2.1.15)$$

in cui

$$PSNOW = SNOW / R_{sf} \quad (7.2.1.15a)$$

dove R_{sf} indica il peso specifico della neve fresca, relativo a quello dell'acqua, assunto pari a 1004 Kg m^{-3} . Nella (7.2.1.15) REDUCT è un fattore di compressione, simulato mediante la

$$REDUCT = SNOW / R_s * (h_{s_{t-1}} / 0.25)^{0.35} \quad (7.2.1.15b)$$

dove R_s è il peso specifico della neve nel manto, relativo a quello dell'acqua. Ancora nella (7.2.1.15) DMELT è un fattore che viene qui introdotto per tenere conto del naturale assestamento della neve in seguito allo scioglimento. L'acqua passando dallo stato solido, a bassa densità, allo stato liquido, va infatti ad occupare gli spazi vuoti in ragione della porosità della neve, riducendo il volume globalmente occupato, e quindi l'altezza. Questo fattore viene calcolato come

$$DMELT = SNMELT / R_s \quad (7.2.1.15c)$$

In seguito alla diminuzione di volume dovuto alla compressione di ciascuno strato del manto nevoso, la densità varia. Risolvendo con uno schema alle differenze di tipo esplicito l'equazione di continuità della massa in ciascuno strato, in cui viene diviso il manto nevoso, la densità $Densno$ varia secondo la

$$Densno_t = Densno_{t-1} (2 - h_t / h_{t-1}) + (W_{atin} - W_{atou}) * W_{den} / h_{t-1} \quad (7.2.1.16)$$

dove sono stati introdotti i nuovi termini:

W_{atin} flusso idrico entrante durante $[t-1, t]$ nello strato nivale [m]

Watou flusso idrico uscente durante $[t-1,t]$ nello strato nivale [m]

b) Distribuzione areale della copertura nivale

La distribuzione areale della copertura nivale varia dinamicamente con il procedere della simulazione. Per la natura distribuita del modello, ad ogni passo temporale si verifica se su ciascuna cella l'altezza del manto nevoso superi o meno un valore minimo EPSH. In caso positivo lo scioglimento procede. Altrimenti si ipotizza che nell'intervallo temporale successivo, per effetto del riscaldamento del terreno, lo strato si sciogla completamente e quell'elemento areale non va successivamente tenuto in considerazione (se non per l'evaporazione dal suolo), a meno che non sia sollecitato da una successiva precipitazione nivale.

Un confronto con serie di immagini da satellite può essere di supporto per verificare l'attendibilità della simulazione idrologica della distribuzione areale del manto, indicando altresì criteri per la taratura dei parametri più incerti. Questo è stato in effetti effettuato nel bacino del T. Cordevole da Grossi (1996), in base alle immagini LANDSAT-TM elaborate da Swamy e Brivio (1996), mentre nel bacino del F. Toce si sono utilizzate le stime delle coperture areali fornite dal satellite NOAA (Ranzi et al. 1999) durante la stagione estiva 1997 [Grossi et al., 2000].

c) Scambio termico superficiale

Si riportano qui le equazioni implementate nel modello proposto.

☞☞ L'albedo

La descrizione dell'albedo è di fondamentale importanza nel determinare il flusso netto radiativo ad onde corte. A tal fine sono stati considerati, tramite modelli di

tipo semi-empirico, i fenomeni legati al contenuto di umidità della neve, al metamorfismo ed alla variabilità dell'albedo rispetto alla radiazione incidente.

Dai dati di radiazione incidente e riflessa nelle stazioni di Monti Alti Ornella e Col dei Baldi, nel bacino del T. Cordevole, si è osservato, innanzitutto, un trend stagionale dell'albedo della neve fresca *Albcls_{sky}*, calibrando i parametri di un modello del tipo:

$$Albcls(t_{2112}) = ASPRIN - A_0 * \arctan(A_1 * (t_{2112} - TSPRIN)) \quad (7.2.1.17)$$

con

t ₂₁₁₂	Tempo in giorni a partire dal 21 Dicembre;
ASPRIN	Albedo neve fresca nel periodo primaverile (circa 0.735);
A ₀	Ampiezza della variazione stagionale dell'albedo (0.08);
A ₁	Parametro di scala temporale [giorni ⁻¹]
TSPRIN	Parametro localizzazione temporale [giorni].

La diminuzione dell'albedo della neve fresca con il procedere della stagione dovuta principalmente al fatto che la neve invernale è più asciutta e con cristalli più aghiformi, maggiormente riflettenti, rispetto a quella tardo-primaverile. Il maggiore grado di umidità comporta maggiore assorbimento della radiazione, e risulta spiegabile l'andamento mostrato in Tabella 7.2.1.3 e in Figura 7.2.1.4, ottenute a partire da valori di riflettività misurate in condizioni di cielo sereno e nelle ore meridiane.

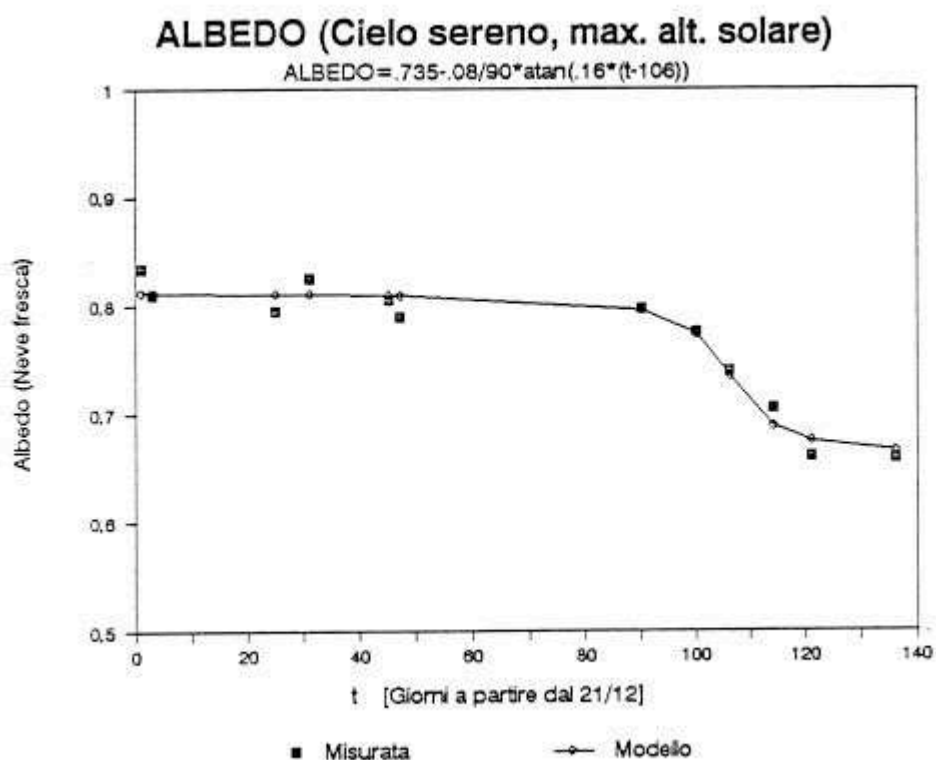


Figura 7.2.1.4? Variazione dell'albedo della neve fresca con la stagione.

DATA	Giorni dal 1° genn	ALBEDO	
		Misurato	Modello
22 Dic.	1	0.834	0.811972
18 Dic.	3	0.81	0.811913
26 Nov.	25	0.795	0.811078
21 Gen.	31	0.825	0.810765
4 Feb.	45	0.805	0.809799
6 Feb.	47	0.79	0.809624
21 Mar.	90	0.797	0.796033
31 Mar.	100	0.776	0.773960
6 Apr.	106	0.74	0.735
14 Apr.	114	0.705	0.688776

21 Apr.	121	0.66	0.675106
6 Mag.	136	0.659	0.665460
Media		0.776090	0.775821
S. Quad		0.050948	0.049698

Tabella 7.2.1.3 ? *Variazione stagionale della riflettività della neve fresca*

Dopo che la neve fresca è caduta, ed è quindi caratterizzata dall'albedo Alb_{cls} , inizia il processo di metamorfosi, con il progressivo aumento di densità e diametro dei cristalli. Questi fenomeni, secondo quanto esposto nel Cap. 1, producono una diminuzione dell'albedo. Si è assunto come indice di metamorfismo la temperatura dell'aria, correlata alla diminuzione dell'albedo, in ragione di una decrescita esponenziale

$$Alb_{mel} = (Alb_{cls} - AM_0) \exp(-CAM * T_{al}) + AM_0 \quad (7.2.1.18)$$

dove T_{al} indica la somma delle temperature massime giornaliere superiori a 10°C, mentre AM_0 e CAM sono i due parametri di taratura. In Tabella 7.2.1.4 ed in Figura 7.2.1.5 si mostrano i dati utilizzati per la taratura della (7.2.1.18).

T giorni	Albcls	Tal	ALBEDO	
dal 21 Dic.	(3.17)	[°C]	Misurata	Calcolata
32	0.8107	31	0.705	0.737598
	0.8107	40.6	0.691	0.717583
	0.8107	50.2	0.68	0.698687

	0.8107	58.6	0.652	0.683023
	0.8107	79.4	0.639	0.647471
	0.8107	85.8	0.625	0.637394
	0.8107	94.5	0.606	0.624303
47	0.8096	15.7378	0.778	0.770890
	0.8096	31.661	0.760	0.735273
	0.8096	44.8621	0.749	0.708219
114	0.6888	10.6719	0.705	0.669646
	0.6888	24.3809	0.681	0.646775
	0.6888	35.9427	0.665	0.628896
	0.6888	48.9828	0.622	0.610165
	0.6888	64.5922	0.602	0.589587
	0.6888	82.1544	0.587	0.568626
120	0.6764	20.1629	0.66	0.642626
	0.6764	33.7404	0.605	0.622079
	0.6764	51.0033	0.583	0.598260
	0.6764	72.2486	0.555	0.572138
	0.6764	157.3324	0.54	0.495320
	0.6764	179.6968	0.548	0.480839
	0.6764	227.8432	0.552	0.455539
135	0.6658	14.4232	0.676	0.642107
	0.6658	32.6419	0.681	0.614966
	0.6658	47.8782	0.622	0.594438
	0.6658	65.3763	0.607	0.573066
	0.6658	88.7392	0.578	0.547814
145	0.6631	44.9812	0.62	0.596137
	0.6631	77.516	0.56	0.557807
	0.6631	97.2437	0.533	0.537959
	0.6631	112.2212	0.496	0.524383

0.6631	149.1058	0.481	0.495719
0.6631	170.4496	0.476	0.481809
0.6631	214.8166	0.428	0.458014
	Media	0.615656	0.604719
	Varianza	0.006522	0.006631

Tabella 7.2.1.4 *Variazione dell'albedo con il grado di metamorfismo della neve, valutato con un indice di temperatura.*

Tenendo conto della radiazione diffusa (o nuvolosità) stimata con l'indice Difrad nella (7.2.1.9), se ne può valutare l'effetto sull'aumento dell'albedo. Ne consegue che l'albedo varia anche con l'altezza solare, in quanto per bassi angoli di altezza solare si ha un maggior contributo di radiazione diffusa. A tale scopo è stato impiegato il modello di Petzold modificato che porge l'albedo come

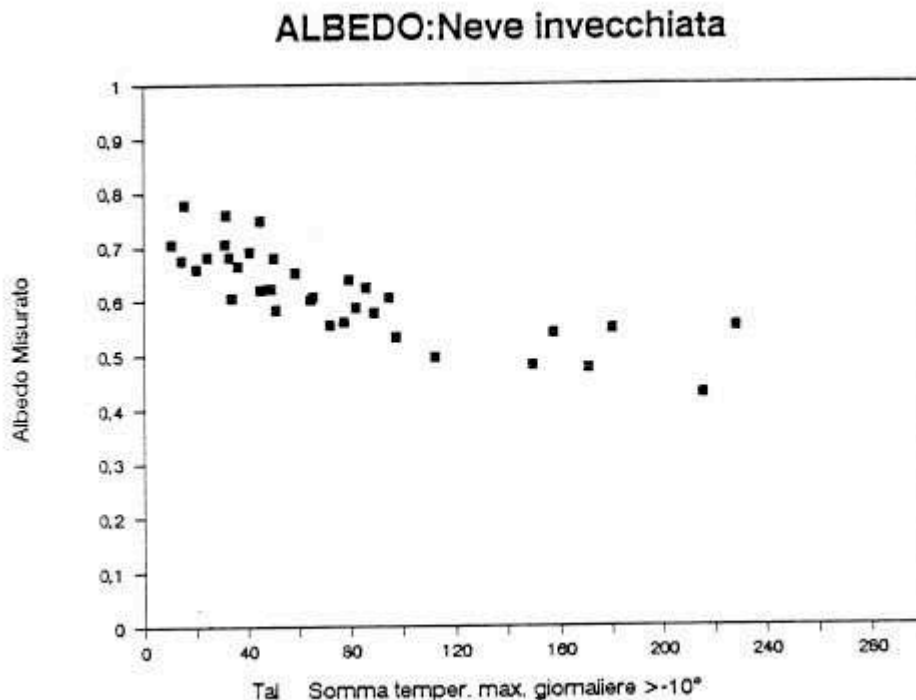


Figura 7.2.1.5 ? *Variazione dell'albedo con l'avanzamento del metamorfismo correlato ad un indice di temperatura.*

$$\text{Albdif} = \text{MIN}[1. , \text{Albmel} * (1 + 0.00449 + 0.097 \text{Difrad}^3)] \quad (7.2.1.19)$$



Figura 7.2.1.6 ? Fotografia relativa al bacino del T. Cordevole in seguito ad una precipitazione piovosa recante con se polveri rossastre di provenienza africana. L'albedo ne risulta diminuito. Si noti il deflusso superficiale dell'acqua di scioglimento nivale. (Foto: cortesia di R. Ranzi)

Una volta valutata l'albedo, è possibile determinare lo scambio radiativo netto ad onde corte, $Swavba$, mediante la:

$$Swavba = G - S_0 = (1 - \text{Albdif}) \text{Radnet} \quad (7.2.1.20)$$

Va tenuto presente che alcuni fenomeni che influenzano l'albedo non sono stati presi in considerazione. Tra questi si ricorda un fenomeno spesso trascurato ma che può essere determinante nell'accelerare lo scioglimento nivale. Saltuariamente le precipitazioni sulla catena alpina sono ricche di polveri rossastre, di provenienza africana; il loro deposito sulla coltre nivale nel periodo tardo primaverile ne diminuisce sensibilmente la riflettività e, se non avvengono successivi ricoprimenti da parte di precipitazioni nevose, l'effetto si fa risentire durante l'intera stagione dello scioglimento.

La fotografia riportata in Figura 7.2.1.6, ripresa nel bacino del Cordevole nella primavera 1989 mostra chiaramente l'effetto di un episodio di precipitazione meteorica di questo tipo sulla riflettività della neve.

La radiazione ad onde lunghe

La componente di radiazione netta ad onde lunghe, in condizioni di cielo sereno, è data dalla

$$L_i - L_o = \epsilon_a (T_a^4 - 0.99 T_s^4) \quad (7.2.1.21a)$$

L'emissività dell'aria ϵ_a viene calcolata con la formula di Satterlund, ossia

?

$$\epsilon_a = 1.08 (1 - \exp(-e_a^{T_k/2016}))$$

dove la pressione di vapore e_a , espressa in [mbar] è data dalle formule seguenti:

$$e_a = Rhumi e_{a,sat} = Rhumi 6.11 \exp(17.27 * Ta / (273.3 + Ta))$$

dove *Rhumi*, l'umidità relativa, è un dato misurato dai sensori.

In presenza di nuvolosità, espressa in termini di frazione di copertura, *Difrad* nella (7.2.1.9), il contributo relativo alle onde lunghe è assunto lineare con *Difrad*, ossia

$$L_i - L_o = [(1 - Difrad) \rho_a + Difrad] \rho_a Ta^4 - 0.99 \rho_s Ts^4 \quad (7.2.1.21b)$$

La (7.2.1.21b) deriva dall'ipotesi che la neve si comporti come un corpo nero, nel dominio delle lunghezze d'onda lunghe. Nelle (7.2.1.21a) e (7.2.1.21b) la temperatura atmosferica *Ta* e quella della neve *Ts* vanno espresse in gradi Kelvin.

Scambio convettivo

Le componenti di scambio termico convettivo sensibile e latente verso la neve ed il flusso di evaporazione/condensazione sono valutate mediante le formule seguenti:

$$H_c = \rho_a C_p K_{ar} u (T_a - T_s) / \ln(z/z_0) \ln(z_{tu}/z_0)$$

$$H_l = L_v (\rho_a / p_a) 0.622 K_{ar} u (e_a - e_s) / \ln(z/z_0) \ln(z_{tu}/z_0)$$

$$E = -(\rho_a / p_a) 0.622 K_{ar} u (e_a - e_s) / \ln(z/z_0) \ln(z_{tu}/z_0)$$

Dove: z = altezza di misura della velocità del vento

e z_{tu} = altezza di misura delle temperature e umidità u

In queste formule i termini sono stati tutti definiti mediante le relative formule ($e_a, e_{a,sat}$), oppure simulati dalle rispettive componenti del modello PDSM (T_s, z), o fissati come parametri (z_0).

La densità dell'aria umida ρ_a , è stata assunta costante e pari ad $1.15 \text{ [kg m}^{-3}\text{]}$ mentre sono incognite sia ρ_a che p_a . Il rapporto ρ_a/p_a , però, si può ottenere applicando la legge dei gas perfetti. Questa, sotto alcune ipotesi semplificative, può essere riscritta come

$$\frac{\rho_a}{p_a} = \frac{1}{R_{gas}(T_a + 273.14)} \quad (7.2.1.22)$$

dove R_{gas} è la costante dei gas perfetti relativa all'aria asciutta, pari a $2.87 \text{ [hPa m}^3 \text{ Kg}^{-1} \text{ °K}^{-1}\text{]}$. Visto che l'umidità specifica alle basse temperature tipiche dell'ambiente nivale è molto bassa, la (7.2.1.22) viene ritenuta valida anche nelle condizioni in cui si simulano gli scambi termici convettivi.

Per i coefficienti di scambio turbolento sono stati assunti valori unitari, sia perchè la condizione di stabilità è tipica degli strati d'aria prossimi alla superficie nivale nel periodo dello scioglimento, sia perchè l'applicazione di coefficienti di correzione, come quello basato sul numero di Richardson non ha condotto a risultati convincenti, dopo l'implementazione delle relative espressioni.

d) Processi interni (scioglimento e percolazione)

La dinamica del manto nevoso è stata analizzata a partire dalle equazioni differenziali alle derivate parziali proposte da Colbeck e da Akan per simulare il

flusso idrico ed i fenomeni di gelo e disgelo all'interno del manto stesso. Poiché risulta eccessivamente onerosa, in termini computazionali, la loro soluzione con gli schemi numerici di Newton-Raphson, ed essendo comunque difficili da determinare le opportune condizioni al contorno, si è preferito risolverle con uno schema alle differenze semplificato; il manto è stato infatti simulato con un modello a due soli strati, tra i quali avvengono gli scambi termici e di massa. Lo strato superficiale, a profondità costante, risponde in modo diretto alla sollecitazione dell'atmosfera, che ne costituisce l'interfaccia. Lo strato inferiore, a profondità variabile, risponde alle sollecitazioni del mantello superiore, e del terreno. Si assume che il flusso idrico sia descrivibile mediante le leggi del moto non capillare in un mezzo insaturo, e si tiene conto dell'effetto di invaso del manto mediante uno schema non lineare costituito da due serbatoi, superficiale e di contatto, in cascata. Viene quindi simulata la dinamica temporale dell'altezza, della densità, della temperatura e del contenuto idrico della neve, in ciascuno dei due strati. Tale descrizione è inoltre distribuita nello spazio, così come i flussi di scioglimento.

Analizziamo nel dettaglio le componenti del modello.

Il deflusso idrico nella zona insatura

Il manto nevoso è stato suddiviso in due strati. Il primo, in superficie, è stato assunto di altezza costante, pari a 0.1 m. Questa scelta è stata fatta sulla base di diverse risultanze sperimentali e teoriche (v. Bengtsson [1982] ed Akan [1984], in particolare).

