

**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA**

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN: TERRITORIO, AMBIENTE, RISORSE E SALUTE

INDIRIZZO: IDRONOMIA AMBIENTALE

CICLO: XXII

EFFETTO DELLE VARIAZIONI CLIMATICHE SULLA CRIOSFERA E SULL'IDROLOGIA DEI BACINI D'ALTA QUOTA

Direttore della Scuola: Ch.mo Prof. VASCO BOATTO

Coordinatore d'indirizzo: Ch.mo Prof. MARIO ARISTIDE LENZI

Supervisore: Ch.mo Prof. GIANCARLO DALLA FONTANA

Co-supervisore: Ch.mo Prof. FEDERICO CAZORZI

Dottorando: LUCA CARTURAN

31 Gennaio 2010

RIASSUNTO

Il presente lavoro propone una serie di ricerche riguardanti la criosfera alpina e la sua attuale fase evolutiva, nel contesto delle variazioni climatiche in atto a scala globale. L'attenzione è stata rivolta al gruppo montuoso dell'Ortles-Cevedale, individuando due aree campione su cui svolgere le indagini. Sul settore meridionale è stata scelta l'alta val de La Mare, mentre sul settore settentrionale è stata scelta la vedretta Alta dell'Ortles.

La tesi è composta di quattro parti principali: i) una parte iniziale in cui si introduce la materia, ii) una seconda parte in cui si descrivono le aree di studio e le campagne di misura sul terreno, iii) una terza parte in cui si propongono i risultati delle indagini di terreno, e iv) una quarta parte in cui si descrive l'implementazione e l'applicazione di un modello per la simulazione del bilancio di massa glaciale.

Le indagini di campagna sono state focalizzate sui ghiacciai, sul permafrost e sul comportamento delle variabili meteorologiche ad alta quota. Le misure di bilancio di massa sui ghiacciai del Careser e de La Mare confermano un trend negativo in atto a partire dagli anni '80 del secolo scorso e accentuatosi dopo il 2003. Tuttavia il comportamento dei due ghiacciai è tutt'altro che omogeneo, come evidenziato dai risultati delle misurazioni che hanno messo in evidenza importanti differenze anche tra aree glacializzate geograficamente molto vicine. Sul ghiacciaio de La Mare il bilancio di massa nel 2008 e nel 2009 è stato misurato con due tecniche diverse (metodo glaciologico diretto e metodo idrologico). I due metodi hanno fornito risultati analoghi e la loro combinazione ha consentito di conseguire una maggiore robustezza nella valutazione del bilancio annuale su un ghiacciaio caratterizzato da notevole difficoltà di accesso.

Le indagini sul regime termico del suolo e sulla distribuzione del permafrost sono state eseguite combinando indagini geomorfologiche, misure di temperatura delle sorgenti e misure di temperatura superficiale del suolo. Le ricerche confermano la presenza di permafrost alpino discontinuo mediamente oltre i 2700 m di quota. Esistono tuttavia importanti differenze dovute alle condizioni micro-climatiche locali, che in ambienti caratterizzati da orografia complessa esibiscono una elevata variabilità spaziale. Coerentemente con quanto riportato nella letteratura scientifica, all'interno dell'area di studio la distribuzione del permafrost sembra essere controllata dalla quota e dall'esposizione prevalente. Tuttavia importanti differenze ed eccezioni esistono nel caso dei rock glaciers, che grazie alla loro conformazione sono in grado di favorire la conservazione del permafrost a quote insolitamente basse.

Le indagini sul comportamento delle variabili meteorologiche hanno riguardato la stima degli afflussi di precipitazione ad alta quota, la variabilità spaziale e temporale dell'albedo e la ciclicità diurna della copertura nuvolosa. Per ottenere stime attendibili di precipitazione alle quote più elevate è necessario un adeguato processamento dei dati grezzi misurati dai pluviometri, che tenga conto dell'errore strumentale. Tale errore non è affatto trascurabile, e aumenta in funzione della velocità del vento e della frequenza delle precipitazioni solide, inficiando considerevolmente il calcolo dei gradienti pluviometrici verticali e compromettendo l'estrapolazione dei dati dalle stazioni di misura alle aree prive di strumentazione. L'albedo è una variabile chiave nella regolazione del bilancio energetico e dell'ablazione sulla superficie dei ghiacciai. Le osservazioni eseguite per mezzo di una stazione meteorologica automatica installata su ghiacciaio e tramite campagne di misura con albedometro portatile confermano la sua elevata variabilità spaziale e temporale. L'eterogeneità dell'albedo del ghiaccio è legata soprattutto alla percentuale di copertura detritica superficiale. Sui ghiacciai investigati è emersa una significativa relazione tra albedo e quota, dovuta al progressivo accumulo di detrito e impurità verso i settori frontali. I dati di radiazione globale misurati da due stazioni meteorologiche automatiche installate in alta val de La Mare, hanno consentito di mettere in evidenza l'esistenza di una ciclicità diurna piuttosto regolare

della copertura nuvolosa, durante la stagione estiva, dovuta alla convezione termica. Questa ciclicità è in grado di apportare una variabilità significativa dell'energia disponibile per l'ablazione in ghiacciaio.

Sulla vedretta Alta dell'Ortles nell'estate 2009 sono state eseguite ricerche multidisciplinari, mirate all'accertamento di condizioni ottimali per una perforazione profonda prevista nel 2011, finalizzata al prelievo di una carota di ghiaccio da utilizzare per scopi di ricostruzione paleoclimatica. Le osservazioni hanno riguardato l'ambito glaciologico, chimico-fisico e geofisico e confermano la presenza di ghiaccio "freddo", tassi di accumulo netto prossimi a 800 mm/anno, e spessori massimi del ghiacciaio pari a circa 75 m. Questi risultati sono incoraggianti e indicano condizioni favorevoli per le future indagini paleoclimatiche.

La conoscenza dei processi fisici che regolano l'accumulo e l'ablazione in ambiente glaciale, acquisita e migliorata per mezzo delle indagini di terreno, ha consentito di implementare un modello di simulazione del bilancio di massa glaciale. Il modello è basato su un approccio modellistico di tipo concettuale, che ha lo scopo di migliorare il metodo "grado giorno" mediante l'introduzione di un indice morfo-energetico ricavato dal modello digitale del terreno. L'implementazione del modello in ambiente glaciale ha comportato l'inserimento di parametrizzazioni in grado di descrivere i processi dominanti che controllano l'accumulo e l'ablazione, tra cui la redistribuzione della neve, l'effetto raffreddante delle superfici glaciali, l'albedo e la copertura nuvolosa. Il modello ha fornito ottime performances, ottenute utilizzando input meteorologici provenienti esclusivamente da stazioni collocate al di fuori dei ghiacciai. Le nuove parametrizzazioni che sono state proposte per la redistribuzione della neve e per il ciclo diurno della copertura nuvolosa sono in grado di apportare significativi miglioramenti nella simulazione del bilancio di massa. L'aspetto più critico da cogliere riguarda la variabilità spaziale dei processi di accumulo, governata dalla redistribuzione eolica e gravitativa del manto nevoso. I processi di ablazione sono fortemente influenzati dall'effetto raffreddante delle superfici glaciali e dalla copertura nuvolosa, che mostrano un'elevata variabilità nel tempo e nello spazio.

ABSTRACT

This work focuses on the alpine cryosphere and its present evolution, in connection with the global ongoing climate change. The research was carried out in two experimental areas of the Ortles-Cevedale massif (European Alps, Italy): i) the upper sector of val de La Mare and ii) the vedretta Alta dell'Ortles. These experimental sites are located in the southern and northern parts of the mountain group, respectively.

The work is composed of four main parts: i) a first part which introduces the research topic, ii) a second part which describes the study areas and field campaigns, iii) a third part with the results of field investigations and iv) a fourth part which describes the implementation and application of a model for the simulation of the glacier mass balance.

The field investigations were mainly focused on glaciers, on permafrost and on the behavior of meteorological variables at high altitude. The mass balance measurements on Careser and La Mare glaciers confirm the negative phase, which worsened since 2003. However the behavior of the two glaciers is not homogeneous, and noticeable differences in mass balance exist even at short distances. In 2008 and 2009 the mass balance of La Mare glacier was measured by combining two different methods (direct glaciological and hydrological method). The two techniques provided similar results, and their association appears to increase the robustness of the mass balance estimates, in a glacier with problematic access.

The researches on the ground thermal regime and permafrost distribution were accomplished by means of observations regarding the periglacial geomorphology, the temperature of springs and the temperature of ground surface. The investigations confirm the existence of discontinuous permafrost above 2700 m, on average. Anyway, the micro-climatic conditions exhibit high heterogeneity in alpine areas with complex topography, and strongly influence the permafrost presence. As reported in literature, in the study area the permafrost distribution is mainly controlled by the elevation and by the prevailing aspect. Rock glaciers are important exceptions, since they allow the preservation of permafrost at lower altitudes and in otherwise unfavorable areas.

The investigations on the behavior of meteorological variables were mostly focused on the estimation of precipitation at high altitude, on the spatial and temporal variability of surface albedo and on the daily cycle of cloud cover. Raw precipitation data coming from raingauges need to be accurately processed, in order to obtain reliable estimations of precipitations at high elevations. The gauge error is not negligible and increases with the wind speed and frequency of snowfalls. The use of uncorrected data lead to wrong calculation of precipitation vertical gradients and invalidate the extrapolation of precipitations from weather stations to ungauged areas. Albedo is a key variable in glaciers, since it regulates the energy balance and ablation rates. Its high spatial and temporal variability was assessed by means of incoming and outgoing shortwave radiation measurements carried out by an automatic weather station placed over a glacier surface. Additional information came from distributed measurements of albedo on Careser and La Mare glaciers, by means of a portable albedometer. The ice albedo is strongly related to the debris cover and to the elevation. The automatic weather stations which operates in the upper sector of val de La Mare provided incoming global radiation data which were used to spotlight a diurnal cycle in cloud cover. This cycle is recursive in summer, and it is caused by thermal convection. This behavior lead to significant effects on the availability of energy for glacier melt processes.

The multidisciplinary investigations executed in summer 2009 on the vedretta Alta dell'Ortles were aimed to gain useful indications in perspective of a future drilling operation, which is foreseen in 2011 for paleoclimatic investigations. Glaciological, chemical, physical and geophysical analyses were accomplished, which confirmed the presence of "cold" ice, net mass gains in the latest years

which averages 800 mm/year, and maximum ice depths around 75 m. These results are encouraging and indicates the possibility that a climate history is preserved in the Ortles ice.

The knowledge which was acquired about the physical processes which regulate the accumulation and ablation on glaciers, by means of the field campaigns, allowed the implementation of a model for the simulation of the glacier mass balance. The aims were to build up an operational tool, derived from the temperature-index modeling approach to snow and ice melt, which preserves simplicity and wide applicability. The temperature-index modeling scheme was improved by including the distributed clear-sky shortwave global radiation as an energy index in a multiplicative melt algorithm. Model implementation involved the parameterization of major processes controlling accumulation and ablation on glaciers. Among them, the snow redistribution, glacier cooling effect, surface albedo, and cloud cover were taken into account. Simulation results confirmed the efficiency of the modeling approach, which only uses currently available off-site meteorological data (temperature and precipitations). The parameterizations proposed for the snow redistribution and for the diurnal cycle of cloud cover led significant improvements to the simulation of accumulation and ablation processes. Snow redistribution remains the most difficult process to model by using simple and empirical redistribution schemes based on a DTM. Melt processes simulations appear to be strongly influenced by the glacier cooling effect, and by the cloud cover, which show a strong variability in space and time.

INDICE

Riassunto	1
Abstract	3
Indice	5
Indice delle figure.....	9
Indice delle tabelle	15
CAPITOLO 1 - INTRODUZIONE.....	17
1.1 - Motivazioni e obiettivi	17
1.2 - Componenti della criosfera alpina	20
1.2.1 - Ghiacciai e neve stagionale	20
<i>Definizioni</i>	20
<i>La trasformazione della neve in ghiaccio</i>	20
<i>Suddivisione teorica di un ghiacciaio in zone</i>	22
<i>Geomorfologia glaciale</i>	24
<i>Classificazione</i>	25
<i>Processi di accumulo</i>	26
<i>Processi di ablazione</i>	28
<i>Il bilancio di massa glaciale</i>	30
<i>La misurazione del bilancio di massa</i>	32
<i>Tecniche di modellazione del bilancio di massa</i>	33
1.2.2 - Permafrost e terreno congelato	36
<i>Definizioni</i>	36
<i>Processi</i>	36
<i>Geomorfologia periglaciale</i>	38
<i>Tecniche d'indagine</i>	39
<i>Mappatura e modellazione del permafrost</i>	42
CAPITOLO 2 - DESCRIZIONE DELL'AREA DI STUDIO E DELLE INDAGINI SPERIMENTALI.....	45
2.1 - Area di studio	45
2.2 - Descrizione dei siti sperimentali e delle campagne di misura	48
2.2.1 - Ricerche in alta val de La Mare.....	48
<i>Descrizione del bacino sperimentale</i>	48
<i>Misure di bilancio di massa glaciale</i>	50
<i>Indagini sul regime termico del suolo e sul permafrost</i>	53
<i>Misure idrometriche</i>	54
<i>Indagini sul comportamento delle variabili meteorologiche ad alta quota</i>	55
2.2.2 - Ricerche sulla Vedretta Alta dell'Ortles	61