Sono state inoltre tenute in considerazione alcune osservazioni di tipo empirico-qualitativo che, da punto di vista metodologico, costituiscono sempre un buon supporto per la fase di sintesi modellistica. Si consideri la fotografia in Figura 7.2.1.6, ripresa nel mese di Aprile del 1989. Essa riprende uno strato di neve spesso una decina di centimetri, alla cui base si nota uno strato di ghiaccio abbastanza spesso; quest'ultimo strato indica lo svolgersi di periodici cicli di scioglimento, saturazione idrica e rigelo all'interno dello strato nevoso. La risposta dello strato nivale alla sollecitazione termica periodica, nell'arco della giornata, è quindi rapida.

Il manto nevoso si assume caratterizzato da una porosità costante α , che costituisce un parametro da fissare a priori. Assumendo come variabile di stato il grado di saturazione S_w , è possibile calcolare la celerità dell'onda di propagazione del deflusso di scioglimento nella zona insatura a partire dalle seguenti equazioni

$$\alpha e = \alpha (1 - S_{wi})$$

$$S_e = (S_w - S_{wi}) / (1 - S_{wi})$$

con

S_{wi} Saturazione non riducibile, parametro che vale tipicamente $0.04 \div 0.07$ [-]

Il flusso idrico non capillare in direzione verticale, nel mezzo insaturo è descritto

dalla

$$m = \alpha_s k_w$$

dove k_w , permeabilità intrinseca relativa nel mezzo insaturo, viene legata tramite

un' espressione monomia al grado di saturazione S_e ed alla permeabilità nel mezzo saturo k

$$k_w = k S_e^n$$

A questo punto, è possibile valutare la celerità dell'onda cinematica di propagazione del flusso di scioglimento m nella direzione verticale z , come

$$c(m) = 1.4737 m^{2/3}$$



Figura 7.2.1.6 ? *Fotografia di uno strato di neve spesso circa 25 cm. Lo strato di ghiaccio alla base è meno pronunciato a denotare l'effetto di isolamento termico da parte dello strato nivale superiore (Foto: cortesia di R. Ranzi)*

Dalla celerità $c(m)$ si ottiene il ritardo dello scioglimento in ciascuno dei due strati del manto nevoso, di altezza h_i ($i=1,2$) come

$$Tn_i = h_i / [c(m) CMELTM] \quad (7.2.1.23)$$

Dove $CMELTM$ è un parametro di taratura introdotto per tenere conto degli errori di approssimazione introdotti nel fissare i valori di α , S_{wi} e k nelle formule precedenti. Il valore di Tn_i è assunto quale costante di tempo del serbatoio con cui si schematizza il comportamento di ciascuno dei due strati rispetto al deflusso di scioglimento $q_i(t)$, ossia

$$q_i(t) = \frac{q_i(t)}{Tn_i} S_e(t) h_i(t) \quad (7.2.1.24)$$

Poiché la costante di tempo Tn_i è funzione del deflusso di scioglimento m , che varia nel tempo, la risposta del serbatoio risulta tempo-variante. L'ordine di grandezza di Tn_i è di 3-4 ore, mediamente, per un manto nevoso spesso un metro.

A differenza del modello proposto da Colbeck [1982], il modello PDSM tiene conto esplicitamente del flusso idrico generato dallo scioglimento/rigelo interno a ciascuno strato, contribuendo al flusso disponibile per il deflusso in ciascuno strato, $Umelt$ che vale

$$Umelt_t = Watin_t + SNMELT_t - SNREGE_t \quad (7.2.1.25)$$

dove:

Watin	Flusso idrico in ingresso allo strato i-esimo	$[m\ s^{-1}]$
SNMELT	Volume idrico di scioglimento nello strato i-esimo	$[m\ s^{-1}]$
SNREGE	Volume idrico di rigelo nello strato i-esimo	$[m\ s^{-1}]$

Questi termini sono calcolati dalla componente di scambio termico del modello PDSM, che verrà esposta nella prossima sezione.

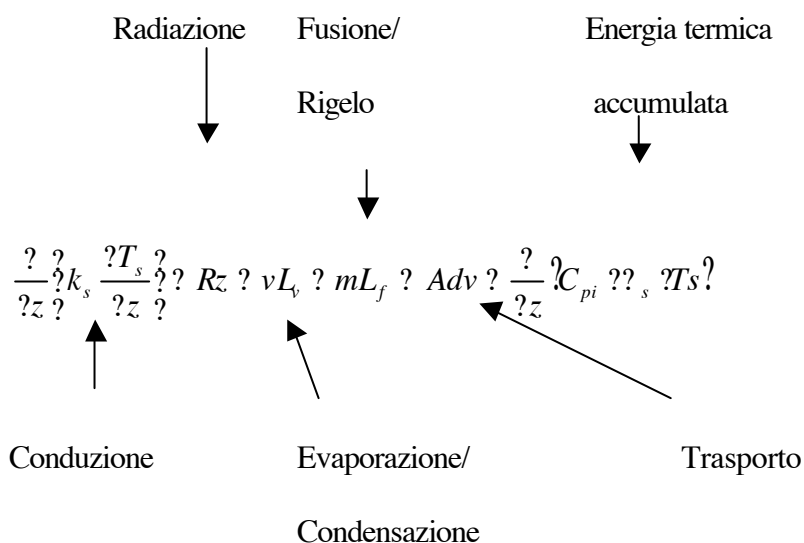
Il deflusso in uscita da ciascuno dei due serbatoi ($i=1,2$) che rappresentano la zona insatura viene finalmente calcolato accoppiando alla (3.23) l'equazione di continuità, nell'ipotesi che l'afflusso $Umelt_t$ sia costante in $[t-t, t]$, ossia

$$q_{t,i} = q_{t-1,i} \exp(-dt/Tn_i) + (1 - \exp(-dt/Tn_i)) Umelt_t, \quad i=1,2 \quad (7.2.1.26)$$

Il regime termico

Intimamente connessi ai fenomeni di scambio di massa sono i fenomeni legati al regime termico del manto nevoso.

Le interazioni di tipo termico cui i due strati del manto nevoso sono soggetti vengono descritte in base all'equazione di conservazione dell'energia termica che porge (7.2.1.27)



All'equazione riportata in Akan [1984], sono stati qui aggiunti i termini "sorgente" di energia radiativa ad onde corte filtrata attraverso il manto nevoso, R_z , e di trasporto advettivo di calore da parte dell'acqua filtrata fra due successivi strati, Adv . Inoltre l'energia termica accumulata nel manto, cui si fa spesso riferimento con la dizione di "contenuto di calore", non viene attribuita in modo distinto alle componenti solida e liquida, ma alla neve nel suo complesso, caratterizzata dal calore specifico C_{pi} , dalla densità ρ_s e dalla temperatura T_s .

L'equazione (7.2.1.27) è stata risolta con uno schema di tipo esplicito (nel tempo): la variabilità spaziale è schematizzata dai due due strati in cui è stato diviso il manto nevoso.

La (7.2.1.27) viene quindi risolta con uno schema alle differenze che simula la dinamica delle seguenti variabili di stato, relative a ciascuno strato i -esimo:

T_{si}	Temperatura della neve	[°C]
$q_{s,i}$	Densità della neve	[Kg m ⁻³]

Le condizioni iniziali necessarie per risolvere le equazioni di dinamica del manto nevoso sono date dall'altezza, densità, contenuto idrico e temperatura in ciascuno dei due strati. Le condizioni al contorno sono il valore del flusso termico ed idrico di interfaccia alla superficie del manto nevoso (precipitazione ed evaporazione/condensazione) e la temperatura del contatto con il terreno, assunta pari a 0 °C, valore plausibile durante la stagione di fusione della neve.

a) La componente di conduzione Ht fra lo strato inferiore ed il terreno è formulata nel prossimo paragrafo.

b) La componente di conduzione termica fra i due strati del manto nevoso $Heacon$, supposto isoterma, viene descritta a partire dalla temperatura iniziale T_{s2} del secondo strato, supposto isoterma, alla cui superficie superiore la temperatura sia costante ed uguale a quella del primo strato T_{s1} (condizione al contorno).

Risolvendo l'equazione di Fourier della diffusione del calore

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = a_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (7.2.1.28)$$

sotto le dette ipotesi, in Anderson [1968] si scrive

$$Heacon = 2 * (T_{s1} - T_{s2}) * (C_s * s * K_s / \rho)^{1/2} \quad (7.2.1.29)$$

Tale schema può essere considerato una buona approssimazione della soluzione analitica della (7.2.1.28), purché i corrispondenti valori del numero adimensionale di Fourier $a_s * t / z^2$ non siano elevati, in pratica minori di 0.1. Considerando i

valori tipici della diffusività termica nella neve $a_s = K_s / (\rho_s C_s)$, dell'ordine di 6×10^{-7} [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$], il numero di Fourier vale, nel caso di un passo di calcolo orario:

$$Fo \approx \frac{6 \cdot 10^{-7}}{0.2^2} \approx 3600 \approx 0.054 \approx 0.1$$

e l'approssimazione (7.2.1.29) può essere accettata. È stato verificato come altre possibili soluzioni analitiche [Bonacina et al., 1985] forniscono risultati sostanzialmente comparabili alla (7.2.1.29).

c) La componente Rz è valutata mediante il modello di attenuazione della radiazione solare di Beer: se la profondità del primo strato è fissata in 0.1 m e la radiazione solare netta assorbita e trasmessa dal manto nevoso è $Swavba$, la parte assorbita dal primo strato è dato dalla

$$Rz_1 = Swavba [1 - \exp(-Beersn \cdot 0.1)] \quad (7.2.1.30)$$

e quella che è assorbita dal secondo risulta:

$$Rz_2 = Swavba - Rz_1 - Swavba \exp(-Beersn \cdot h_s) \quad (7.2.1.31)$$

Beersn è una costante caratteristica della neve il cui ordine di grandezza è 10.6

[m^{-1}]

d) Noto tramite la (7.2.1.26) il deflusso di fusione $q_{t,1}$ fra lo strato superiore in cui l'acqua di fusione, supposta a 0°C e quello inferiore, il termine di trasporto Adv è

valutabile mediante la:

$$Adv = q_{t,i} Cpw W_{den}(0 - Ts_2),$$

sebbene la sua importanza sia in genere trascurabile in relazione agli altri termini.

e) Se la temperatura Ts_i è uguale a 0 °C (punto di fusione del ghiaccio) ed il flusso di calore allo strato i -esimo è positivo (o negativo), si calcola la fusione (o rigelo) m , $SNMELT$ e $SNREGE$, rispettivamente nella (7.2.1.25). Il calore sottratto (o fornito) alla neve in seguito a tale variazione di fase è il corrispondente calore latente di fusione L_f . Nel valutare il flusso termico allo strato superficiale si tiene inoltre conto del calore latente di evaporazione L_v sottratto (fornito) alla neve in seguito alla evaporazione (condensazione) superficiale. Nello strato inferiore si suppone che l'evaporazione sia trascurabile.

Noti infine tutti i termini che compaiono a sinistra nella (7.2.1.27), ed a partire dal valore di temperatura dello strato al passo temporale precedente $Ts_{i,t}$, si calcola il valore aggiornato della temperatura $Ts_{i,t+1}$ nello strato i -esimo, con la medesima equazione, discretizzata.

☞☞ Calcolo del grado di saturazione S_w

Valutate mediante le formule esposte le diverse componenti di scambio termico, i valori della fusione risultante m , ed i deflussi da ciascuno strato (dalle (7.2.1.25) e (7.2.1.26)), si aggiornano il valore del contenuto idrico ed il grado di saturazione S_i , in base all'equazione di continuità. Inoltre, in virtù delle (7.2.1.15) e (7.2.1.16) si calcolano in maniera esplicita i valori dell'altezza hs_i e della densità della neve $\rho_{s,i}$ di ciascuno strato.

L'equivalente in acqua della neve, spazialmente distribuito

Poiché i valori di densità ed altezza del manto nevoso sono calcolati per ciascuna area elementare $dA_{x,y}$ in cui è stato suddiviso il bacino, è facilmente calcolabile il valore dell'equivalente in acqua della neve, spazialmente distribuito

$$Wequiv_{x,y} = (\rho_{s,1} h_{s1} + \rho_{s,2} h_{s2})_{x,y} \quad (7.2.1.33)$$

Un esempio di calcolo, relativo al bacino del T. Cordevole, è riportato in forma grafica tridimensionale nella seguente Fig. 3.8, mentre la Fig. 3.9 riporta un esempio di simulazione della fusione nel medesimo bacino.

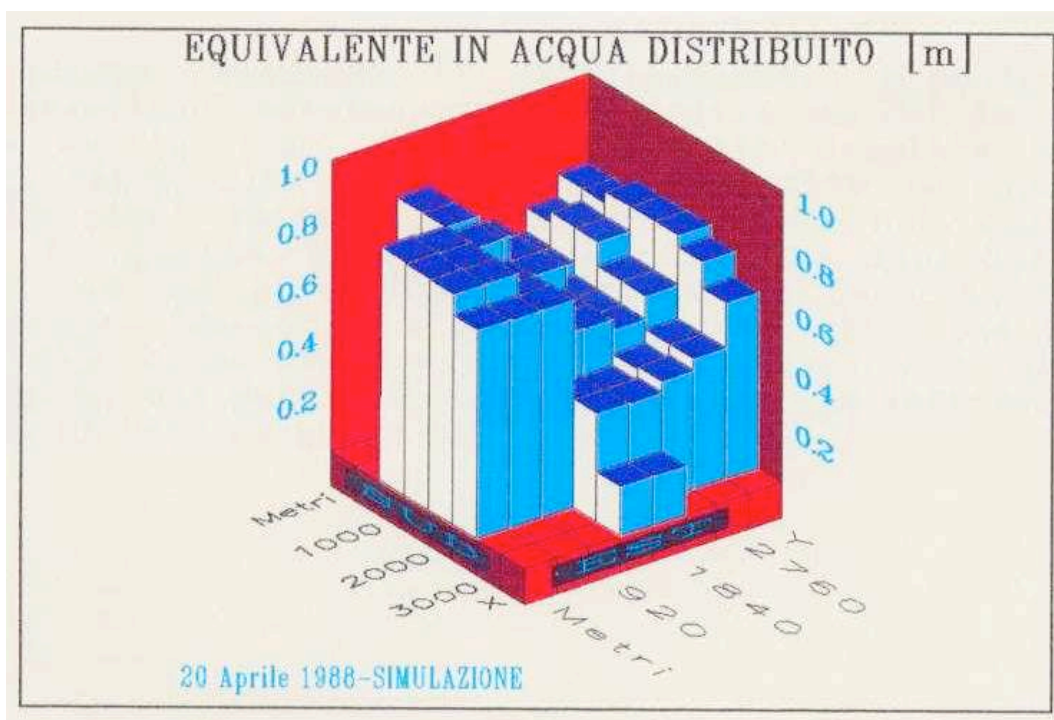


Figura 7.2.1.8 Esempio di calcolo dell'equivalente in acqua distribuito sul bacino del T. Cordevole. La maglia spaziale utilizzata è di 500x420 m. (Figura: cortesia di R. Ranzi)

e) Interazione neve-suolo

La componente di scambio termico fra il manto nevoso ed il terreno H_t , è stata simulata considerando lo strato superficiale del terreno come un mezzo isoterma a 0°C a contatto con lo strato piano omogeneo a temperatura T_{s2} , costituito dal manto nevoso. La formulazione del flusso di calore dal terreno verso il manto nevoso è analoga alla (3.29) e porge

$$H_t = -2 \cdot T_{s2} \cdot (C_s \cdot \rho_s \cdot K_s / \lambda \cdot dT)^{1/2} \quad (7.2.1.24)$$

Altre formule semplificate hanno condotto a risultati in sintonia fra loro e con la (7.2.1.34).

I risultati numerici delle simulazioni sono attendibili, anche in seguito ai confronti con le misure di altezza, densità e temperatura del manto nella stazione nivometrica di Monti Alti Ornella.

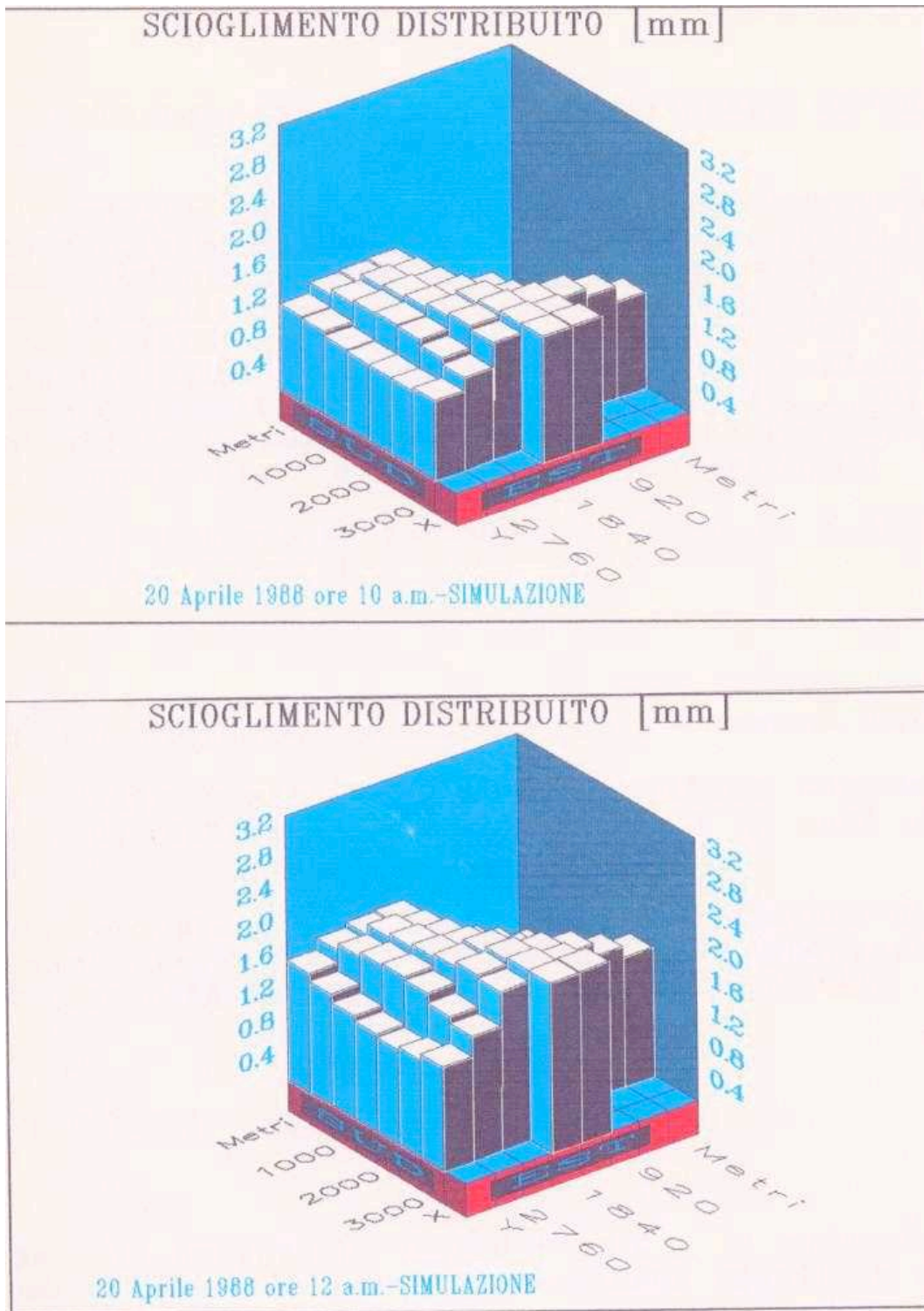


Figura 7.2.1.9 ? Esempio di calcolo dello scioglimento distribuito in due differenti ore del giorno. La maglia spaziale utilizzata è di 500x420 m. (Figure: cortesia di R. Ranzi)

7.3 ? L'ESPERIMENTO

Anche per il 2003 il luogo scelto per l'esperimento è stato il Monte Cherz. In Figura 7.3.1 è indicata la localizzazione del modulo prefabbricato nel quale erano inseriti i radiometri dell'IFAc-CNR di Firenze (Figura 7.3.2), nei pressi del quale si trovavano anche le apparecchiature installate dall'Università di Brescia (Figura 7.3.3) e la stazione meteorologica fissa del Centro Valanghe di Arabba.

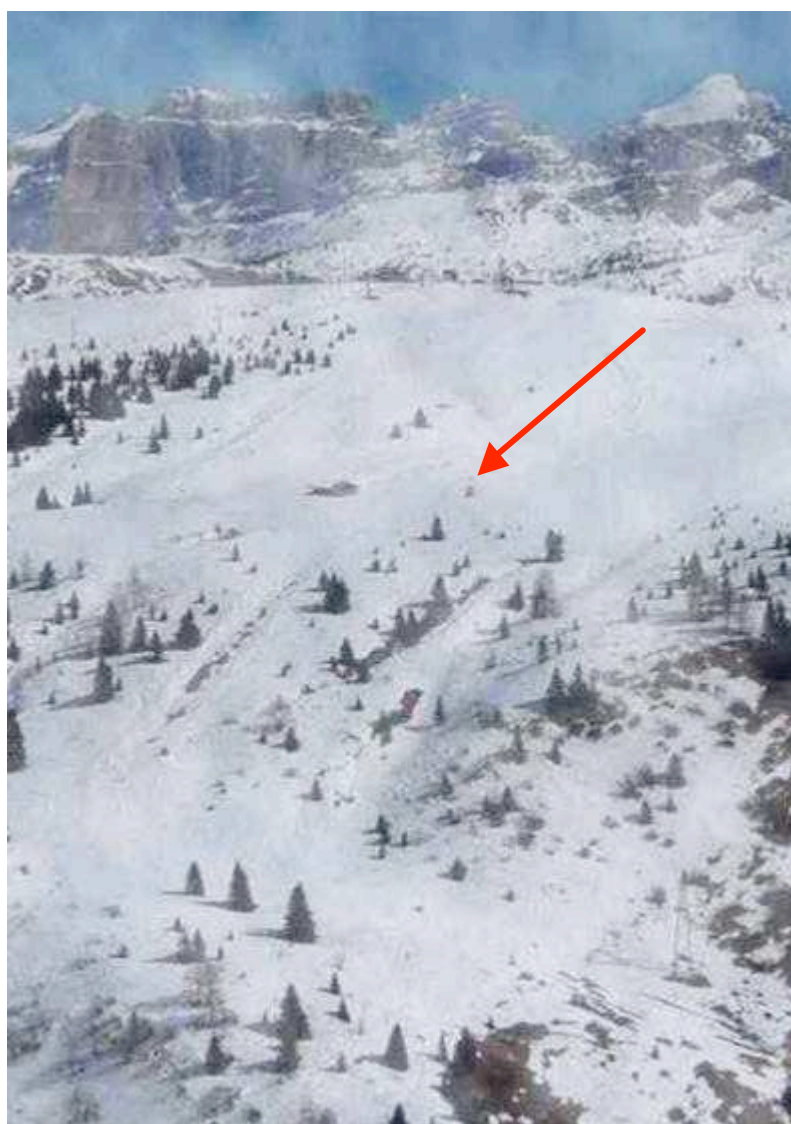


Figura 7.3.1 ? Il punto esatto sul Monte Cherz sito dell'esperimento (Foto: cortesia di R. Ranzi)



Figura 7.3.2 ? Il box contenente i radiometri (Foto: cortesia di R. Ranzi)

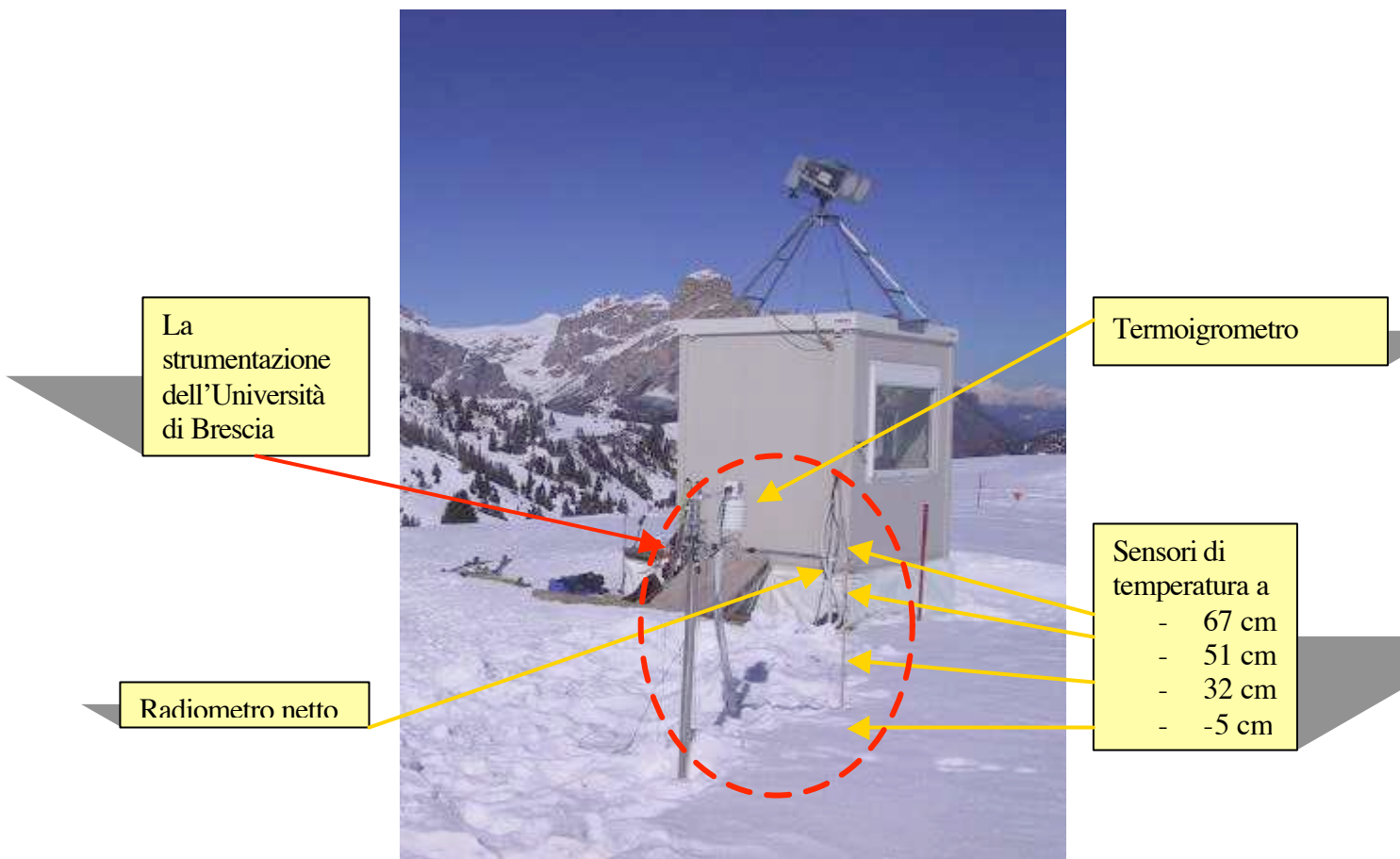


Figura 7.3.3 ? Gli strumenti dell'Università nei pressi del box ((Foto: cortesia di R. Ranzi)

All’inizio dell’esperimento (nella prima metà di febbraio) l’altezza del manto nevoso era di circa 80 cm, come risulta dalla scheda nivometrica del giorno 13 febbraio (Figura 7.3.4), e la copertura nivale è rimasta in modo continuo fino alla fine di aprile, mentre è stata presente in modo non costante nel mese di maggio, a causa del susseguirsi di deboli nevicate e seguenti temperature diurne abbastanza elevate, fino ad una definitiva scomparsa verso la fine di maggio. Per maggiori dettagli riguardanti la presenza della neve al suolo e le sue caratteristiche peculiari durante la stagione 2002-2003 si rimanda al capitolo 6, mentre in Allegati A si può trovare la sequenza completa delle schede nivometriche messe a disposizione dal Centro Valanghe di Arabba.

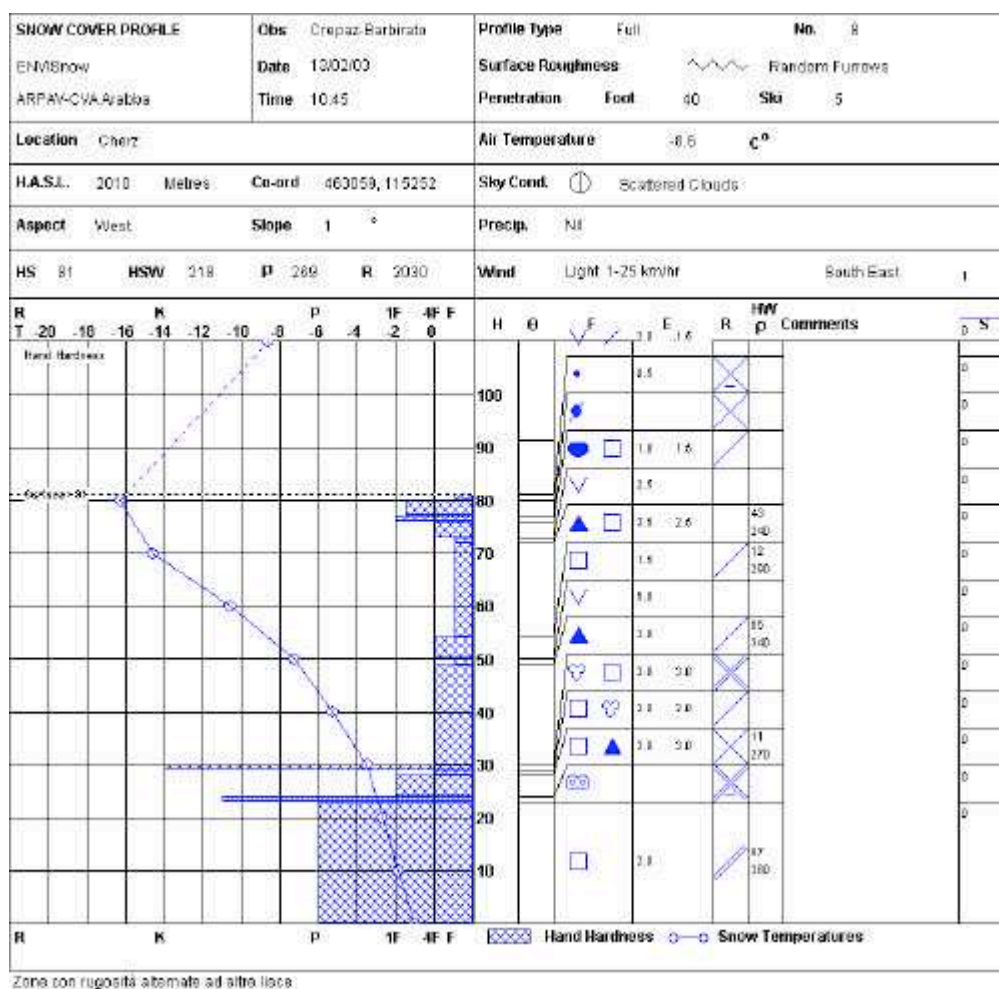


Figura 7.3.4 ? Scheda nivometrica del periodo iniziale dell’esperimento

I radiometri a microonde dell' IFAC-CNR, operanti alle Bande C (6.8 GHz), Ku (19 GHz) e Ka (37 GHz), erano tutti dotati di sensori operanti a polarizzazione orizzontale e verticale e funzionanti per 24 ore al giorno.

La stazione meteorologica dell'Università di Brescia (Figura 7.3.5), situata in prossimità dei radiometri a microonde, era dotata di sensori i grado di misurare i valori di umidità, radiazione netta, flusso termico, e varie temperature come: temperatura dell'aria, temperatura alle altezze di 32 cm, 50 cm, 60 cm (in seguito portato a 10 cm) e temperatura alla profondità di 5 cm nel terreno.



Figura 7.3.5 ? La stazione meteorologica dell'Università di Brescia (Foto: cortesia di R.Ranzi)

La stazione fissa dell'ARPAV – Centro Valanghe di Arabba (Figura 7.3.6 nella pagina seguente) ha fornito i dati riguardanti temperatura dell'aria (ad un'altezza di circa 2 m), radiazione diretta, radiazione riflessa, velocità del vento, umidità

dell'aria, altezza e precipitazioni.



Figura 7.3.6 ? *La stazione meteorologica del Centro Valanghe di Arabba (Foto: cortesia di R. Ranzi)*

Per quanto riguarda queste ultime, erano disponibili sia i dati del pluviometro di Arabba che quelli registrati alla stazione del vicino Passo Pordoi: si è ritenuto opportuno utilizzare i dati relativi a quest'ultima stazione, in quanto essa ha registrato valori leggermente superiori a quelli registrati alla stazione di Arabba. Questa scelta è stata fatta per tenere in considerazione che le misure dei pluviometri di solito sottostimano le altezze di precipitazione (ad esempio il vento

asporta molti fiocchi di neve altrimenti destinati a cadere sul pluviometro e nel caso la temperatura durante una precipitazione nevosa sia particolarmente bassa può accadere che le resistenze elettriche del pluviometro non riescano a sciogliere tutta la neve che vi cade.) Anche per questo motivo si è ritenuto opportuno aggiungere ai dati un fattore di correzione (corrispondente ad una maggiorazione di circa il 50%).

7.3.1 ? MISURAZIONI A MICROONDE

Nei grafici seguenti sono riportati i grafici delle temperature di brillanza (Figure 7.3.1.1) e temperature di neve e aria a 2° e 40 cm di altezza e Tir (temperatura di infrarosso) (Figura 7.3.1.2 nella pagina seguente).

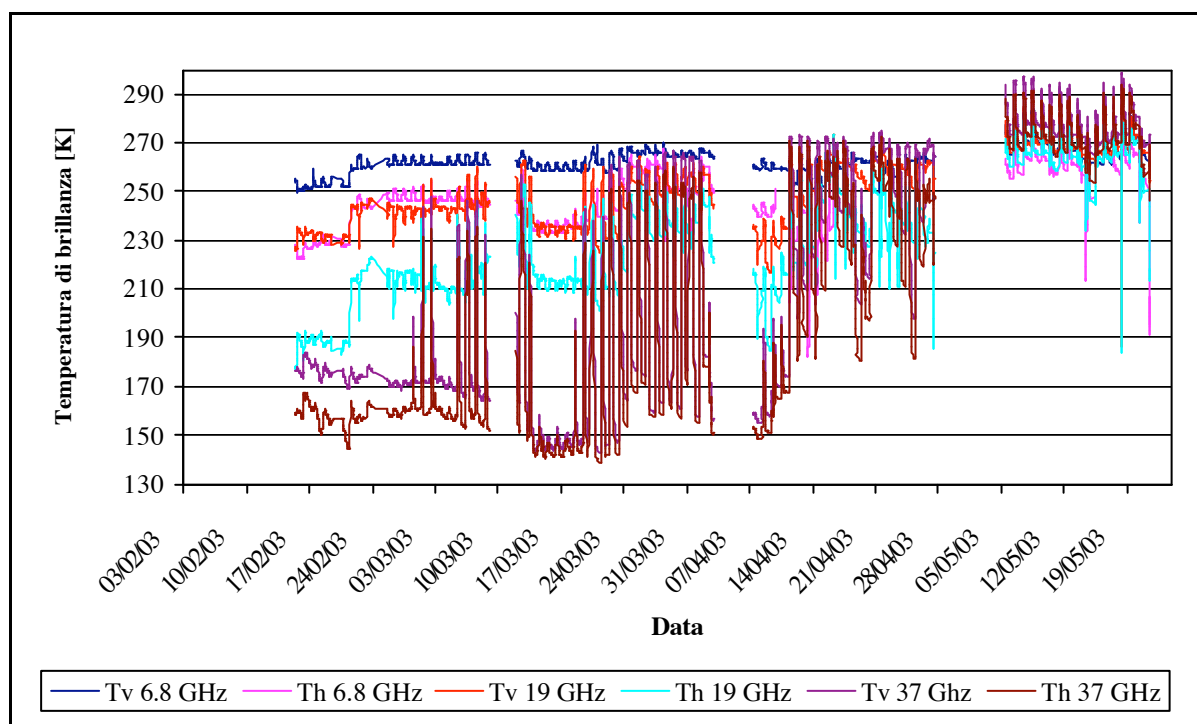


Figura 7.3.1.1 ? La temperatura di brillanza in funzione del tempo a 6.8 GHz, 19 GHz e 37 GHz in polarizzazione orizzontale (Th) e verticale (Tv).

Il radiometro ad alta frequenza (quello a 37 GHz) misura essenzialmente la temperatura dello strato superficiale del manto nevoso (circa i primi 10 cm), mentre i radiometri alle frequenze più basse sono influenzati anche dalla temperatura del restante strato, fino a quello a contatto con il terreno, soprattutto con nevi invernali. Come si può notare, le emissioni alla frequenza di 6.8 GHz sono molto meno sensibili ai cambiamenti che avvengono all'interno del manto nevoso. Inoltre la temperatura di brillantezza dipende molto dalla temperatura della neve e risulta essere tanto maggiore all'aumentare del contenuto in acqua liquida (LWC).

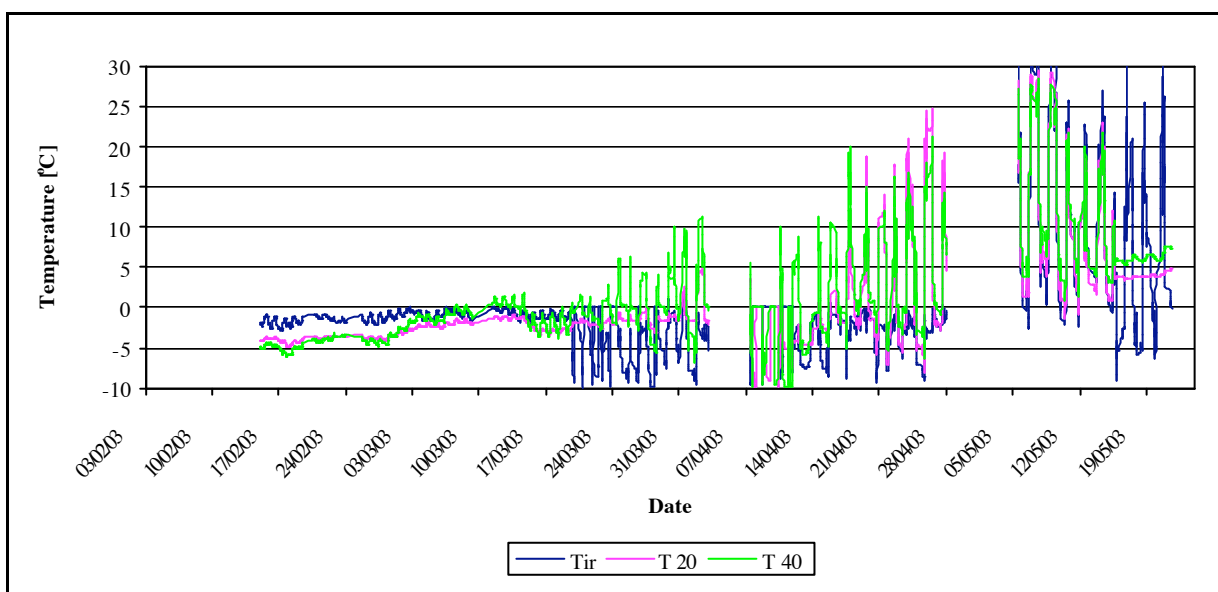


Figura 7.3.1.2 ? L'andamento delle temperature a 20, 40 cm e della superficie, all'infrarosso, in funzione del tempo

Sempre in riferimento alla Figura 7.3.1.2 si può notare come la temperatura misurata a 20 cm rappresenti quella della neve fino a circa la metà del mese di aprile, mentre il sensore posto a 40 cm in altezza rilevi la temperatura della neve fino al 20 marzo circa. Da queste date in poi queste due temperature si riferiscono

all'aria circostante che, nei pressi del prefabbricato in cui erano contenuti i radiometri, risultava essere un po' più calda di quella misurata dalle stazioni meteorologiche dell'ARPAV e dell'Università di Brescia, soprattutto dopo la scomparsa del manto nevoso.