<i>Descrizione del sito sperimentale</i>	61
<i>Indagini glaciologiche</i>	63
<i>Indagini chimico-fisiche</i>	63
<i>Indagini geofisiche</i>	64
CAPITOLO 3 - RISULTATI DELLE INDAGINI SULLA CRIOSFERA	67
3.1 - Indagini sul comportamento delle variabili meteorologiche ad alta quota.....	67
3.1.1 - Stima delle precipitazioni ad alta quota: validazione per mezzo di dati di bilancio di massa glaciale.....	67
<i>Area di studio</i>	67
<i>Disponibilità e processamento dei dati</i>	68
<i>Correzione dei dati di precipitazione</i>	71
<i>Stima della precipitazione invernale ad alta quota</i>	73
<i>Osservazioni conclusive</i>	75
3.1.2 - Indagini sulla variabilità dell'albedo in ghiacciaio.....	77
<i>Analisi e parametrizzazione dell'albedo della neve</i>	78
<i>Analisi e parametrizzazione dell'albedo del ghiaccio</i>	82
3.1.3 - Analisi della ciclicità diurna della copertura nuvolosa	90
3.2 - Misure di bilancio di massa glaciale	92
3.2.1 - Misure con il metodo glaciologico diretto	92
3.2.2 - Misure con il metodo idrologico	99
<i>Calcolo della scala delle portate e analisi degli idrogrammi</i>	99
<i>Calcolo delle componenti del bilancio idrologico e valutazione del bilancio di massa sul ghiacciaio de La Mare</i>	102
3.2.3 - Sviluppo di una tecnica di estrapolazione del bilancio di massa mediante regressione lineare multipla.....	104
<i>Considerazioni iniziali</i>	104
<i>Estrapolazione del bilancio invernale</i>	104
<i>Estrapolazione del bilancio estivo</i>	107
<i>Calcolo del bilancio netto</i>	111
<i>Considerazioni conclusive</i>	112
3.3 - Indagini sul regime termico del suolo e sulla distribuzione del permafrost.....	113
3.3.1 - Indagini geomorfologiche	113
3.3.2 - Misure di temperatura alle sorgenti	115
3.3.3 - Monitoraggio del regime termico della superficie del suolo	119
3.3.4 - Considerazioni conclusive	127
3.4 - Ricerche sulla vedretta Alta dell'Ortles	130
3.4.1 - Indagini glaciologiche.....	130

3.4.2 - Indagini chimico-fisiche	133
3.4.3 - Indagini geofisiche	135
3.4.4 - Considerazioni conclusive.....	138
CAPITOLO 4 - MODELLAZIONE DEL BILANCIO DI MASSA GLACIALE	139
4.1 - Considerazioni iniziali	139
4.2 - EISModel: l'approccio modellistico.....	141
4.2.1 - Trattamento dei dati di temperatura	141
4.2.2 - Trattamento dei dati di precipitazione.....	141
4.2.3 - Simulazione dei processi di accumulo	142
4.2.4 - Simulazione dei processi di fusione	142
<i>Fusione da pioggia.....</i>	<i>143</i>
<i>Fusione termica e radiativa</i>	<i>143</i>
<i>Fusione notturna.....</i>	<i>143</i>
<i>Calcolo della radiazione globale con cielo sereno.....</i>	<i>144</i>
<i>Simulazione dell'albedo</i>	<i>144</i>
<i>Simulazione della copertura nuvolosa.....</i>	<i>145</i>
4.3 - Applicazione di EISModel nel periodo 2003-2008 sui ghiacciai dell'alta val de La Mare. 146	
4.3.1 - Implementazione del modello	146
<i>Trattamento dei dati meteorologici di input</i>	<i>146</i>
<i>Calcolo dei parametri di inizializzazione</i>	<i>149</i>
4.3.2 - Simulazione delle componenti stagionali del bilancio di massa	149
<i>Simulazione del bilancio estivo.....</i>	<i>149</i>
<i>Simulazione del bilancio invernale</i>	<i>153</i>
4.3.3 - Simulazione del bilancio netto cumulato nel periodo 2003-2008.....	158
4.3.4 - Simulazione della copertura nevosa estiva.....	162
4.3.5 - Simulazione del bilancio di massa nell'anno idrologico 2002-'03	164
4.4 - Considerazioni conclusive.....	167
CONCLUSIONI.....	169
Riferimenti bibliografici.....	173
Ringraziamenti	187

Indice delle figure

Figura 1 - Transizione da neve a ghiaccio di ghiacciaio.	21
Figura 2 - Sottile strato di ghiaccio sovrapposto a valle della snow line (a destra). A sinistra si osserva l'affioramento del ghiaccio di ghiacciaio, più scuro. Area di ablazione del ghiacciaio de La Mare, il 12-08-2009.	22
Figura 3 - Suddivisione teorica di un ghiacciaio.	23
Figura 4 - Tipica suddivisione della superficie di un ghiacciaio delle latitudini temperate al termine dell'estate.	23
Figura 5 - I tre principali meccanismi di azione della redistribuzione eolica del manto nevoso.	27
Figura 6 - I due principali meccanismi di azione della redistribuzione gravitativa del manto nevoso.	27
Figura 7 - Tipico andamento annuale del bilancio di massa su un punto collocato nella zona di accumulo di un ghiacciaio.	31
Figura 8 – Profilo termico verticale estivo e invernale di un terreno interessato da permafrost e terminologia (Seppi, 2006).	37
Figura 9 - Foto aerea di un rock glacier nel gruppo Ortles-Cevedale. (Ortofoto digitale della Provincia Autonoma di Trento. Nulla osta dell'IGM alla diffusione N. 280 del 22/07/1996 controllato ai sensi della legge N. 68 del 02/02/1960).	38
Figura 10 – Profilo termico verticale estivo e invernale di un terreno interessato da permafrost e terminologia (Scapozza, 2009).	40
Figura 11 - Inquadramento geografico del gruppo Ortles-Cevedale.	45
Figura 12 - Medie mensili di temperatura (in alto), precipitazione (al centro) e altezza neve (in basso) alla stazione di Careser diga (2605 m), nel periodo 1967-2007.	47
Figura 13 - Corografia dell'alta val de La Mare. In rosso è stata evidenziata la sua posizione all'interno del gruppo Ortles-Cevedale. In azzurro sono stati evidenziati i due ghiacciai dove vengono eseguite le misure di bilancio di massa.	49
Figura 14 - I quattro ghiacciai dell'alta val de La Mare, fotografati nell'estate del 2007. Da sinistra il ghiacciaio del Careser, de La Mare, Venezia e Rossa.	50
Figura 15 - Misure di accumulo in ghiacciaio. In alto a sinistra sondaggi di spessore del manto nevoso, a destra misure di densità in trincea, in basso la relazione tra profondità del manto nevoso ed equivalente cumulato dalla superficie.	51
Figura 16 - Misure di bilancio estivo nell'estate 2008 sul ghiacciaio de La Mare. In alto a sinistra, perforazione del ghiaccio con trivella manuale per l'infissione di una palina di ablazione. In basso a sinistra, si scava una trincea a quota 3500 m a fine settembre, per misurare l'equivalente in acqua della neve residua. In alto a destra la stratigrafia all'interno della trincea.	52
Figura 17 - Indagini sul permafrost e terreno congelato. In alto a sinistra, alla fronte di un rock glacier nei pressi del passo della Forcola; in alto a destra, misura di temperatura di una sorgente; in	