Se andiamo ad analizzare un periodo di cicli di gelo e disgelo, in particolare il periodo che va dalla sera del 14 alla sera del 18 marzo utilizzando i dati dei radiometri a frequenza più alta (37 GHz) con polarizzazione sia verticale che orizzontale (Figure 7.3.1.3 e 7.3.1.4) e lo confrontiamo con l'altezza del manto nevoso, i valori di equivalente in acqua, densità e contenuto in acqua liquida dello strato superiore e di quello inferiore relativi allo stesso periodo, possiamo notare come il radiometro a 37 GHz sia in grado di individuare molto bene tali cicli.

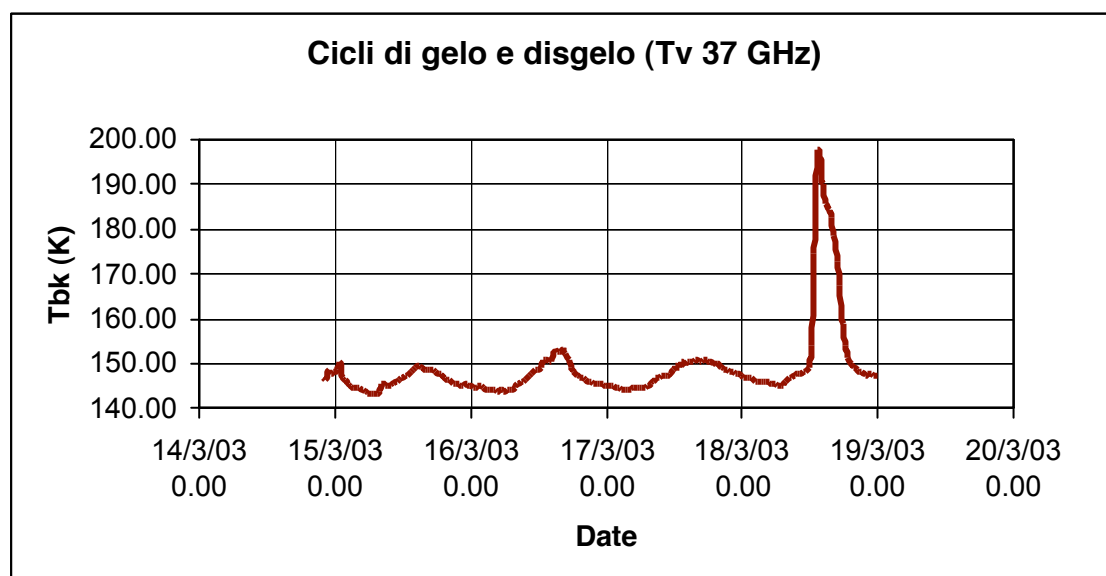


Figura 7.3.1.3 ? Periodo di gelo e disgelo dal 14/3 al 19/3 con i dati del radiometro a 37 GHz (Polarizzazione verticale)

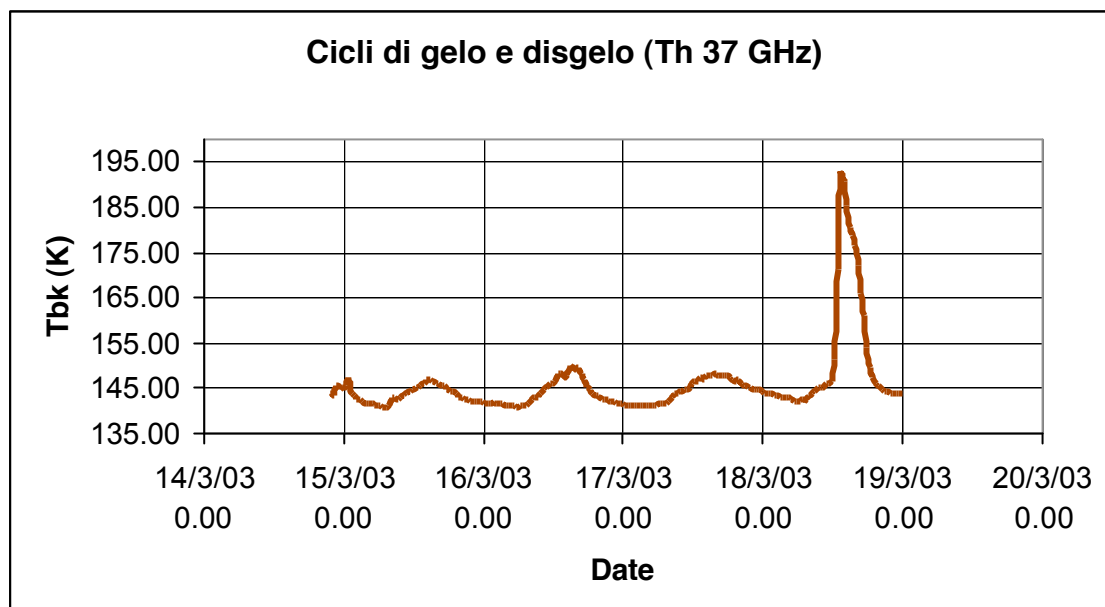


Figura 7.3.1.4 ? *Periodo di gelo e disgelo dal 14/3 al 19/3 con i dati del radiometro a 37 GHz (Polarizzazione orizzontale)*

In effetti il comportamento della temperatura di brillantezza è ben correlato con il ciclo di fusione-rigelo; le fasi crescenti sono collegate alla fusione della neve (non molto pronunciate in quanto nel periodo considerato la neve è diminuita solo di un paio di centimetri), mentre le decrescenti al rigelo. Infatti, durante la fase di fusione, la generazione di acqua liquida causa un aumento dell'assorbimento ed un conseguente aumento di emissione.

7.3.2 ? MISURAZIONI NIVOMETEOROLOGICHE

Nel presente paragrafo si analizzeranno in dettaglio i dati provenienti dalla stazione meteorologica fissa e da quella vicina installata dall'Università di Brescia. Purtroppo, a causa di problemi di alimentazione alla stazione stessa le registrazioni presentano alcuni intervalli di tempo con dati mancanti. In questi periodi si sono potuti comunque utilizzare i dati provenienti dalla stazione fissa che ha registrato misurazioni con continuità dal giorno 1 gennaio 2003 fino al giorno 1 ottobre 2003. La strumentazione dell'Università ha funzionato invece per un periodo più breve, dal giorno 10 febbraio 2003 (giorno dell'installazione) fino al giorno 23 luglio 2003 (quando è stata smontata per essere portata sul Ghiacciaio del Belvedere, sito prescelto per un'altra ricerca in corso presso il Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università di Brescia).

≡≡ Temperatura aria (Figura 7.3.2.1)

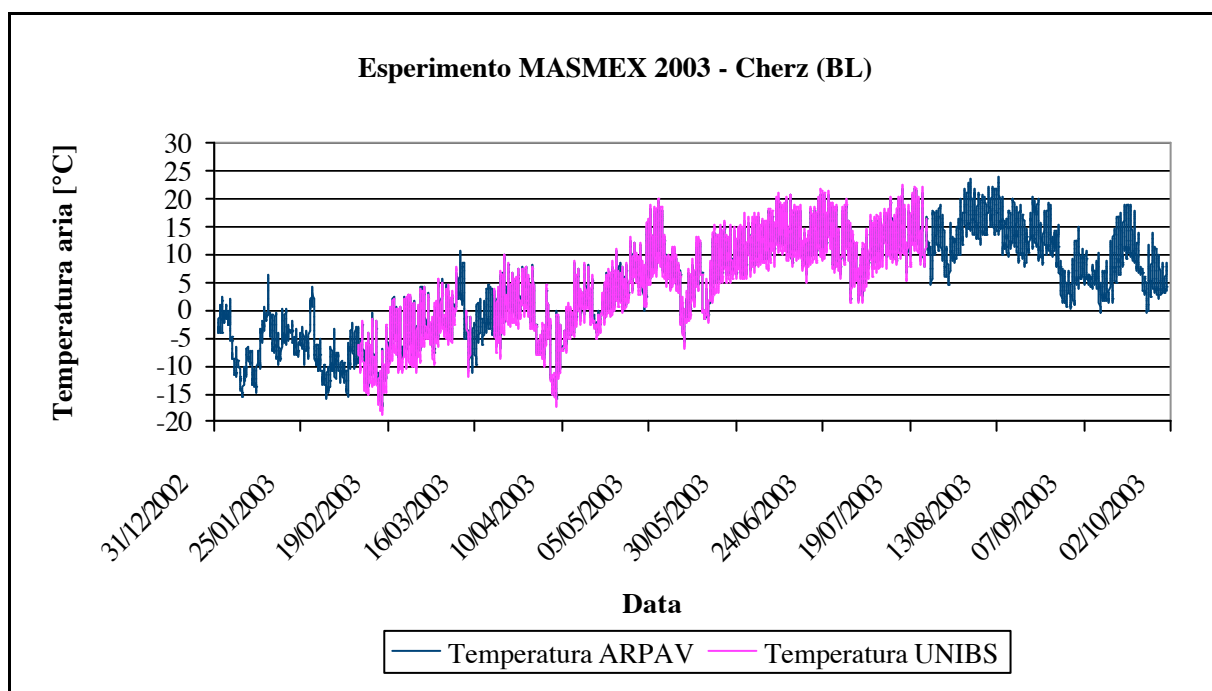


Figura 7.3.2.1 ? Confronto fra le temperature misurate dall'ARPAV e dall'Università degli Studi di Brescia

La temperatura dell'aria si è mantenuta costantemente sotto gli 0 °C nel periodo che va dal 1 gennaio al 19 febbraio. In questo intervallo di tempo si è registrato anche il minimo valore assoluto di tutta la stagione, cioè la temperatura di -19 °C la mattina del 17 febbraio. Il mese di marzo è risultato abbastanza mite con temperature minime che non sono mai scese al di sotto dei -9 °C, fatta eccezione per la mattina del giorno 14, quando si sono registrati -12 °C. Nel mese di aprile la temperatura nelle ore notturne è scesa per una decina di giorni a valori più bassi rispetto al mese di marzo; in particolare si è registrato un valore minimo di circa -17 °C la mattina del giorno 8, valore molto prossimo al minimo assoluto stagionale. Nella prima metà del mese di maggio la temperatura è stata molto al di sopra delle medie stagionali, con valori che si sono mantenuti sempre al di sopra degli 0 °C, per poi abbassarsi repentinamente nei giorni 14, 15 e 16 con un minimo di -7 °C il giorno 15 alle ore 6.00. Dopo un altro minimo relativo di -2 °C la mattina del giorno 22 maggio la temperatura ha cominciato a riportarsi su valori normali per la stagione mantenendosi fra i 2 °C ed i 22 °C con il massimo assoluto pari a 22,5 °C, che si è registrato il giorno 16 luglio alle ore 15. Da sottolineare che nel mese di luglio, a parte la prima settimana, la temperatura non è andata mai sotto il valore di 5 °C, nemmeno durante la notte.

Come si può notare dalla Figura 7.3.2.1, le misurazioni di temperatura della stazione fissa di Arabba e quella dell'Università corrispondono quasi perfettamente, segno di una buona taratura dei sensori.

In Figura 7.3.2.2 è illustrato un termometro dell'aria simile a quello utilizzato dal Centro Valanghe di Arabba.



Figura 7.3.2.2 ? Termometro dell'aria (Foto: Annuale Niveometeorologico delle montagne venete, 2001 (ARPAV))

☞ Umidità relativa (Figura 7.3.2.3)

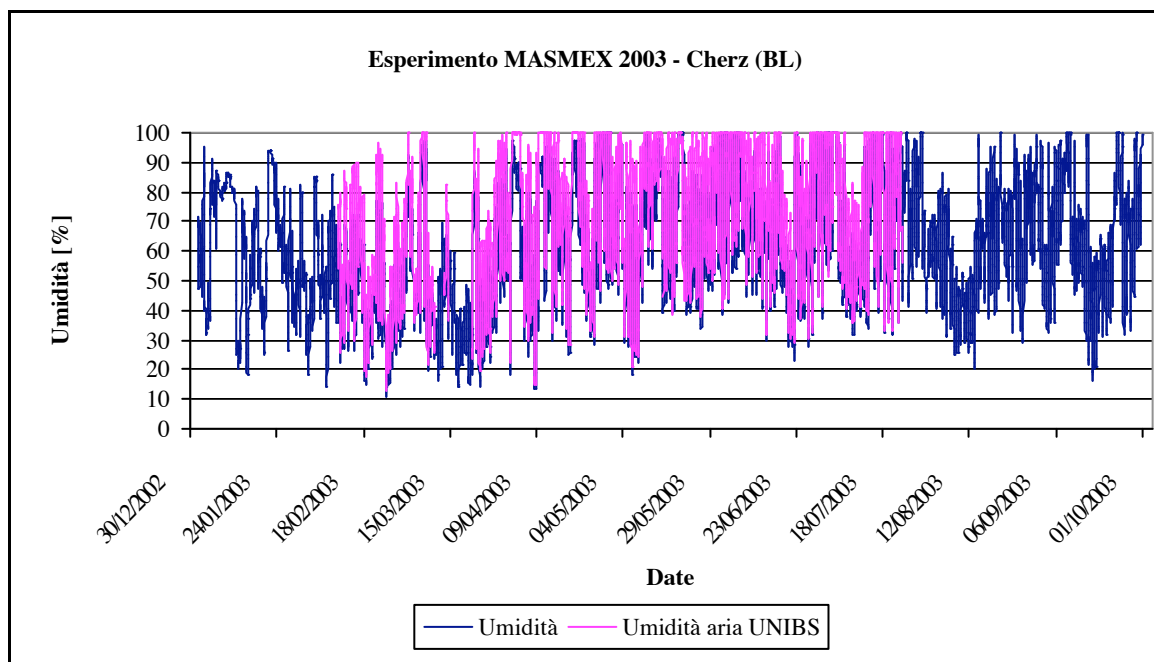


Figura 7.3.2.3 ? Confronto fra le percentuali di umidità misurate dall'ARPAV e dall'Università degli Studi di Brescia

Anche per quanto riguarda le percentuali di umidità i valori delle due stazioni concordano quasi pienamente. Si può notare soltanto che i valori di umidità misurati dal sensore dell'Università presentano una maggiore permanenza intorno al valore massimo 100% (quando lo raggiungono). Questo può essere dovuto ad una maggiore inerzia del sensore ma anche alla formazione di condensa durante la notte. In Figura 7.3.2.4 è illustrato un igrometro simile a quello utilizzato dal Centro Valanghe di Arabba.



Figura 7.3.2.4 ? Igrometro (Foto: *Annuale Niveometeorologico delle montagne venete, 2001 (ARPAV)*)

A titolo di esempio della concordanza delle misurazioni effettuate è riportato in Figura 7.3.2.5 l'andamento temporale il grafico dell'umidità relativa riferito al mese di marzo 2003.

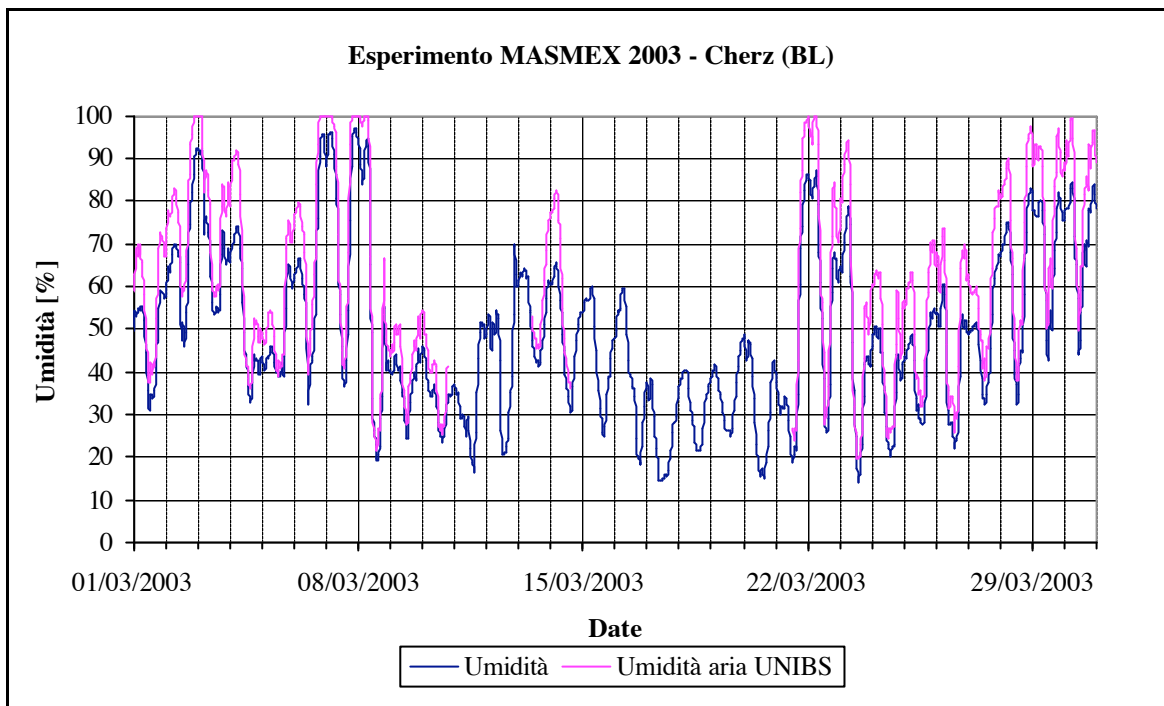


Figura 7.3.2.5 ? Confronto fra le percentuali di umidità misurate dall'ARPAV e dall'Università degli Studi di Brescia

⚡ Precipitazioni (Figura 7.2.3.6)

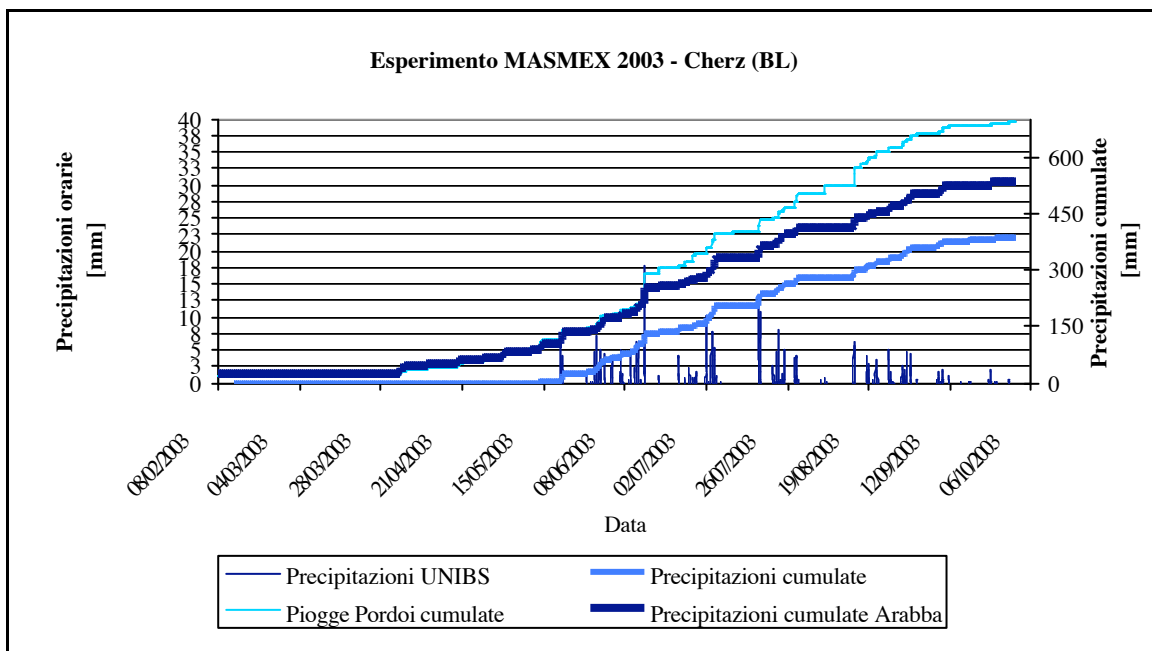


Figura 7.3.2.6 ? Confronto fra le piogge misurate dall'ARPAV al Pordoi e ad Arabba e dall'Università degli Studi di Brescia

Come già accennato, si è scelto di utilizzare i dati delle piogge del pluviometro del Pordoi, per tenere conto delle inevitabili perdite che si hanno nelle misurazioni durante bufere di neve o per temperature molto basse. Dal diagramma in Figura 7.3.2.6 è evidente la differenza di quantità di precipitazioni misurate dal pluviometro del Pordoi rispetto a quello di Arabba, ma ancora più grande è la differenza con quello dell'Università di Brescia, che comincia a misurare valori significativi soltanto a partire dal mese di maggio. In Allegati B si trova il diagramma con le sole piogge misurate dal pluviometro di Arabba (Allegato B1).

☞☞ Radiazione netta (Figura 7.2.3.7)

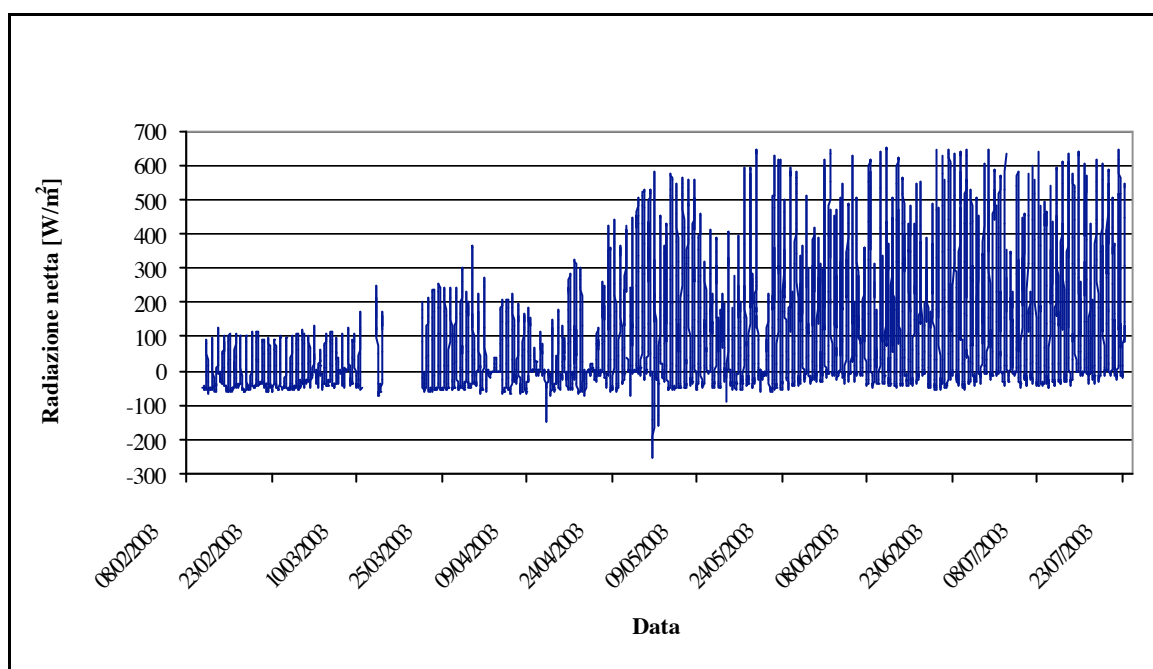


Figura 7.3.2.7 ? Andamento della radiazione netta in funzione del tempo dalla strumentazione dell'Università degli Studi di Brescia

La figura 7.3.2.7 mostra l'andamento temporale della radiazione netta in funzione del tempo.

Nel periodo febbraio-marzo la radiazione netta si mantiene in un campo di valori abbastanza costante (fra i -68 W/m^2 e i 180 W/m^2), con un solo picco di 247 W/m^2 registrato il 13 marzo. Il 21 marzo, con l'altezza della neve di 65 cm (Figura 7.2.3.8 e le schede nivometriche in Allegati A), i valori della radiazione netta aumentano nei valori massimi ma si mantengono sui valori dei mesi precedenti in quelli minimi. Il 24 aprile il manto nevoso è praticamente dimezzato (circa 27 cm) e la radiazione netta nelle ore centrali della giornata comincia a raggiungere valori abbastanza elevati (dai 400 W/m^2 circa in su) per poi aumentare ancora una volta sciolta tutta la neve verso la fine del mese di aprile e raggiungere i valori massimi che si ripeteranno anche durante i mesi estivi compresi fra i 600 W/m^2 ed i 650 W/m^2 nelle ore più calde del giorno. Il giorno 1 maggio si è registrato il valore minimo di radiazione netta (-255 W/m^2). Da segnalare una nevicata abbastanza copiosa nella notte fra il 14 ed il 15 di maggio che ha abbassato la radiazione netta a valori tipicamente "invernali" e simili a quelli raggiunti nei mesi di febbraio e marzo. Trattandosi di neve caduta su terreno relativamente caldo, la sua permanenza al suolo è stata di durata molto ridotta e quindi già dal giorno 21 si è tornati a valori di radiazione netta abbastanza elevati (maggiori di 200 W/m^2).

In Figura 7.2.3.9 è riportata infine, la scheda nivometrica relativa al giorno 24 aprile 2003 mentre in Allegati B è riportato il grafico della radiazione diretta (Allegato B2) misurata dalla strumentazione del Centro Valanghe di Arabba.

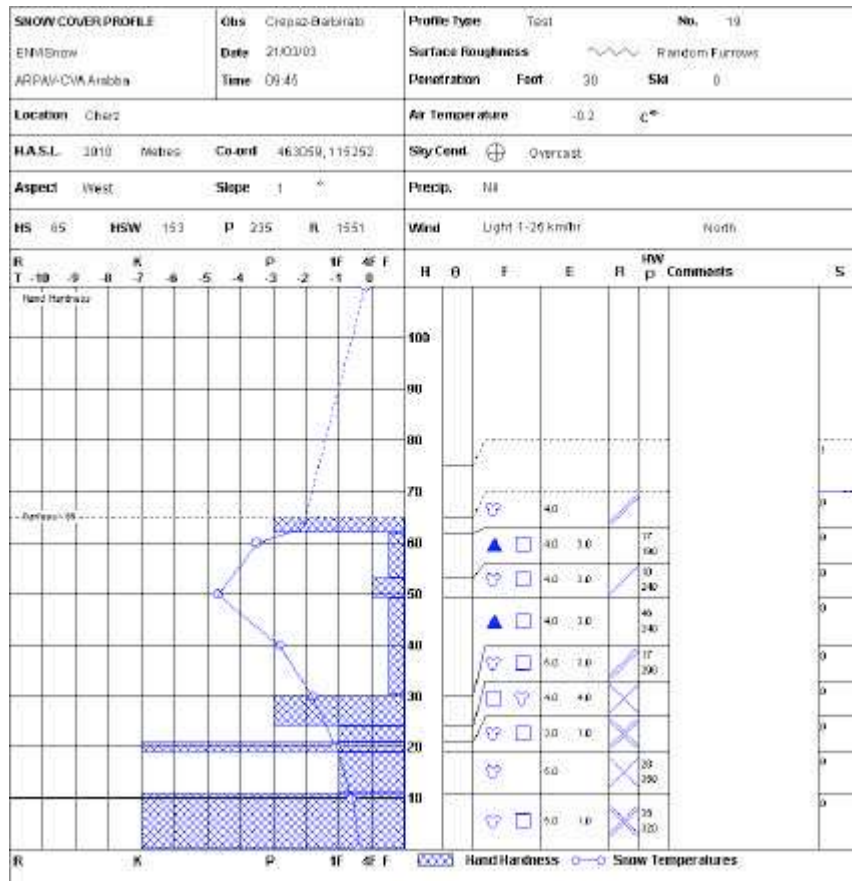


Figura 7.2.3.8 ? Profilo del manto nevoso del giorno 21 marzo 2003

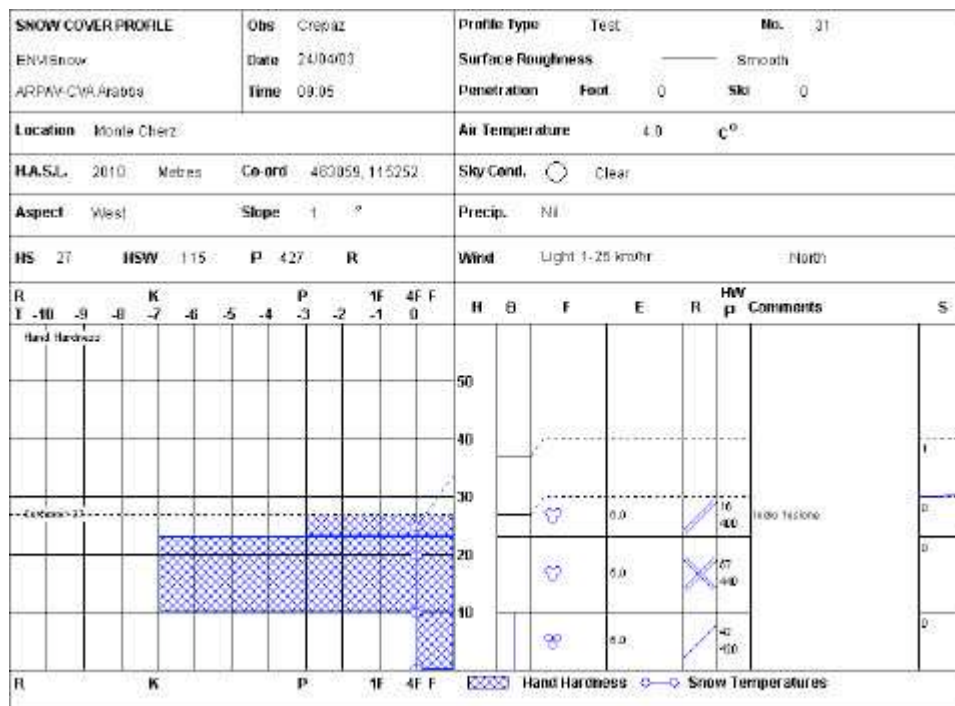


Figura 7.2.3.9 ? Profilo del manto nevoso del giorno 24 aprile 2003

Flusso termico (Figura 7.2.3.10)

Il flusso termico si è mantenuto entro valori molto limitati per tutto il periodo in cui il manto nevoso ha ricoperto il terreno con spessori significativi (almeno 20 cm): fino alla fine di aprile i valori registrati sono stati compresi fra 0 W/m^2 e 6 W/m^2 , con lunghi periodi in cui il flusso era praticamente nullo. Alla fine di Aprile, quando la neve si è completamente sciolta, si è registrato un rapido aumento del flusso di calore nel terreno, con un picco di valore negativo pari a -135 W/m^2 a mezzogiorno del 29 aprile, dovuto allo scongelamento e al riscaldamento dello strato di terreno che fino ad allora era a contatto con la neve. Successivamente i valori di flusso sono stati negativi durante il giorno con valori maggiori in valore assoluto di quelli positivi registrati durante la notte: questo dato sta chiaramente ad indicare come il terreno si scaldasse durante il giorno per poi rilasciare parte dell'energia accumulata durante la notte. Verso la metà di maggio una debole perturbazione ha portato una decina di cm di neve fresca e il flusso termico ne ha risentito facendo registrare nuovamente valori piccoli ed esclusivamente positivi, per poi tornare ad avere valori negativi significativi il giorno e valori positivi più contenuti la sera e la notte con il massimo assoluto registrato la sera del 30 giugno pari a 38 W/m^2 .

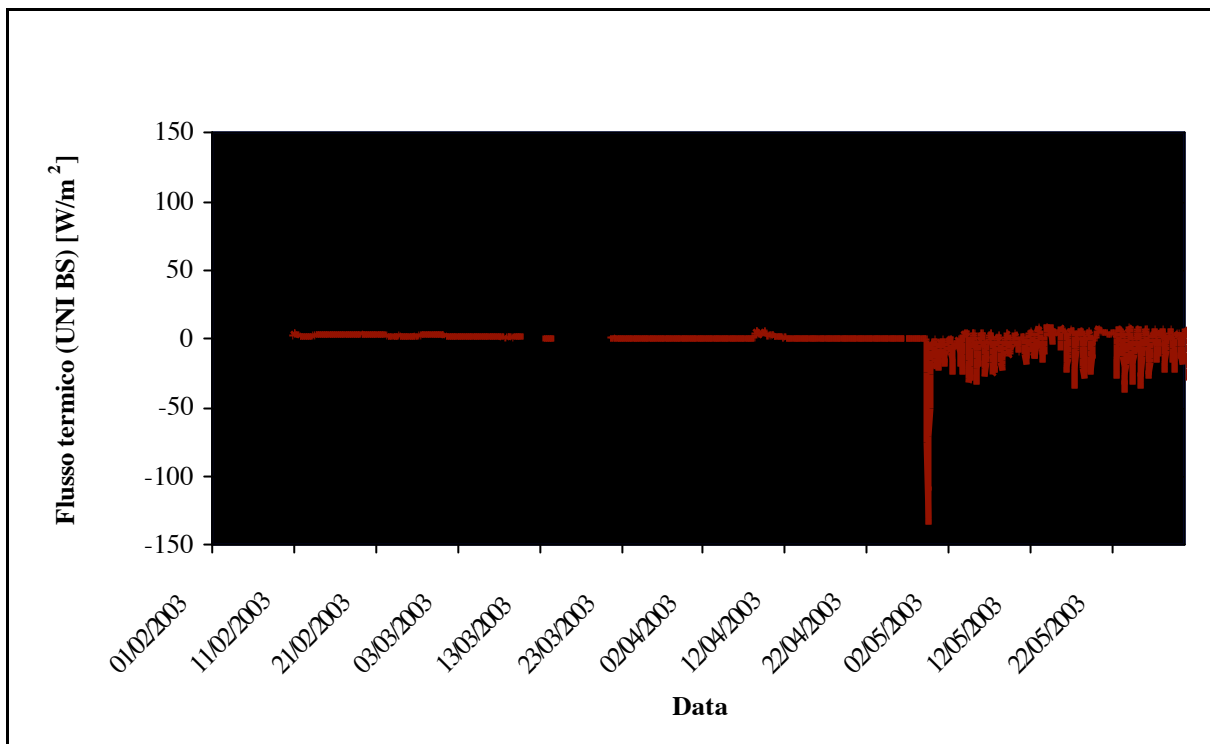


Figura 7.2.3.10 ? Flusso termico (strumentazione dell'Università di Brescia)

Altri sensori di temperatura

?? Temperatura a 32 cm (Figura 7.2.3.11)

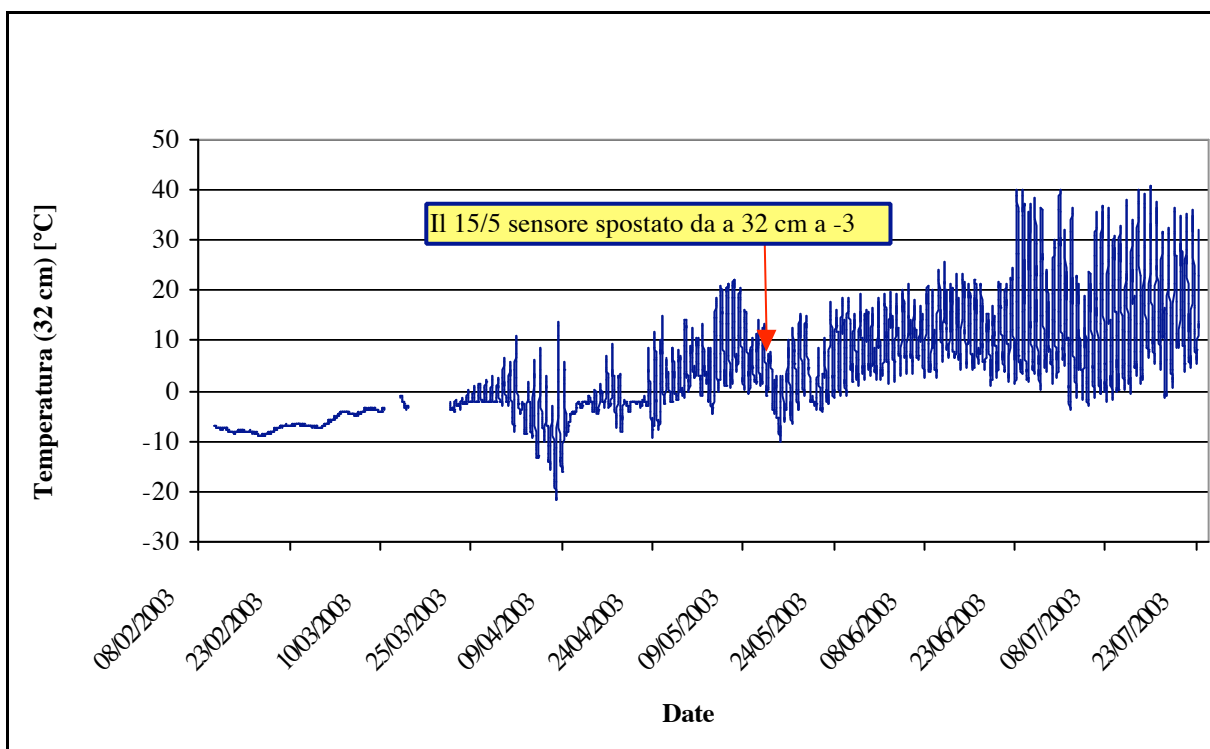


Figura 7.2.3.11 ? Andamento della temperatura a 32cm (a -3 cm dal 15 maggio) (strumentazione dell'Università di Brescia)

L'andamento della temperatura a 32 cm ha registrato escursioni abbastanza limitate e comprese fra $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ nei mesi di febbraio e marzo, quando l'altezza del manto nevoso era compresa fra i 75 cm ed i 45 cm. In seguito la temperatura ha cominciato ad aumentare finchè, quando il sensore è risultato completamente libero dalla neve, ha cominciato a seguire l'andamento della temperatura dell'aria, anche con escursioni più limitate. Il 15 maggio, quando praticamente, ormai al suolo rimaneva solo qualche chiazza di neve sparsa, il sensore della temperatura a 32 cm è stato spostato a 3 cm di profondità nel terreno (-3 cm) ed i valori di temperatura registrati hanno seguito un alternarsi di valori massimi (a metà giornata, fra le ore 11 e le ore 15) e di valori minimi (alla fine della notte, fra le ore 5 e 6) con il valore massimo assoluto registratosi il 15 luglio alle ore 11 pari a $41\text{ }^{\circ}\text{C}$.

?? Temperatura a 51 cm (Figura 7.3.2.12)

La temperatura a 51cm ha seguito l'andamento di quella a 32 cm sebbene con escursioni maggiori: il diagramma relativo, infatti presenta ampiezze maggiori, il che significa una altezza maggiore rispetto al suolo. Inoltre i valori più alti risultano anticipati rispetto al diagramma della temperatura a 32 cm, proprio perché il sensore, essendo più alto, è "uscito" dalla neve prima di quello a 32 cm. In seguito, il 26 aprile il sensore a 51 cm è stato spostato e posizionato ad una profondità di 10 cm nel terreno. Anche in questo caso il diagramma degli andamenti della temperatura in funzione del tempo rispecchia quello del sensore posizionato a 3 cm di profondità nel terreno: in questo caso però le escursioni di temperatura fra giorno e notte sono risultate più piccole, con valori minimi e

massimi più bassi: in particolare, la temperatura massima si è registrata il 16 luglio alle ore 15 ed è stata pari a circa 19 °C.