basso a sinistra, collocazione di un mini-logger sulla superficie del terreno; in basso a destra, sonda BTS.....	54
Figura 18 - In alto a sinistra, l'idrometro installato al Pian Venezia (2298 m) e, a destra, il bacino sotteso. A fianco il sensore piezometrico alloggiato all'interno del tubo.....	55
Figura 19 – Stazione meteorologica Davis installata presso la diga del Careser	56
Figura 20 - Disposizione della strumentazione nivo-meteorologica in uso alla diga del Careser.....	57
Figura 21 – La stazione nivo-meteorologica automatica installata sulla superficie del ghiacciaio de La Mare a quota 2980 m. Sullo sfondo, il Cevedale.	58
Figura 22 - Il pluviometro installato a breve distanza dall'AWS del ghiacciaio de La Mare, su roccia in posto.....	59
Figura 23 - Misurazione dell'albedo in prossimità della palina n°3 sul ghiacciaio de La Mare.....	60
Figura 24 - Localizzazione spaziale dei siti di misura dell'albedo mediante albedometro portatile, nelle stagioni estive 2007 e 2008.....	60
Figura 25 - La vedretta Alta dell'Ortles, ripresa da nord.	61
Figura 26 - Corografia della vedretta Alta dell'Ortles. In rosso è stata evidenziata la sua posizione all'interno del gruppo Ortles-Cevedale. Le indagini sono state eseguite sul settore superiore del ghiacciaio.....	62
Figura 27 – A sinistra e al centro misure glaciologiche in trincea; a destra le due paline di ablazione installate nei pressi della cima dell'Ortles (www.ortles.org).	63
Figura 28 - Alcune fasi durante le indagini chimico-fisiche eseguite sulla vedretta Alta dell'Ortles il 12-06-2009. In alto a sinistra, si inserisce il carotiere per la perforazione. In alto a destra durante il processamento dei campioni di ghiaccio. In basso a sinistra pulizia del carotiere prima del prelevamento del campione di ghiaccio. In basso a destra un campione di firn contenente lenti di ghiaccio (www.ortles.org).	64
Figura 29 - Indagini geofisiche con georadar sul settore superiore della vedretta Alta dell'Ortles (www.ortles.org).....	65
Figura 30 – Collocazione geografica dell'area di studio. Per la denominazione delle stazioni meteo fare riferimento alla Tabella 4.	68
Figura 31 – Velocità media mensile del vento su una stazione di fondovalle e su una stazione d'alta quota.	70
Figura 32 – Serie storica del bilancio invernale misurato sul ghiacciaio del Careser.	71
Figura 33 – Serie dei fattori di correzione medi stagionali per le precipitazioni solide a Careser diga.. ..	72
Figura 34 – Distribuzione spaziale media (1978-2005) della precipitazione invernale a) non corretta, b) corretta; in c) la differenza tra a) e b).	74
Figura 35 – Confronto tra bilancio di massa invernale misurato sul ghiacciaio del Careser e precipitazione calcolata sul ghiacciaio per mezzo di: a) precipitazioni non corrette, b) precipitazioni corrette.	74

Figura 36 – Andamento temporale del bilancio di massa invernale misurato sul ghiacciaio del Careser, confrontato con le stime di precipitazione ottenute da dati corretti e non corretti nel periodo 1979-2005.....	75
Figura 37 – Gradienti medi verticali di precipitazione mensile ($\% \text{ km}^{-1}$) per la val di Peio nel periodo 1978-2005, calcolati con precipitazioni grezze e con precipitazioni corrette.....	76
Figura 38 - Componenti del bilancio energetico mediate in condizione di fusione sul ghiacciaio de La Mare, tra il 5 giugno e il 24 settembre 2005, alla stazione automatica di quota 2980 m s.l.m.....	77
Figura 39 – Andamento dell'albedo medio giornaliero all'AWS del ghiacciaio de La Mare nell'estate 2006.	78
Figura 40 - Relazione tra valori giornalieri di albedo (ore 12.00) misurati all'AWS della Mare e somme termiche orarie positive.	79
Figura 41 - Relazione tra valori giornalieri di albedo (ore 12.00) misurati all'AWS della Mare, raggruppati per classi di somma termica positiva.	80
Figura 42 – Alcuni esempi di superfici rinvenute durante le misure di albedo su ghiaccio di ghiacciaio.	82
Figura 43 – Schema della tecnica di classificazione usata per quantificare la percentuale di copertura detritica, a partire dai fotogrammi acquisiti durante le misurazioni di albedo.....	84
Figura 44 - Relazione tra albedo del ghiaccio di ghiacciaio e percentuale di copertura detritica.....	85
Figura 45 - Valori medi per i dati di albedo del ghiaccio, raggruppati in classi di copertura detritica. Si nota l'aggregazione dei valori di albedo in tre "cluster" principali.	85
Figura 46 - Suddivisione dei dati di albedo del ghiaccio in sottoclassi, in funzione della copertura detritica (in ascissa le tre classi di copertura) e presenza di fusione lenta (in blu), attiva (in verde) e con acqua in superficie (in rosso). Anno di osservazione: rombo = 2007, trattino = 2008.	86
Figura 47 – Valori medi di albedo del ghiaccio calcolati per i dati classificati secondo copertura detritica e presenza di fusione lenta, attiva e con acqua in scorrimento superficiale.....	87
Figura 48 – Variazione dell'albedo del ghiaccio con la quota sui ghiacciai a) del Careser, e b) de La Mare, tra il 14-15 settembre 2007 e tra il 20-21 agosto 2008.	88
Figura 49 – Valori medi di albedo in funzione della quota sui ghiacciai del Careser e de La Mare, nelle due stagioni di ablazione in cui sono state eseguite le misurazioni.	88
Figura 50 – Rapporto medio stagionale tra radiazione oraria misurata e radiazione simulata in condizioni di cielo sereno, alle stazioni automatiche della Mare e di Careser diga (orario solare)...	90
Figura 51 - Distribuzione spaziale del bilancio netto medio annuale tra il 2007 e il 2009 sui ghiacciai del Careser (in alto) e de La Mare (in basso).....	93
Figura 52 - Serie storiche di bilancio di massa per i ghiacciai del Careser e de La Mare.	94
Figura 53 - Distribuzione altimetrica delle superfici e del bilancio di massa medio annuale nel periodo 2007-2009 sui ghiacciai del Careser (in alto) e de La Mare (in basso).	95
Figura 54 - Confronto tra la distribuzione altimetrica dei valori medi 2007-2009 di bilancio invernale, estivo e netto annuale sui ghiacciai del Careser e de La Mare.....	96
Figura 55 - Confronto tra l'estensione dei ghiacciai del Careser e de La Mare nel 2003 e nel 2008.	97

Figura 56 - Ipotetica copertura glaciale residua sull'area dell'attuale ghiacciaio de La Mare, in un futuro caratterizzato da condizioni climatiche simili a quelle degli ultimi 6 anni.....	98
Figura 57 - Scala delle portate calcolata su valori di dP omogeneizzati, mediante due funzioni potenza.....	99
Figura 58 - Andamento dei valori di portata oraria misurati all'idrometro del Pian Venezia nell'anno idrologico 2007-'08 (in alto) e 2008-'09 (in basso).....	100
Figura 59 - Andamento temporale della portata media giornaliera e del range di portata giornaliero nei due anni idrologici 2007-'08 e 2008-'09.	101
Figura 60 - Coefficiente di determinazione (R^2) della regressione lineare semplice tra bw e E (quota) e della regressione lineare multipla tra bw, E e REAr (Relative Elevation Attribute).....	105
Figura 61 – Bilancio invernale misurato e calcolato usando la regressione lineare semplice con la quota (W1) e la regressione lineare multipla con quota e REAr, (W2). Quadri pieni = Careser, vuoti = La Mare. La retta indica una relazione 1:1.....	106
Figura 62 - Coefficienti di determinazione, R^2 , delle regressioni lineari tra il bilancio estivo (bs) e le variabili indipendenti quota (E), Clear Sky Radiation (CSR) e Reduced Clear Sky Radiation (RCSRk).	108
Figura 63 – Bilancio estivo misurato e calcolato usando la regressione lineare semplice con la quota (S1), la regressione lineare multipla con quota e Clear Sky Radiation, (S2), e la regressione lineare multipla con quota e Reduced Clear Sky Radiation (S3). Quadri pieni = Careser, vuoti = La Mare. La retta indica una relazione 1:1.....	109
Figura 64 – Mappe d'innnevamento per 4 date nel 2004 (a sinistra) e distribuzione del bilancio netto per lo stesso anno, ottenuto mediante regressione lineare semplice con la quota (al centro) e mediante regressione multipla (a destra). I punti neri rappresentano le paline di ablazione. Il ghiacciaio del Careser è stato traslato per entrare nella figura.	111
Figura 65 – Bilancio netto misurato e calcolato alle paline di ablazione del ghiacciaio del Careser (quadri pieni) e del ghiacciaio de La Mare (quadri vuoti) nel 2004, a sinistra mediante regressione lineare semplice con la quota, a destra mediante regressione multipla.	112
Figura 66 - Localizzazione spaziale dei rock glaciers censiti nell'alta val de La Mare e delle misure di temperatura delle sorgenti. La numerazione dei rock glaciers corrisponde a quella riportata in Tabella 15.	113
Figura 67 - Valori di temperatura delle sorgenti in funzione della quota.....	117
Figura 68 - Valori di temperatura delle sorgenti in funzione della quota, suddivise in base alla presenza o assenza di rock glaciers sul bacino che le alimenta.	117
Figura 69 - Valori di temperatura delle sorgenti in funzione della quota, alimentate da rock glaciers e suddivise in base all'esposizione prevalente del bacino. Il rock glacier con esposizione meridionale che alimenta la sorgente posta a 2558 m è relitto, tutti gli altri sono intatti.....	118
Figura 70 - Valori di temperatura delle sorgenti in funzione della quota, non alimentate da rock glaciers e suddivise in base all'esposizione prevalente del bacino.	119
Figura 71 - Localizzazione spaziale dei dieci mini-loggers installati nell'area di studio per il monitoraggio in continuo della temperatura superficiale del terreno.....	120