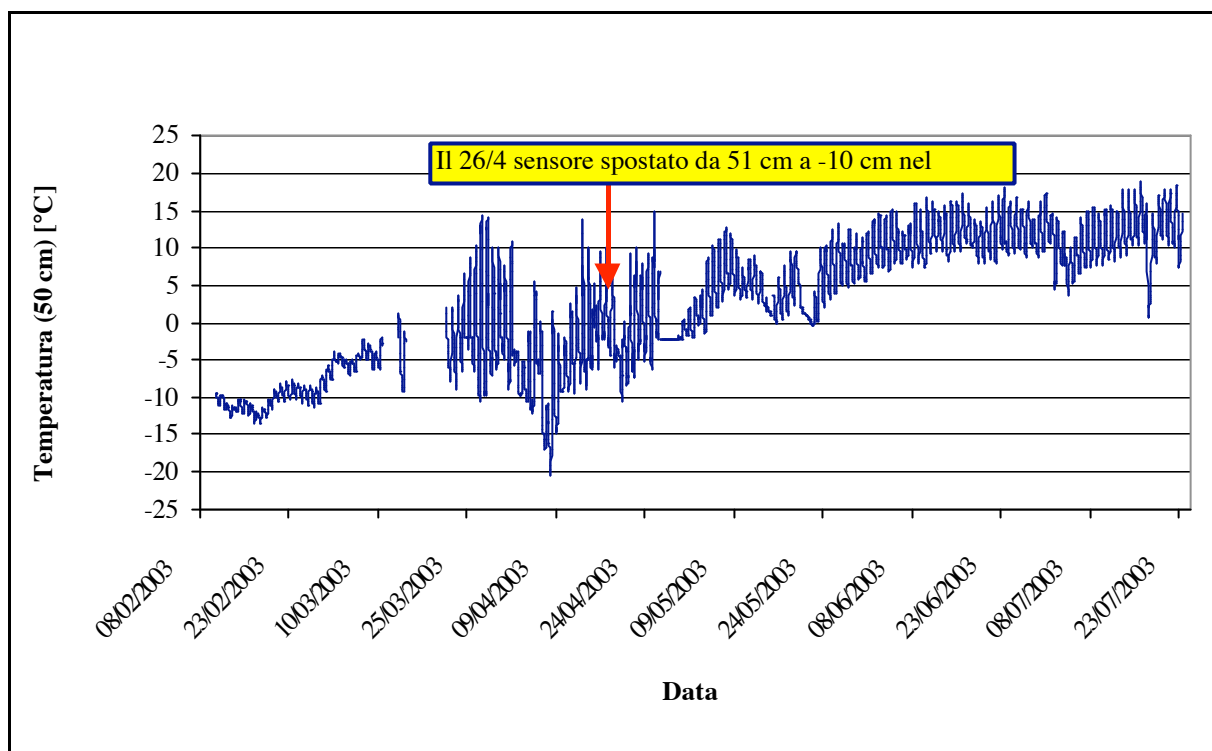


Figura 7.2.3.12 ? Andamento della temperatura a 50 cm (a -10 cm dal 15 maggio) (strumentazione dell'Università di Brescia)

?? Temperatura a -5 cm (Figura 7.3.2.13)

Anche in questo caso, come per il sensore della temperatura posizionato a -3 cm, l'andamento è stato abbastanza costante con valori poco sotto gli 0 °C fino a quando il suolo era ricoperto di neve (fine aprile): ciò sta ad indicare la forte funzione di isolante termico della neve. Non appena la neve al suolo si è sciolta, la temperatura ha cominciato ad aumentare seguendo un andamento abbastanza simile a quello riscontrabile nel diagramma del sensore a -3 cm, con escursioni e valori minimi lievemente minori ed uno sfasamento temporale legato alla maggiore profondità.

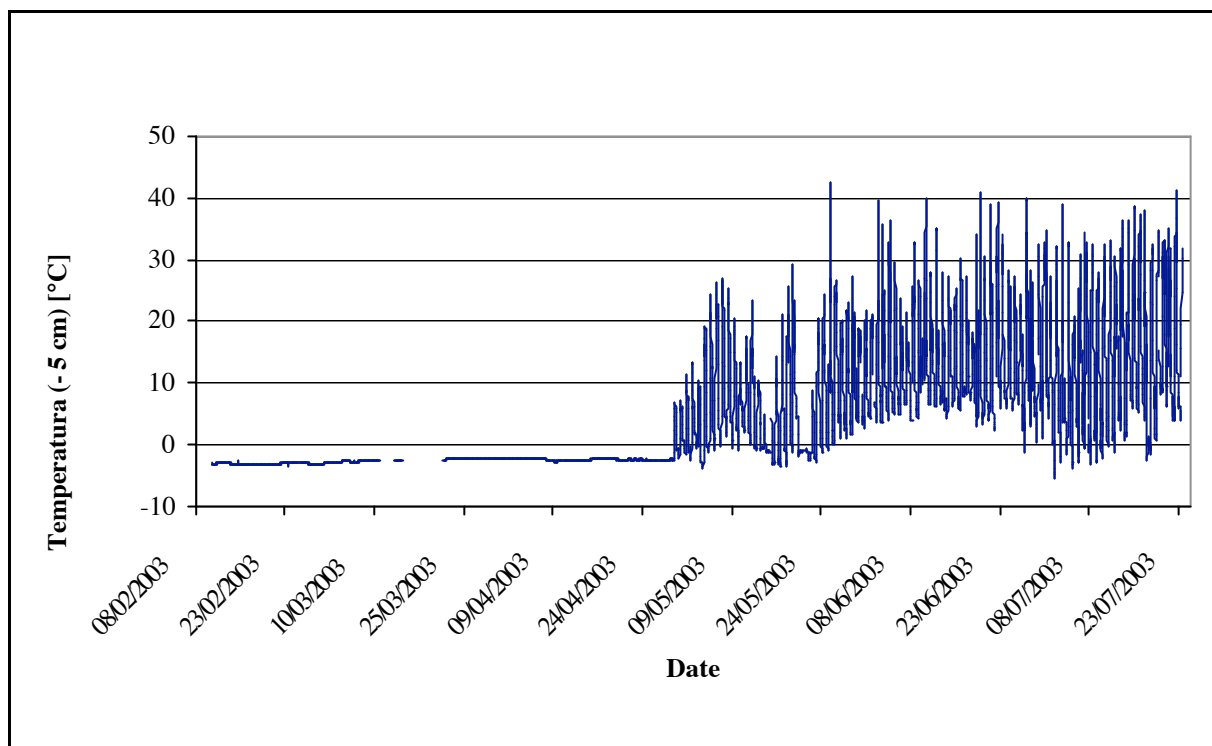


Figura 7.2.3.13 ? Andamento della temperatura a -5 cm (strumentazione dell'Università di Brescia)

?? Temperatura a 67 cm (Figura 7.3.2.14)

Il sensore posto a 67 cm fino al giorno 23 febbraio era inserito nel box prefabbricato in cui erano custoditi i computer ed i radiometri; fino a quella data le temperature registrate sono perciò poco significative ai fini di questa analisi. Dal 23 febbraio in poi le temperature registrate sono quasi coincidenti con quelle dell'aria, dal momento che l'altezza della neve era di 70 cm il 25 febbraio e di 68 cm il 28 febbraio (vedere le schede nivometriche in Allegati A).

Dal 10 marzo al 27 aprile purtroppo un problema al sensore non ha permesso di registrare alcun dato. Nel frattempo, il 21 marzo il sensore posto a 67 cm è stato spostato a 10 cm, rimanendo immerso nella neve fino alla fine di aprile, e ha registrato quindi valori negativi abbastanza costanti, attorno ai -2 °C. In seguito, una volta sciolta tutta la neve, la temperatura ha cominciato a risentire degli effetti

del flusso termico del terreno ed è quindi aumentato notevolmente, raggiungendo il massimo assoluto il giorno 7 maggio alle ore 16 con un valore di circa 37 °C.

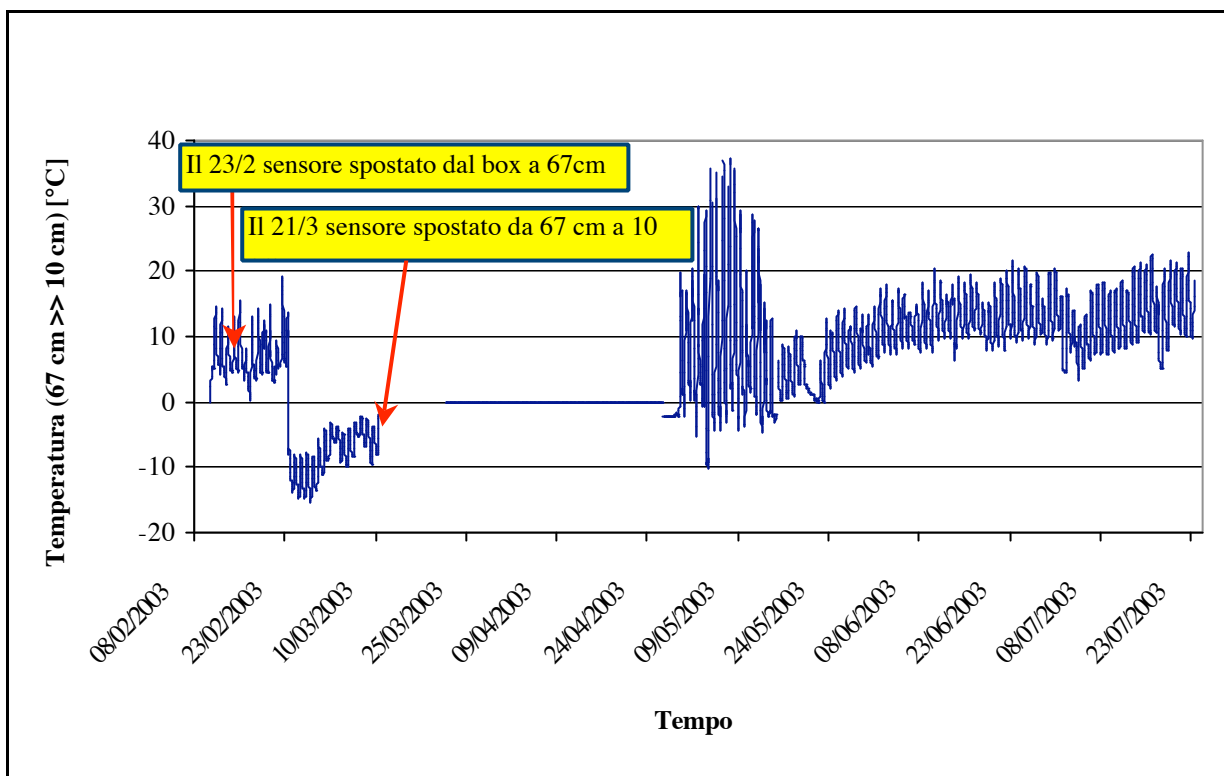


Figura 7.2.3.14? Andamento della temperatura a -5 cm (strumentazione dell'Università di Brescia)

In Allegati B è disponibile il grafico di confronto fra tutte le temperature misurate (Allegato B3).

7.3.3 ? STUDIO DI SENSITIVITA' RISPETTO AI PARAMETRI DEL MODELLO DI ALBEDO

Con il termine di "albedo" della neve si definisce la quantità di radiazione solare riflessa rispetto alla radiazione solare incidente.

Per pervenire ai risultati definitivi ottenuti dal modello, che verranno presentati nel prossimo paragrafo, è stato effettuato un lavoro di "affinamento" e "calibrazione" di alcuni parametri del modello "PDSM" per adattarlo il più possibile alle caratteristiche climatologiche del sito sperimentato e al succedersi degli eventi nivometeorologici che sono stati monitorati durante la stagione 2002-2003.

In particolare la sequenza delle variazioni effettuate sui parametri del modello è la seguente:

1. E' stato riconosciuto con le prime simulazioni un decadimento troppo rapido dell'albedo. Si è diminuita perciò la costante di decadimento KAM ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) dal valore 0.008 al valore 0.003.
Il decadimento dell'albedo è migliorato ma è stato riconosciuto un valore troppo alto di AM0 (albedo asintotico).
2. Il valore di albedo della neve fresca primaverile è risultato troppo alto: è stato perciò modificato il parametro ASPRIN, che nel modello "PDSM" rappresenta appunto il coefficiente di albedo per la neve fresca portandolo dal valore iniziale 0.815 a 0.735.
3. Si è intervenuto poi sul paramero A0 (Ampiezza della variazione stagionale di albedo) posto pari a 0.08 e sul parametro A1 (parametro di

scala temporale (giorni⁻¹) posto uguale a 0.16

4. Il parametro TSPRIN (parametro di locazione temporale (giorni)) è stato posto pari a 106 (Ranzi, 1990)

Si è controllato poi che i valori di albedo simulati fossero simili a quelli misurati.

Avendo notato un aumento di albedo verso la metà del mese di marzo, si è verificato se a metà marzo fosse nevicato o meno; in effetti dalle schede nivometriche (vedere Allegati A) sono stati rilevati 2 cm di neve fresca fra il 12 e il 13 marzo e 1 cm fra il 20 e il 21 marzo.

5. E' stata riconosciuta una compattazione della neve troppo rapida; è stato perciò diminuito il valore del parametro "alfas" da 0.5 a 0.2 e dell'esponente "betas" da 0.35 a 0.25 dell'equazione

$$Reduct = snow/rs * (hs/alfas)^{betas} \quad (Ranzi)$$

6. E' stata effettuata una riduzione della componente convettiva z dal valore 0.006 a 0.002.

7. E' stata effettuata una correzione di Z_w a 10 m e di Z_t a 4 m

$$K_e/km = 0.5 \quad \text{con } Z_t = \text{Termoigrometro}$$

e K_e/km = componente di scambio convettivo (vapore/massa quantità di moto)

Ciò ha comportato una minore velocità di fusione del manto nevoso.

Si nota verso il 12 marzo un aumento marcato dell'albedo ed un contemporaneo

incremento di altezza del manto nevoso di 1 cm. Si deduce che si deve essere verificata in corrispondenza di una nevicata di almeno 2 cm il giorno 10.3 alle ore 0.00. In effetti dalle schede nivometriche (cfr. Allegati A) risulta essersi verificata una nevicata di almeno 2 cm fra il 7 marzo e l'11 marzo: 7 marzo altezza neve = 67 cm, 11 marzo altezza neve = 68 cm. Dopo il 21 marzo si sono registrate altre nevicate: una di circa 5 cm il giorno 27 marzo . (27/3 mattina altezza neve = 47 cm, 27/3 pomeriggio altezza neve = 52 cm).

In Figura 7.3.3.1 è riportato il grafico con la radiazione riflessa ed i valori di albedo e albedo medio in 24 ore ottenuti dopo l'"affinamento" dei parametri del modello.

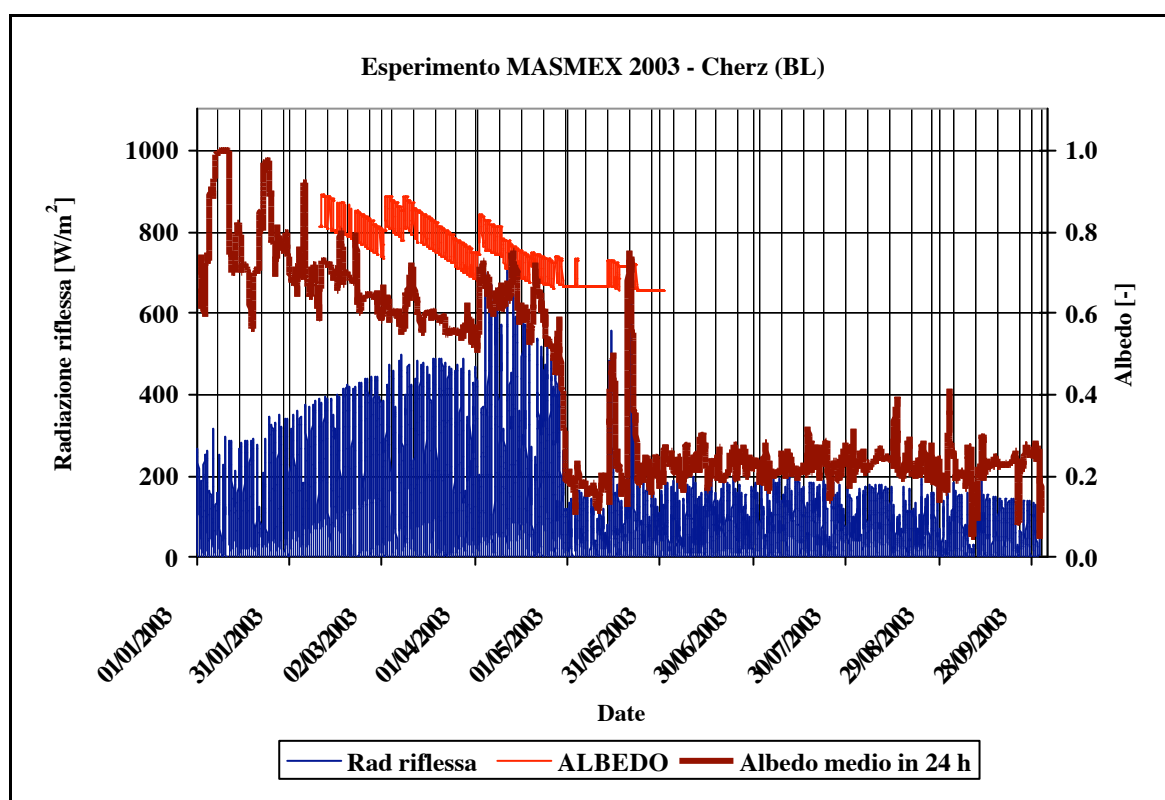


Figura 7.3.3.1 ? Andamento della radiazione riflessa e dell'albedo e albedo medio in funzione del tempo.

Si può notare come l'andamento dell'albedo aumenti in modo sensibile in occasione di nuove precipitazioni nevose e come i valori dell'albedo medio in 24

ore estivi siano molto più bassi, all'incirca 1/5 di quelli invernali.

7.3.4 ? CONFRONTI FRA I DATI SPERIMENTALI E I RISULTATI DEL MODELLO

Prima di riportare in forma grafica i risultati finali relativi a LWC (liquid water content), altezza del manto nevoso (H_n), equivalente in acqua del primo strato di 10 cm di neve (upper layer) e di quello immediatamente sotto a contatto con il terreno (lower layer), temperatura della neve, con i relativi confronti fra i dati sperimentali e le rispettive simulazioni del modello, verranno di seguito illustrate le altre calibrazioni effettuate sui parametri del modello. Sono stati fatti anche alcuni affinamenti sui dati in ingresso al modello, per cercare di correggere, per quanto possibile, gli errori intrinseci dei pluviometri ma anche per adattarli meglio alle caratteristiche del modello, sfruttando tutti i dati misurati disponibili.

1. Dal grafico di Figura 7.3.3.1 del paragrafo precedente si è notato un aumento di albedo nella prima metà del mese di marzo: si sono aggiunti ai dati in ingresso del modello 2 cm di neve la mattina del 9 marzo.
2. In base alla dettagliata descrizione dell'andamento nivometereologico fornito dal Centro Valanghe di Arabba (cfr. Capitolo 6) sono stati rilevati circa 30-40 cm di neve fresca nei primi giorni di aprile, che sono stati forniti come ulteriori dati in ingresso al modello.
3. Il giorno 3 aprile nelle ore in cui la velocità del vento risultava maggiore di 8 m/s sono stati aggiunti circa 6 mm di acqua ai dati del pluviometro del Pordoi, equivalenti a circa 10 cm di neve considerando una densità della neve pari a 0.1 ed un fattore di correzione di circa 1.5. Questo per

cercare di "compensare" le perdite dovute alle turbolenze provocate dal vento.

4. Sono stati aggiunti poi 3 mm tra il 9 ed il 10 aprile sempre in base alla relazione nivometeorologica del Centro Valanghe di Arabba.
5. Per quanto riguarda la densità della neve sono stati utilizzati valori di circa 0.1 nei mesi invernali (con fattore di correzione 1.5). In primavera però, si è ritenuto di utilizzare valori di densità doppi (0.2) con fattore di correzione pari a 2. Ad esempio, il 15 maggio a seguito di un sopralluogo effettuato sul sito ho potuto constatare personalmente che durante la notte erano caduti circa 10 cm di neve, valore abbastanza alto per quel periodo (Figura 7.3.4.1), che poi sono gradualmente scomparsi in breve tempo. Considerando una densità pari a 0.2 secondo quanto sopra stabilito si sono aggiunti ai dati in ingresso al modello altri 20 mm di equivalente in acqua.