Figura 72 - Localizzazione spaziale delle misure BTS eseguite: sopra nell'aprile 2008, sotto nell'aprile 2009.....	121
Figura 73- Serie di temperatura registrate dai mini-logger collocati sulla superficie del terreno negli anni idrologici 2007-'08 e 2008-'09.....	123
Figura 74 - Relazione tra quota e Winter Equilibrium Temperature misurata nel 2008.....	125
Figura 75 - Relazione tra quota e Winter Equilibrium Temperature misurata nel 2009.....	126
Figura 76 - Relazione tra quota e Winter Equilibrium Temperature misurate nel 2008 e nel 2009.....	126
Figura 77 - Rappresentazione grafica dei limiti inferiori del permafrost discontinuo ottenuti mediante diverse tecniche d'indagine (MAAT = temperatura media annua dell'aria; RG = censimento e catalogazione dei rock glaciers; Tsorg = misure di temperatura delle sorgenti su bacini privi di rock glaciers; Tsorg RG = misure di temperatura delle sorgenti alimentate da rock glaciers; WEqT09 = misure di Winter Equilibrium Temperature eseguite nel aprile 2009).....	128
Figura 78 - Distribuzione spaziale dell'equivalente in acqua della neve nell'area investigata tramite sondaggi. I punti rappresentano i sondaggi eseguiti, mentre i valori numerici si riferiscono all'equivalente in acqua. La trincea è stata scavata al centro, nei pressi dei due punti ravvicinati, con w.e. 995 e 951 mm.	130
Figura 79 – Sezione verticale del manto nevoso, eseguita mediante trincea. A destra la descrizione degli strati principali e, in rosso, il livello rispetto alla superficie degli strati di polveri.....	131
Figura 80 – Modello 4 AINEVA relativo all'analisi nivologica eseguita in trincea. Il modello riporta l'esito delle prove penetrometriche (grafico grigio = test con sonda; grafico azzurro = test della mano), la forma e le dimensioni dei cristalli.....	132
Figura 81 – Confronto tra i principali parametri chimico-fisici misurati sui campioni derivanti dalla carota (parte alta del grafico) e dalla trincea (parte bassa).....	134
Figura 82 – Esito delle misure georadar lungo il transetto trasversale, con punto iniziale nei pressi della cima dell'Ortles.....	136
Figura 83 – Esito delle misure georadar lungo il transetto longitudinale, con punto iniziale nei pressi del sito di perforazione superficiale.....	137
Figura 84 – Distribuzione spaziale degli spessori nell'area investigata tramite georadar. La spazializzazione è stata eseguita selezionando alcuni punti lungo i due transetti e ponendo tre punti con spessore pari a zero sui tre estremi dell'area campionata. I valori negativi si riferiscono ad aree esterne al ghiacciaio.....	138
Figura 85 - Confronto tra misure simultanee di temperatura dell'aria all'AWS del ghiacciaio de La Mare (2980 m), a Cogolo Pont (1200 m) e a Careser diga (2605 m).....	147
Figura 86 – Confronto tra temperature misurate e calcolate all'AWS del ghiacciaio de La Mare, utilizzando gradienti variabili di ora in ora, senza (a sinistra) e con (a destra) introduzione dell'effetto raffreddante.....	148
Figura 87 – Confronto tra valori simulati e osservati di bilancio estivo su singoli punti, a sinistra mediante scattergramma, a destra mediante mappe che rappresentano la distribuzione spaziale degli scarti simulato-osservato.....	150

Figura 88 – Confronto tra i risultati conseguibili nella simulazione del bilancio estivo durante l'estate 2005, con i tre algoritmi di fusione implementati in EISModel.	153
Figura 89 – Confronto tra valori di w.e. neve osservati e simulati senza (a sinistra) e con (a destra) inclusione dei processi di redistribuzione nivale.	156
Figura 90 – Distribuzione spaziale degli scarti simulato-osservato su singoli punti, senza (a sinistra) e con (a destra) l'inclusione dei processi di redistribuzione nivale.	157
Figura 91 - A sinistra, confronto tra il bilancio di massa medio annuo misurato e simulato, nel periodo 2003-2008 sui ghiacciai del Careser e de La Mare. A destra, distribuzione spaziale dell'errore medio di simulazione.	158
Figura 92 – Andamento temporale del bilancio di massa osservato e simulato su quattro paline del ghiacciaio de La Mare nel periodo 2003-2008.	159
Figura 93 – Andamento temporale del bilancio di massa osservato e simulato su cinque paline del ghiacciaio del Careser nel periodo 2004-2008.	160
Figura 94 – A sinistra, confronto tra il bilancio di massa medio annuo misurato e simulato includendo l'effetto della copertura nuvolosa, nel periodo 2003-2008 sui ghiacciai del Careser e de La Mare. A destra, distribuzione spaziale dell'errore medio di simulazione.	161
Figura 95 – Confronto tra mappe di copertura nevosa osservate e simulate in tre diverse date durante la stagione di ablazione dal 2004 al 2008.	163
Figura 96 – Confronto tra mappe di copertura nevosa osservate e simulate in tre diverse date durante la stagione di ablazione 2003.	164
Figura 97 – A sinistra, confronto tra valori di bilancio di massa osservati e simulati nell'anno idrologico 2002-'03. A destra la distribuzione spaziale dell'errore di stima alle paline di ablazione.	165
Figura 98 – A sinistra, confronto tra valori di bilancio di massa osservati e simulati nell'anno idrologico 2002-'03, includendo il ciclo diurno della copertura nuvolosa (CCF = 0.2). A destra la distribuzione spaziale dell'errore di stima alle paline di ablazione.	166

Indice delle tabelle

Tabella 1 - Classificazione morfologica dei ghiacciai.	26
Tabella 2 – Principali parametri morfometrici del bacino dell'alta val de La Mare.....	48
Tabella 3 - Caratteristiche morfometriche principali dei ghiacciai dell'alta val de La Mare.	50
Tabella 4 – Quota, collocazione e variabili meteorologiche misurate dalle stazioni incluse nell'analisi (T = temperatura, P = precipitazione, W = velocità del vento, HN = altezza neve fresca, HS = altezza neve al suolo).	69
Tabella 5 – Valori minimi, massimi e medi dei fattori di correzione per la pioggia (K_{rain}) e per la neve (K_{snow}) per mesi esclusivamente piovosi o nevosi.....	73
Tabella 6 - Range dei valori di albedo per tipo di substrato riportati più comunemente in letteratura.	78
Tabella 7 - Alcuni valori di albedo calcolati in funzione della somma termica positiva utilizzando la funzione di decadimento ricavata dai dati sperimentali dell'AWS della Mare.	81
Tabella 8 - Misure di albedo sul ghiaccio eseguite nelle stagioni estive 2007 e 2008 sul ghiacciaio de La Mare (a sinistra) e sul ghiacciaio del Careser (a destra).	83
Tabella 9 - Anomalie stagionali di temperatura e precipitazioni registrate alla stazione di Careser diga nel periodo 2007-2009.....	92
Tabella 10 - Risultati delle misurazioni di bilancio di massa nel periodo 2007-2009 sui ghiacciai del Careser e de La Mare.	92
Tabella 11 - Valori di bilancio di massa del ghiacciaio de La Mare, ottenuti con metodo glaciologico diretto e con metodo idrologico nei due anni 2007-'08 e 2008-'09.	103
Tabella 12 - Correlazione (R) tra bw e alcuni attributi topografici ricavati da DTM (E = quota, α = esposizione, S = pendenza, REAr = Relative Elevation Attribute). I valori di correlazione con livello di significatività pari a 0.05 sono in grassetto.....	105
Tabella 13 - Risultati dei test di validazione applicati alle due tecniche di estrapolazione di bw. I caratteri in grassetto indicano coefficienti di determinazione (R^2) con livello di significatività pari a 0.05.....	107
Tabella 14 - Risultati dei test di validazione applicati alle tre tecniche di estrapolazione di bs. Tutti i coefficienti di determinazione (R^2) hanno livello di significatività pari a 0.05.	110
Tabella 15 - Elenco dei rock glaciers censiti nell'alta val de La Mare.....	114
Tabella 16 - Misure di temperatura delle sorgenti eseguite in val de La Mare nell'estate 2007.....	116
Tabella 17 - Sintesi delle misure di temperatura superficiale del terreno eseguite nel 2008 e nel 2009.	124
Tabella 18 - Limiti altimetrici inferiori del permafrost discontinuo in alta val de La Mare, secondo quattro diversi indicatori.	127

Tabella 19 - Anomalie stagionali di temperatura e precipitazioni alla stazione di Careser diga, nel periodo 2003-2008, rispetto alla media climatica.....	146
Tabella 20 – Valori medi stagionali del Cooling Factor e del gradiente di precipitazione, calcolati dalle serie di temperature e precipitazioni misurate a Careser diga e Cogolo Pont.	148
Tabella 21 – Parametri di inizializzazione calcolati per l’applicazione di EISModel. In grassetto i parametri calcolati dai dati sperimentali, in carattere normale i parametri ricavati dalla letteratura.....	149
Tabella 22 – Parametri di calibrazione ottenuti per i tre algoritmi di EISModel nel quadriennio di simulazione del bilancio estivo.....	151
Tabella 23 – Indici statistici ricavati per confronto tra bilanci estivi misurati e simulati, per i tre algoritmi di fusione (NS = indice di Nash & Sutcliffe; RMSE = Root Mean Squared Error; R^2 = indice di determinazione).	152
Tabella 24 – Valori ottimali dei parametri che regolano la redistribuzione eolica e valanghiva in EISModel, calibrati per le stagioni invernali 2005-2008.....	154
Tabella 25 – Indici statistici ricavati per confronto tra equivalente in acqua del manto nevoso misurato e simulato, senza e con redistribuzione della neve (NS = indice di Nash & Sutcliffe; RMSE = Root Mean Squared Error; R^2 = indice di determinazione).	154

CAPITOLO 1 - INTRODUZIONE

1.1 Motivazioni ed obiettivi

Il sistema climatico terrestre è attualmente soggetto ad un'inequivocabile fase di riscaldamento. La temperatura media globale è aumentata di 0.76°C nell'ultimo secolo, e gli effetti più tangibili di questo riscaldamento interessano le riserve di neve e ghiaccio del pianeta, in diffusa riduzione, e il livello medio dei mari, in fase di innalzamento. Questa variazione climatica non è stata lineare, ma ha visto l'alternarsi di due fasi di temporaneo e modesto raffreddamento culminate attorno al 1915 e 1975, e due fasi di sensibile rialzo termico di cui la prima è culminata attorno al 1950, la seconda è tuttora in atto. Così come il riscaldamento non è stato uniforme nel tempo, altrettanto eterogeneo è stato il suo manifestarsi nello spazio (Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC, 2007). I cambiamenti climatici agiscono sulle aree di alta quota in modo complesso. Esistono evidenze strumentali che comprovano un maggior riscaldamento delle aree montuose rispetto alla media globale o emisferica. Tuttavia persistono incertezze nella quantificazione degli effetti delle variazioni globali su queste aree, legate sia alla scarsità di misurazioni, sia alla difficoltà nel simulare le condizioni climatiche tramite modelli matematici (Beniston et al., 1997). Auer et al. (2006) hanno implementato il database HISTALP, che raccoglie le principali serie di osservazioni climatiche relative alla cosiddetta "Greater Alpine Region", un'area che comprende le Alpi europee e le regioni immediatamente prospicienti. Dall'analisi di queste serie climatiche emerge come la catena alpina sia interessata da fenomeni di amplificazione delle variazioni climatiche, che hanno comportato un riscaldamento di 1.2°C nell'ultimo secolo, decisamente superiore rispetto alla media globale. Le precipitazioni mostrano una variazione meno significativa e variabile sia a livello stagionale, sia a livello regionale, con variazioni opposte tra il settore nord-occidentale (+9%) e quello sud-orientale (-9%).

I sistemi montuosi costituiscono un elemento chiave del ciclo idrologico, poiché da essi traggono origine molti dei sistemi fluviali del mondo. I bacini di alta quota presentano caratteristiche peculiari dal punto di vista idrologico, che si traducono in un'elevata sensibilità alle variazioni climatiche. Sulle Alpi europee il limite superiore della copertura forestale continua si colloca mediamente sui 2000 m. Oltre tale quota è normalmente presente una copertura vegetale spesso discontinua, costituita da piante erbacee ed arbustive che si estende, nelle localizzazioni più favorevoli, fin verso i 2700-2800 m. A quote superiori si ritrovano in prevalenza superfici prive di vegetazione e costituite da depositi detritici o affioramenti di roccia in posto. Il processo di pedogenesi è molto lento e i suoli che si formano hanno spessori e capacità di ritenzione idrica ridotti. L'assenza di una copertura forestale continua implica il venir meno dei processi di protezione del suolo e di mitigazione della vulnerabilità del territorio operati dallo strato arboreo con particolare riferimento alla riduzione della forza impattante delle precipitazioni, riduzione della velocità del deflusso superficiale, elevata infiltrabilità e conducibilità idrica, elevata ritenzione idrica, rallentamento della velocità di propagazione dell'acqua che viene temporaneamente trattenuta nei macropori. Un altro importante effetto esercitato dal bosco è la riduzione del deflusso totale a causa degli effetti sui flussi di evaporazione (traspirazione e evaporazione dell'acqua intercettata). Sui bacini di alta quota, privi di copertura forestale, questi processi sono molto meno efficaci o del tutto assenti, con conseguente accentuazione dei picchi di piena, riduzione dei tempi di risposta, aumento del deflusso totale, diminuzione del deflusso di base. Va tuttavia ribadito il ruolo, spesso preminente del substrato litologico e della conformazione tettonica nel determinare la circolazione sotterranea e il regime delle sorgenti (Dalla Fontana, 1996).