Figura 7.3.4.1 ? Sopralluogo del 15/5 con rilevazione di 10 cm di neve fresca

La simulazione è terminata alle ore 17 del giorno 23 maggio, ora in cui è terminata la presenza di un manto nevoso misurabile al suolo secondo il modello "PDSM".

6. Un'ultima considerazione riguardo la scabrezza superficiale del manto nevoso: si è ritenuto opportuno ridurre il coefficiente di scabrezza portandolo dal valore di 1 mm a 0.5 mm. In questo modo è stato ridotto il valore dei termini convettivi del modello (che rappresentano il calore scambiato con l'atmosfera) ed è stata quindi abbassata la velocità di fusione del manto nevoso risultata eccessiva nelle prime simulazioni. Nelle Figure 7.3.4.2 e 7.3.4.3 sono rappresentati i pannelli che permettono

di apprezzare la scabrezza del manto nevoso presente al Chertz durante l'esperimento.

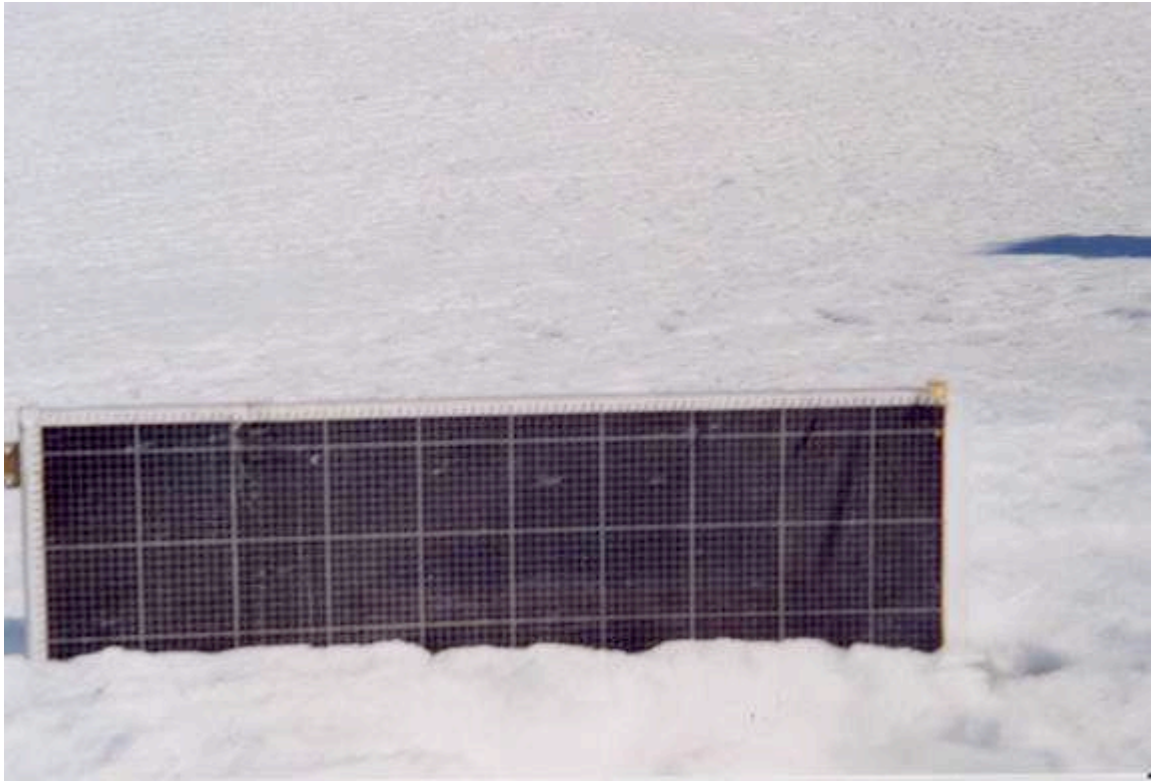


Figura 7.3.4.2 ? *Pannello di contrasto per evidenziare la rugosità della neve*

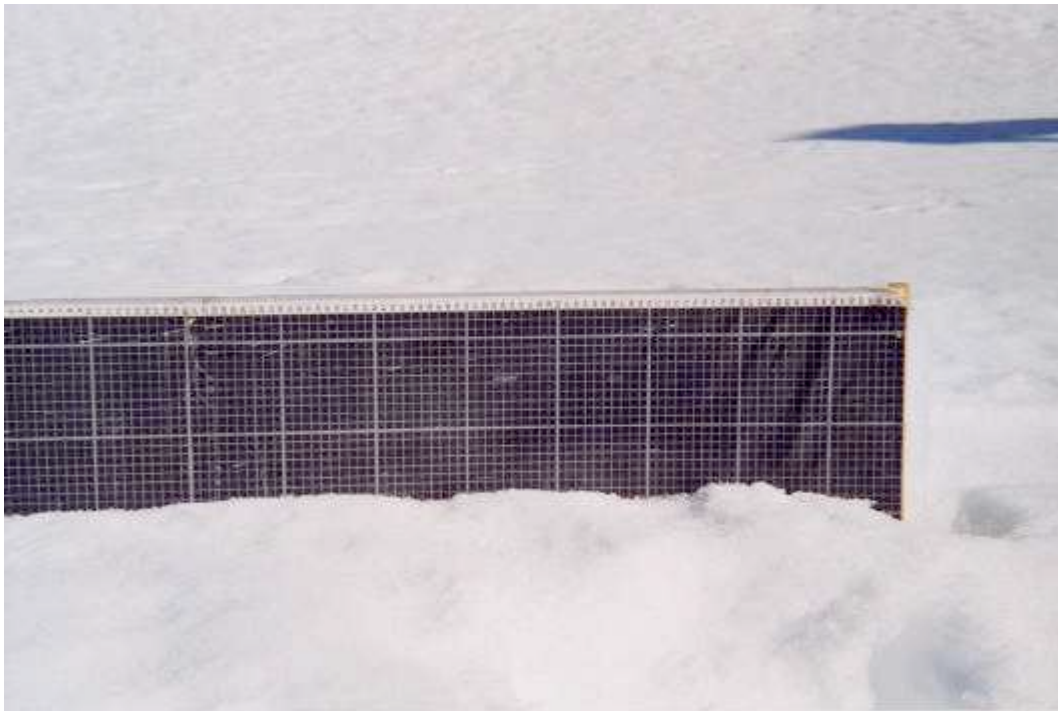


Figura 7.3.4.3 ? *Atro pannello per misurare la scabrezza superficiale.*

Nei grafici che seguono sono infine effettuati i confronti fra i risultati delle simulazioni e i dati sperimentali.

In Figura 7.3.4.4 della pagina seguente è raffigurato il confronto fra i valori di equivalente in acqua misurati e simulati. Sull'asse verticale secondario sono rappresentate le precipitazioni nevose. C'è una buona corrispondenza fra simulazione e realtà, a parte qualche discordanza nei mesi di febbraio e marzo che dove si è registrata una graduale diminuzione di equivalente in acqua nei dati sperimentali (dalla metà di febbraio circa), mentre la simulazione ha un andamento praticamente costante fino all'ultima settimana di marzo per poi seguire il medesimo andamento dei dati reali. Da notare la perfetta corrispondenza fra simulazione e realtà nel giorno 15 maggio, data del sopralluogo effettuato

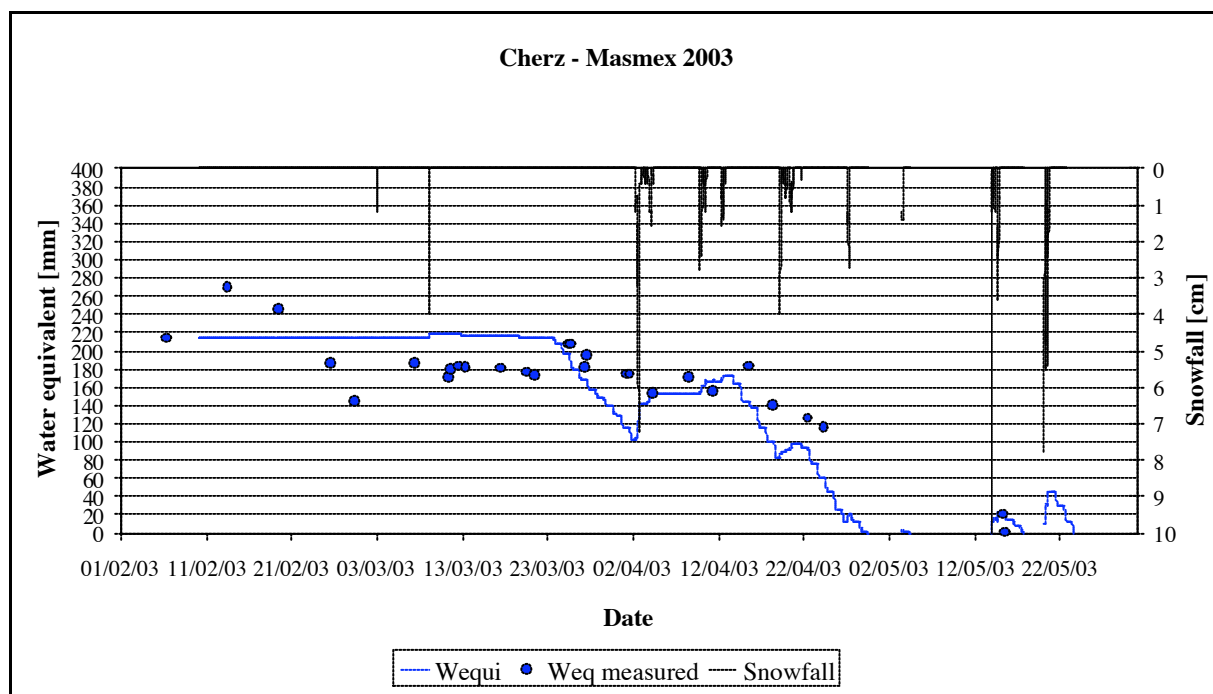


Figura 7.3.4.4 ? Confronto fra i valori di equivalente in acqua misurati (pallino blu) e simulati (linea continua). Sull'asse verticale secondario sono rappresentate le precipitazioni nevose.

In Figura 7.3.4.5 è rappresentato il contenuto in acqua relativo al mese di aprile.

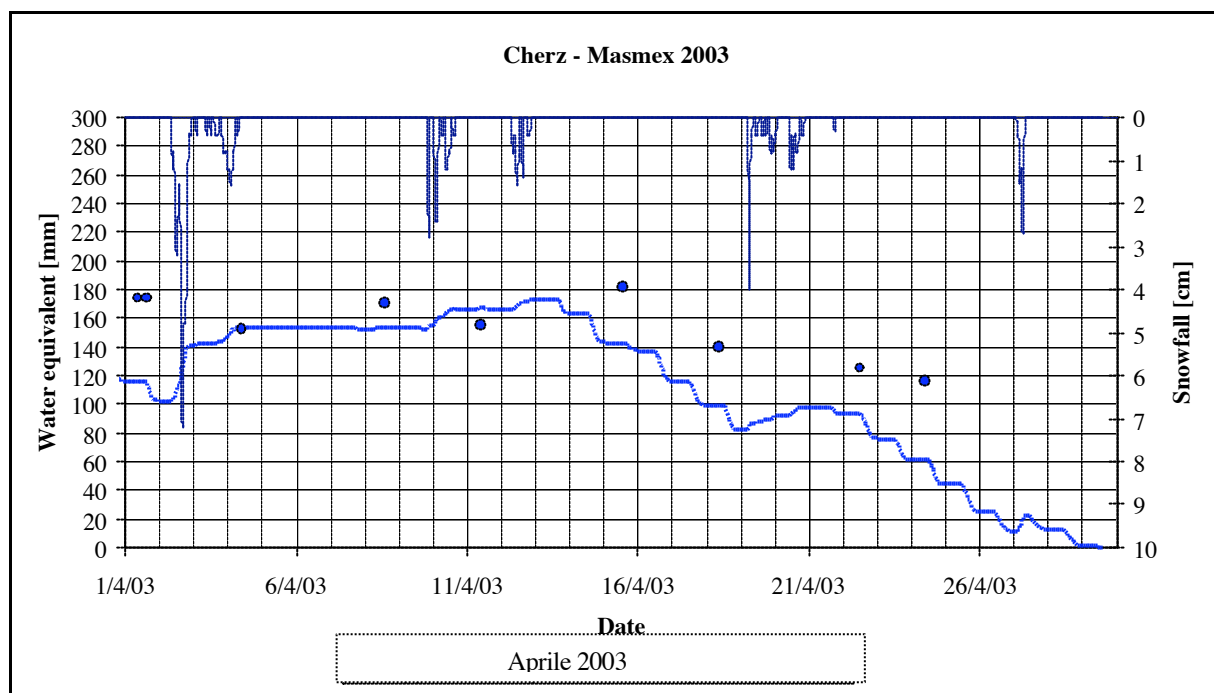


Figura 7.3.4.5 ? Confronto fra i valori di equivalente in acqua misurati (pallino blu) e simulati (linea continua) relativi al mese di aprile.

In Figura 7.3.4.6 è rappresentata la dispersione dei valori con la "perfect agreement line (linea di perfetta concordanza fra valori misurati e simulati).

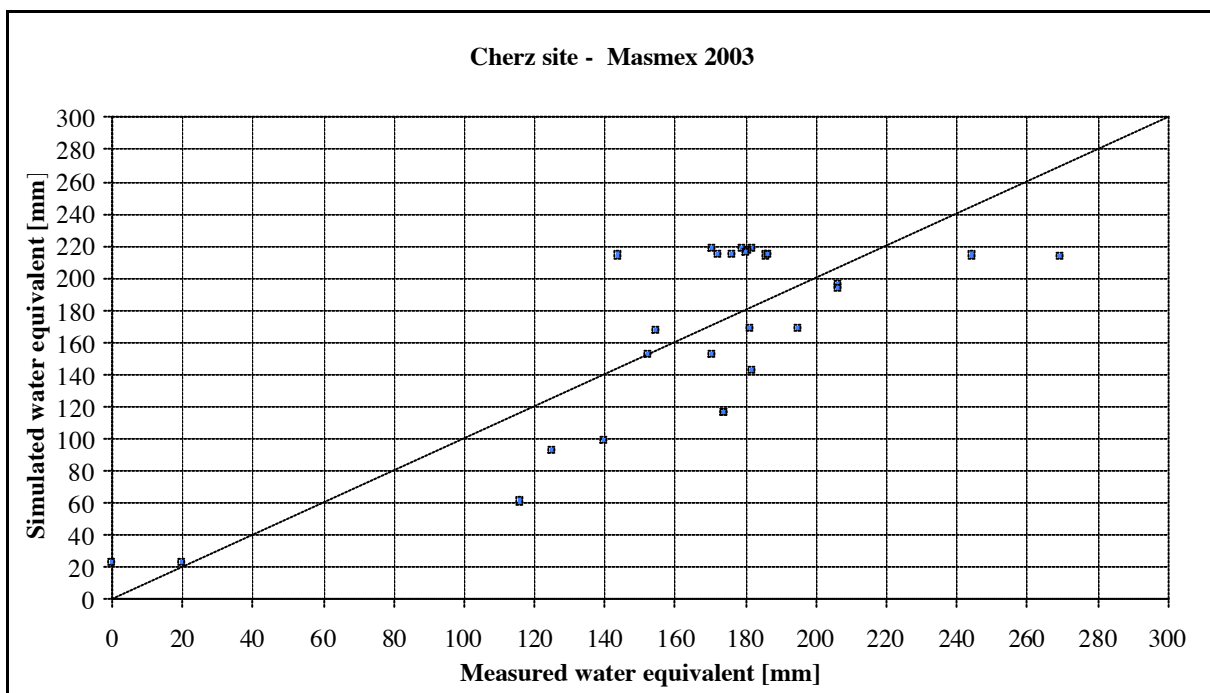


Figura 7.3.4.6 ? Perfect agreement line con i valori misurati (asse delle ascisse) e quelli simulati (asse delle ordinate)

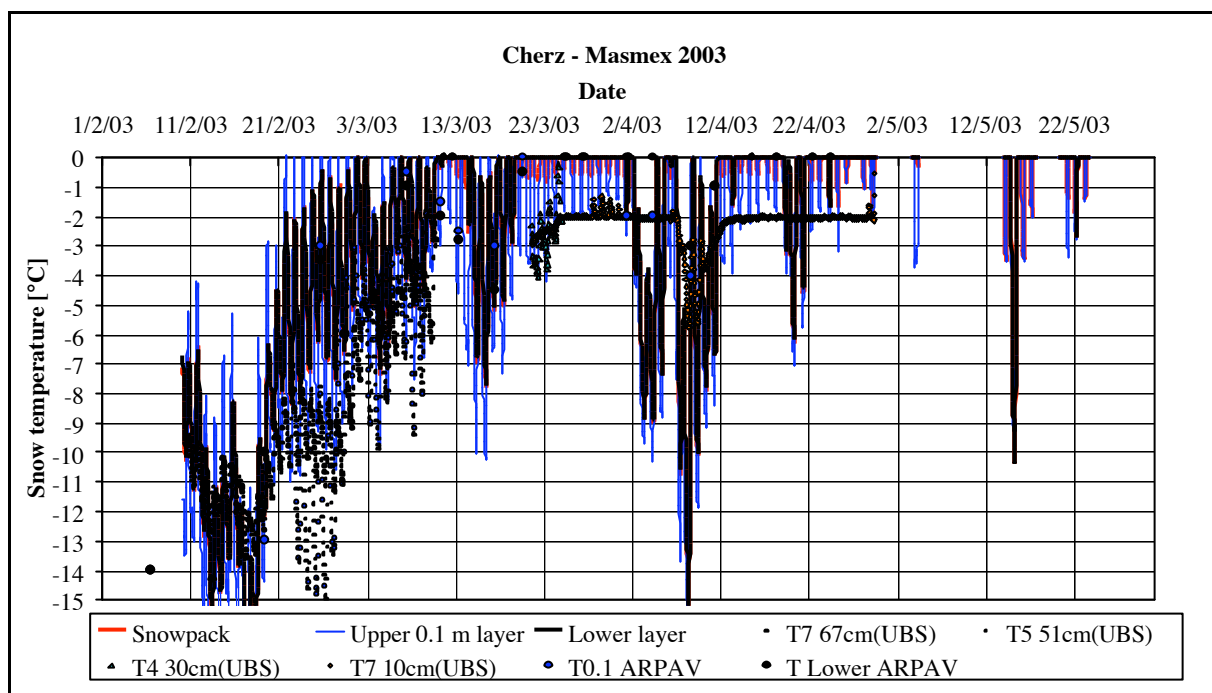


Figura 7.3.4.7 ? Confronti fra le temperature della neve simulate con quelle misurate alle varie altezze.

In Figura 7.3.4.7 è riportato il confronto fra gli andamenti delle temperature simulate (linee continue) e misurate (punti isolati). La linea continua rossa rappresenta la temperatura media del manto nevoso, quella continua blu lo strato di 10 cm superiore e quella nera lo strato inferiore della neve. Sono riportate anche le misure effettuate dalla stazione installata dall'università di Brescia, per ulteriore confronto.

I punti evidenziati in blu rappresentano invece le misure dello strato superiore del manto nevoso e quelli neri dello strato inferiore, effettuate dagli osservatori del Centro Valanghe di Arabba.

Si può notare come nella simulazione la temperatura del mese di febbraio sia abbia dato valori leggermente più bassi di quelli misurati.

In Figura 7.3.4.8 della pagina seguente è riportato invece un grafico analogo ma

relativo solo al mese di marzo.

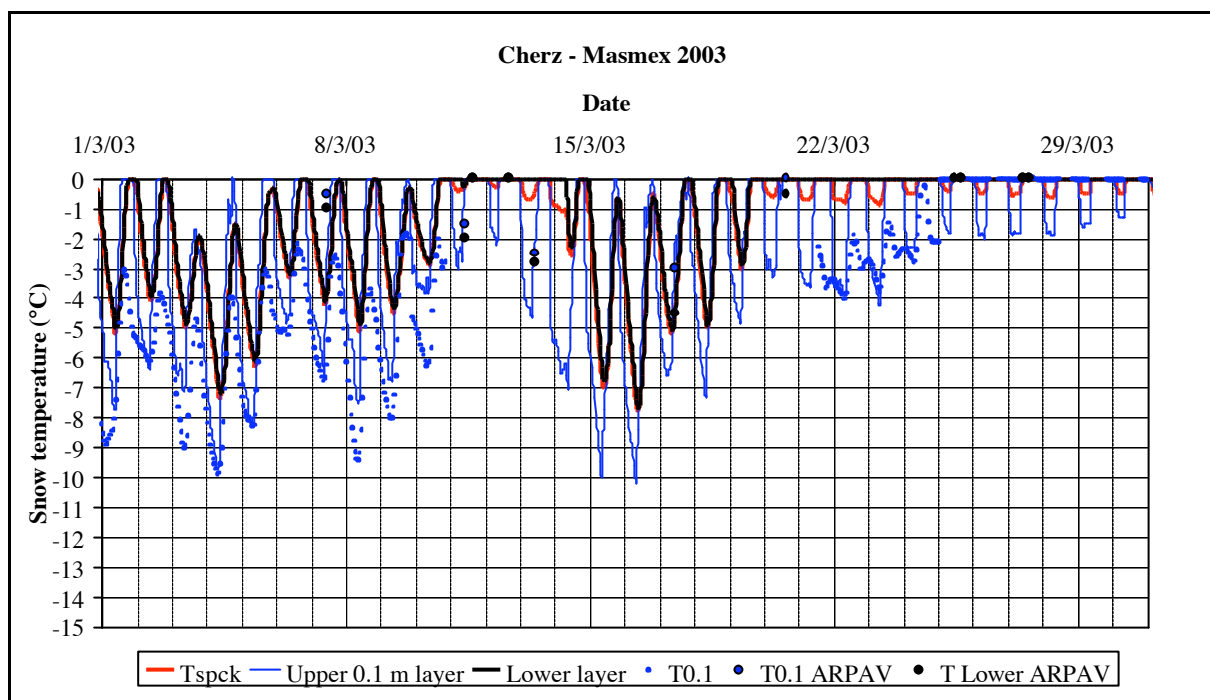


Figura 7.3.4.8 ? Confronti fra le temperature della neve simulate con quelle misurate alle varie altezze (marzo 2003)

I risultati simulati concordano abbastanza bene con quelli sperimentali, anche se le temperature fornite dal modello tendono ad essere, talvolta, leggermente superiori.

Nella Figura 7.3.4.9 nella pagina seguente è riportato il diagramma che rappresenta il confronto fra i valori del contenuto in acqua simulati e misurati. Sullo stesso diagramma è riportata anche l'altezza del manto nevoso relativa allo stesso periodo (febbraio – maggio). In particolare, sono rappresentati i valori dello strato superficiale (i primi 10 cm) del manto nevoso (upper layer) e dello strato sottostante che arriva fino al terreno (lower layer).

E' evidente come il contenuto in acqua nello strato inferiore sia praticamente nullo nei mesi invernali, per aumentare poi in primavera, proprio per l'effetto

“protettivo” dello strato superiore.

Lo strato superficiale risente, invece, maggiormente delle variazioni di temperatura, che sono più marcate a partire dal mese di marzo in poi: la conseguenza è un aumento graduale del contenuto in acqua nei periodi con temperature abbastanza alte per poi diminuire sensibilmente nei periodi più freddi, come a metà marzo e all’inizio di aprile.

Verso la fine di aprile si nota la che in entrambi gli strati nevosi il contenuto di acqua è nullo e ciò è imputabile al fatto che in quel periodo il manto nevoso è scomparso dal suolo per alcuni giorni.

Verso la metà e la fine del mese di maggio si può notare dal diagramma un aumento del contenuto in acqua proprio in corrispondenza delle precipitazioni nevose registrate.

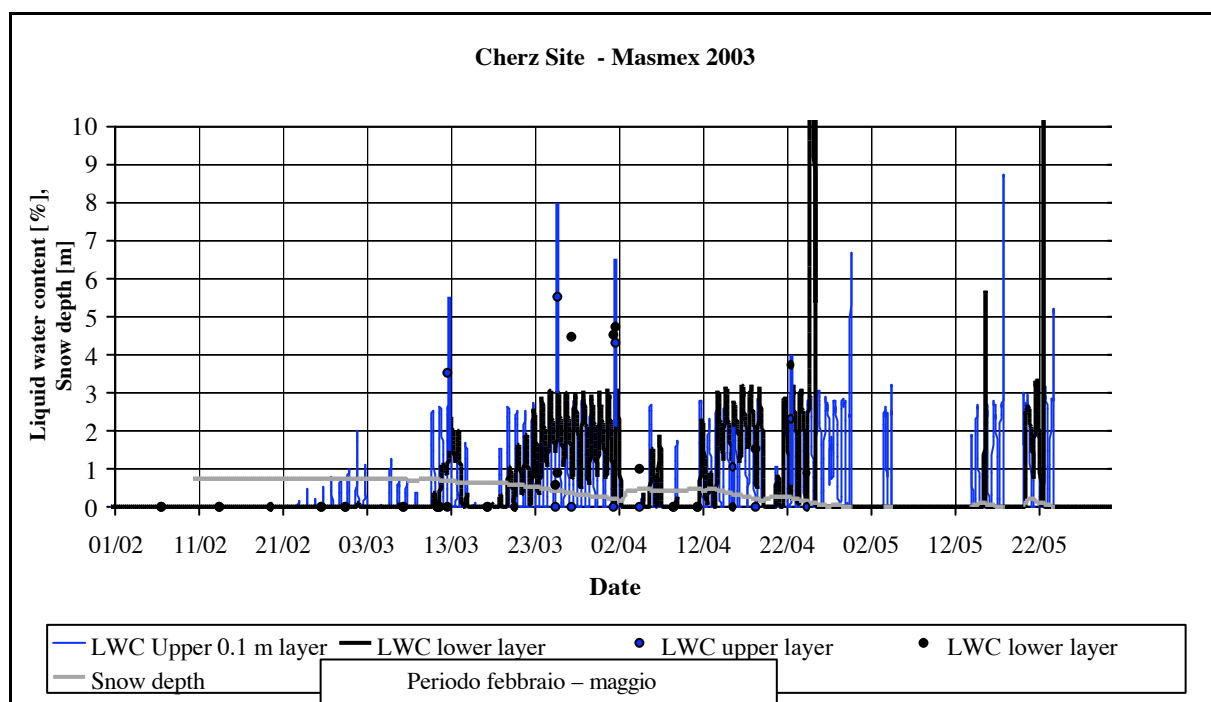


Figura 7.3.4.9 ? Confronti fra i valori di contenuto in acqua (%) simulati (linea continua) e misurati (pallini). E' riportato in grigio anche il corrispondente andamento dell'altezza della neve.

In Figura 7.3.4.10 è riportato, invece, un grafico analogo ma con rappresentati

solo i dati relativi al mese di marzo.

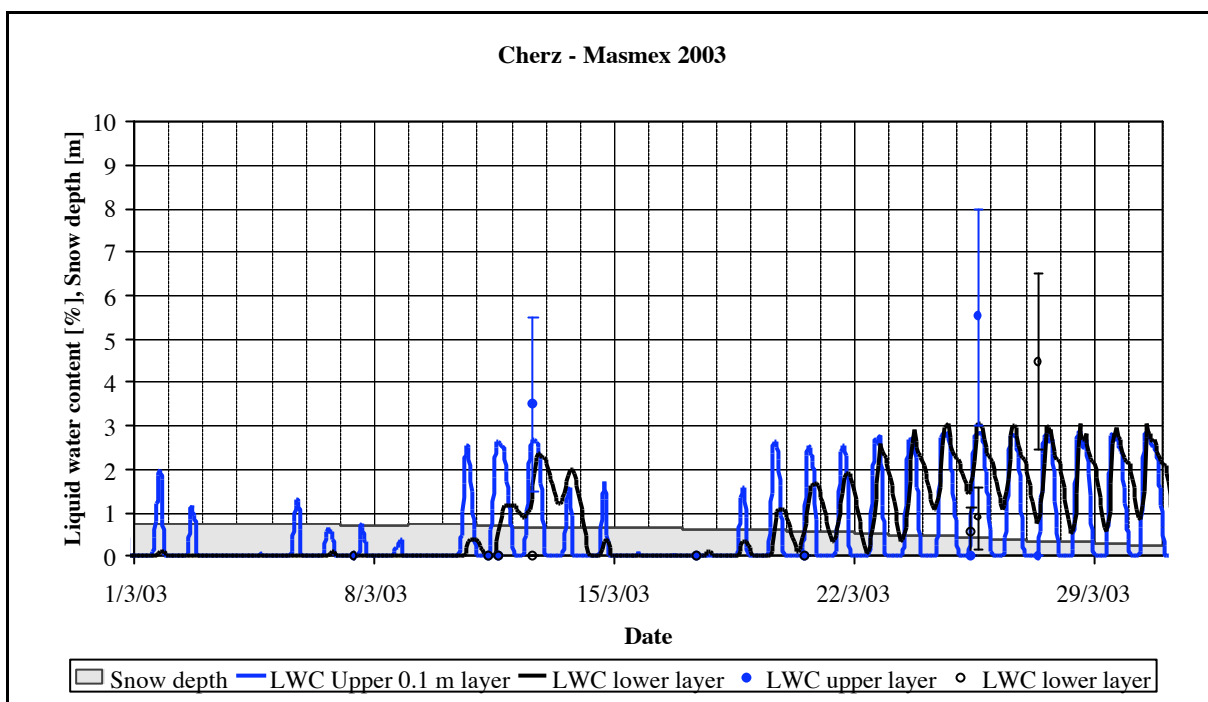


Figura 7.3.4.10 ? Particolari del contenuto in acqua liquida relativo al solo mese di marzo

Osservando il diagramma si può notare la buona concordanza fra dati simulati e sperimentali.

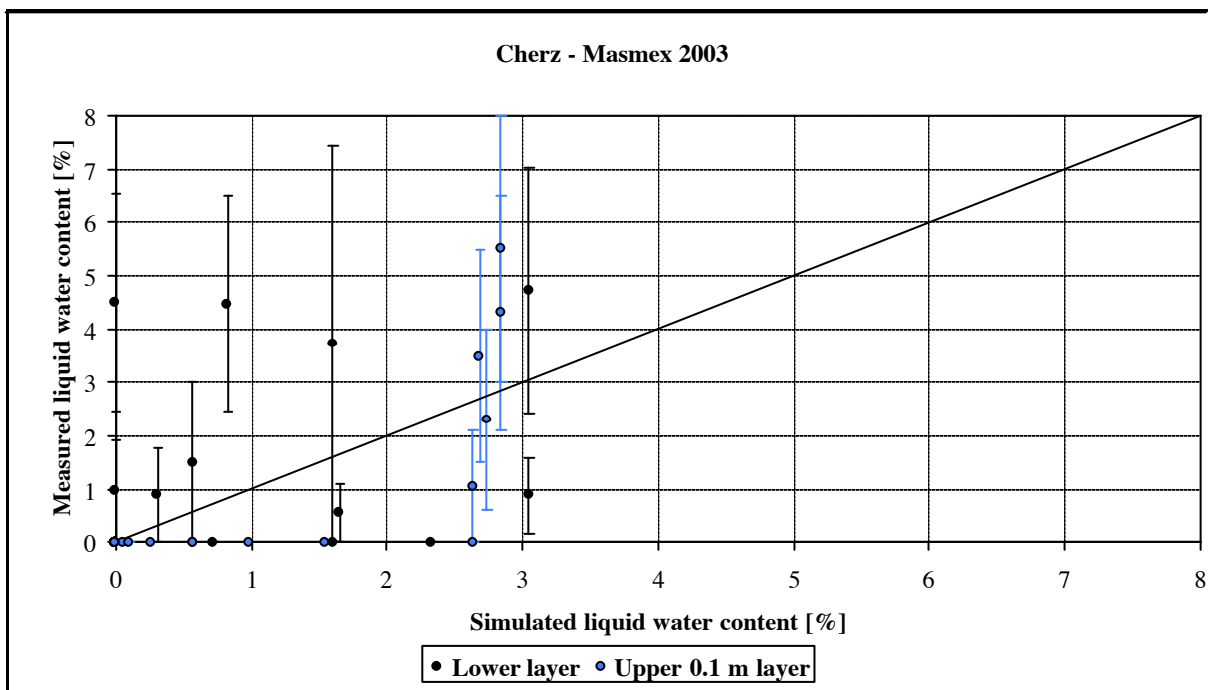


Figura 7.3.4.11 ? Perfect agreement line con i valori misurati (asse delle x) e quelli simulati (asse delle y)

In Figura 7.3.4.11 è rappresentata la dispersione dei valori con la "perfect agreement line" (linea di perfetta concordanza fra valori misurati e simulati) relativa al contenuto in acqua liquida.

In Figura 7.3.4.12 è riportato il confronto fra la simulazione e le misurazioni dell'altezza del manto nevoso (H_n), con le relative precipitazioni nevose sull'asse delle ordinate secondario (snowfall). Si può notare una certa coerenza fra valori misurati e simulati, fatta eccezione per una certa sovrastima della velocità di fusione del manto nevoso per quanto riguarda i valori simulati nel mese di marzo, dovuto probabilmente a dei valori un po' troppo alti degli scambi convettivi forniti in ingresso al modello di simulazione, a loro volta dovuti alla mancanza di alcuni dati in alcuni periodi, a causa di problemi di alimentazione all'apparecchiatura di acquisizione dei dati stessi.

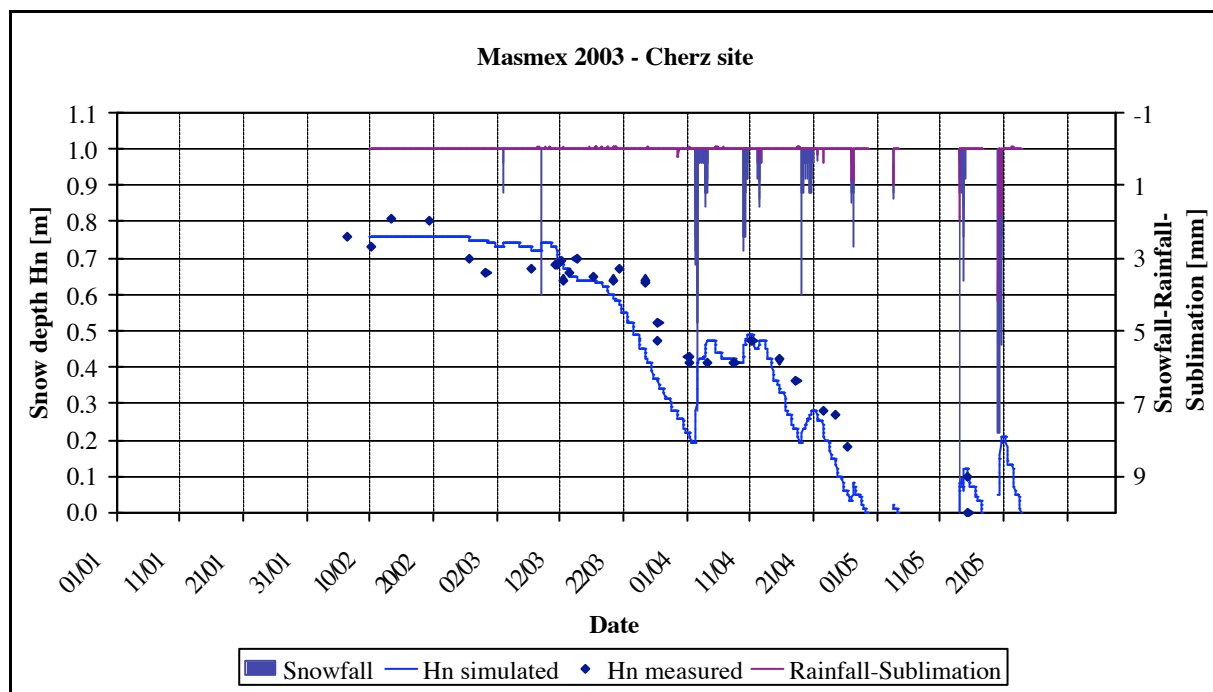


Figura 7.3.4.12 ? Confronto fra valori misurati (rombi blu) e simulati (linea continua) dell'altezza del manto nevoso durante la stagione.

Nello stesso diagramma sono riportate anche le precipitazioni e i quantitativi di pioggia o neve di sublimazione relativi a tutto il periodo dell’esperimento.

Infine, in Figura 7.3.4.13 nella pagina seguente è riportata anche per l’altezza del manto nevoso la dispersione dei valori con la “perfect agreement line” (linea di perfetta concordanza fra valori misurati e simulati).

Globalmente, comunque il confronto fra i dati simulati e quelli sperimentali si può ritenere più che soddisfacente, in considerazione anche del fatto che per il restante periodo di simulazione c’è un’ottima concordanza fra di essi.

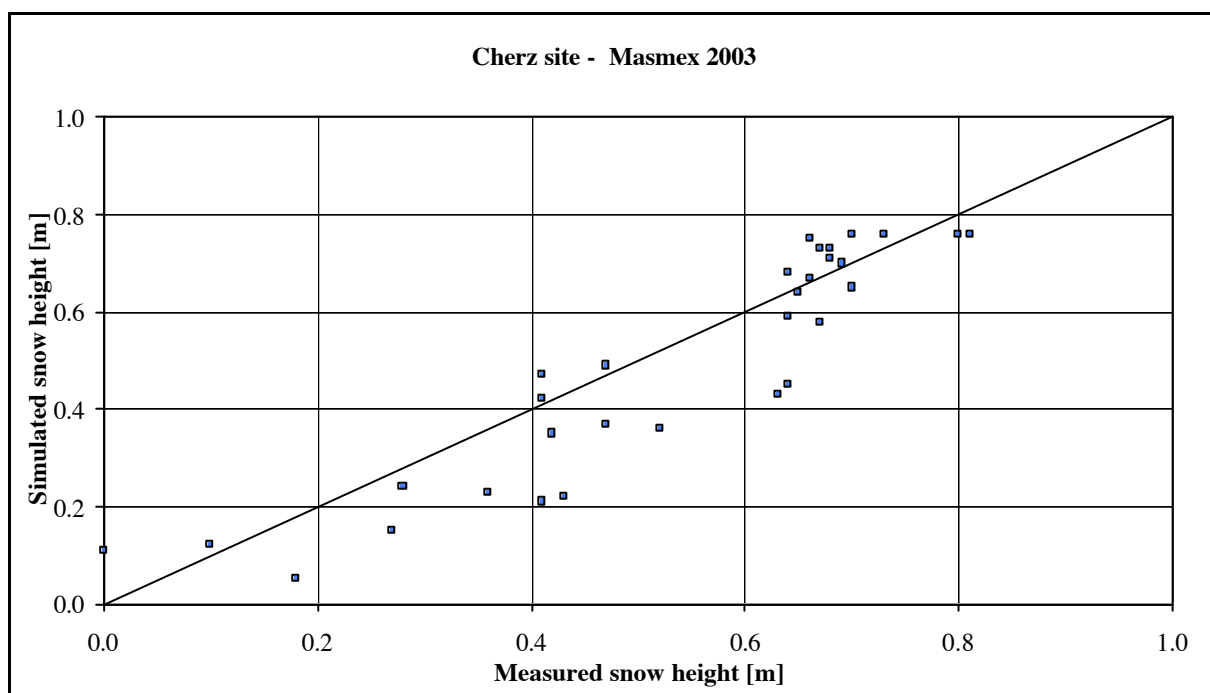


Figura 7.3.4.13 ? Perfect agreement line con i valori misurati (asse delle x) e quelli simulati (asse delle y)

In Allegati B infine, si possono trovare i grafici relativi ai valori di temperature della neve, contenuto in acqua liquida, equivalente in acqua per gli altri mesi; più grafici non sono stati riportati in questo capitolo perché ritenuti meno significativi di quelli presentati.