Un elemento caratteristico di queste aree è costituito dalla *criosfera* definita come la "porzione della terra in cui l'acqua si trova allo stato solido". In ambito alpino fanno parte della criosfera la neve stagionale, i ghiacciai, il permafrost, il terreno congelato e il ghiaccio che si forma su corsi d'acqua

e laghi. L'importanza della criosfera alpina nella regolazione dei deflussi aumenta con la quota, tanto che si parla comunemente di regime "nivale", "glaciale" o "periglaciale", per indicare regimi di deflusso con spiccata stagionalità, dominati dalla fusione di neve e ghiaccio. Data l'elevata sensibilità alle condizioni ambientali, la criosfera costituisce un importante fattore di amplificazione della risposta idrologica alle variazioni climatiche, sui bacini di alta quota. Essa rappresenta inoltre un preciso indicatore utilizzabile per il monitoraggio delle variazioni del clima. I ghiacciai e le calotte glaciali, ad esempio, costituiscono la più evidente manifestazione del cambiamento climatico in atto, e sono quindi variabili strategiche per l'osservazione e l'individuazione di questi cambiamenti (Barry, 2006; Haeberli, 2006; Haeberli et al, 2007). L'IPCC ha riconosciuto la loro importanza e ha incluso i dati sulle fluttuazioni glaciali su tutti i rapporti pubblicati, fin dal 1990 (Houghton et al., 2001; Lemke et al, 2007). Il Global Climate Observing System (GCOS), promosso dalla World Meteorological Organization e dall'UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) ha avviato specifici programmi di osservazione ed elaborato protocolli internazionali di monitoraggio sia per quanto riguarda i ghiacciai (programma GTN-G Global Terrestrial Network for Glaciers) che il permafrost (programma GTN-P Global Terrestrial Network for Permafrost) (GCOS, 2003, 2004). È in questo ambito, ad esempio, che il World Glacier Monitoring Service (WGMS) raccoglie e pubblica i dati standardizzati di bilancio di massa e di fluttuazione delle fronti dei ghiacciai a scala globale (IUGG (CCS) - UNEP - UNESCO - WMO 2005, 2008). Fra gli indicatori chiave utilizzati dall'Agenzia Europea per l'Ambiente per descrivere l'impatto dei cambiamenti climatici in Europa, quelli legati ai sistemi criosferici occupano un posto di primo piano (European Environment Agency, 2008).

Esiste quindi la necessità di osservare il comportamento della criosfera in ambito alpino, sia per individuarne possibili tendenze evolutive, sia per migliorare la comprensione dei processi che agiscono su di essa e che regolano l'interazione tra clima, criosfera e regime idrologico dei bacini d'alta quota. La misurazione delle variabili connesse alla criosfera pone però difficoltà oggettive, dovute in primo luogo alle particolari caratteristiche ambientali in cui ci si trova ad operare. Le tecniche di Remote Sensing consentono in alcuni casi di ottenere informazioni dettagliate su vaste aree. Non è tuttavia possibile, neanche in questi casi, prescindere totalmente dalle osservazioni dirette sul terreno, indispensabili per la calibrazione dei sensori da remoto e per l'implementazione e validazione degli algoritmi di restituzione. Alcune promettenti tecnologie innovative, come il Laserscan, sono in fase di sviluppo e le prime applicazioni nell'ambito della criosfera alpina hanno dato risultati incoraggianti (Arnold et al., 2006a; Deems et al., 2006; Fairweather et al., 2006; Höfle et al., 2007)

In questo contesto, la modellistica numerica distribuita si pone come uno strumento potenzialmente molto utile per il miglioramento della comprensione dei processi fisici in atto, e per estrapolare nel tempo e nello spazio le osservazioni che per ragioni logistiche, economiche e di opportunità vengono eseguite su scala locale. I recenti sviluppi tecnologici consentono attualmente di lavorare con modelli a base fisica molto complessi. Le misurazioni ambientali sono divenute molto più agevoli e precise, grazie alla disponibilità crescente di sistemi di data-logger e sensori meteorologici automatici, che possono funzionare in aree remote per molti mesi, senza l'intervento umano. E' quindi possibile sviluppare modelli complessi, in grado di descrivere in modo molto dettagliato i processi fisici in atto. Se da un lato questi progressi tecnologici hanno portato innegabili miglioramenti alla conoscenza dei processi, dall'altro permangono grossi limiti di applicabilità per questo tipo di modelli in aree prive di misurazioni, a causa dell'estrema variabilità spaziale e temporale delle variabili ambientali coinvolte nei processi di scambio energetico e di massa. E' quindi necessario bilanciare la complessità dei modelli in base al loro ambito di applicazione, tenendo conto della risoluzione temporale e spaziale richiesta, della disponibilità dei dati di input, e delle finalità pratiche della modellazione (Hock and Jansson, 2005).

Le ricerche presentate in questa tesi sono focalizzate sulla misurazione e sulla modellazione dell'impatto delle variazioni climatiche sulla criosfera del gruppo Ortles-Cevedale, situato sul

versante meridionale delle Alpi europee. Le indagini hanno riguardato il bilancio di massa glaciale, il regime termico del suolo, la distribuzione del permafrost, la meteorologia e l'idrologia di due aree campione scelte come rappresentative delle fasce altimetriche sommitali di questo esteso gruppo montuoso. La parte "conoscitiva" della tesi si pone come obiettivo quello di descrivere lo stato attuale della criosfera e del clima nell'area di studio, cercando di individuare eventuali trend evolutivi. La parte "modellistica" ha invece lo scopo di proporre uno strumento di modellazione del bilancio di massa glaciale con forte connotazione applicativa, in un contesto ordinario per quanto concerne la disponibilità di dati misurati. Il modello sviluppato con il lavoro di dottorato fornisce un significativo contributo nell'ambito di un interessante dibattito in atto nella comunità scientifica che ha recentemente rivalutato l'impiego di approcci modellistici più semplici, di carattere generale, ma comunque in grado di individuare e cogliere la natura dei processi dominanti che controllano in modo prevalente la dinamica evolutiva spazio temporale dei sistemi naturali. Lo sviluppo del modello ha comportato l'analisi di una mole consistente di dati ambientali, che ha consentito di approfondire alcuni aspetti chiave dell'interazione tra atmosfera e criosfera. E' stato inoltre posto l'accento sull'importanza di un adeguato processamento dei dati meteorologici da utilizzare come input.

La tesi inizia con una parte introduttiva, in cui si propone un inquadramento generale delle componenti della criosfera, descrivendone gli ambiti di pertinenza e i processi fisici coinvolti. Segue una descrizione dell'area di studio e delle campagne di misura, che fornisce una caratterizzazione fisica e climatica del gruppo montuoso in oggetto, con particolare enfasi sulle due aree sperimentali su cui si sono concentrate le indagini di terreno. In questa sezione si illustrano le tecniche di misurazione e le attrezzature utilizzate, approfondendo alcuni aspetti pratici degni di rilievo. La terza parte descrive gli esiti delle misurazioni e di alcuni approfondimenti riguardanti il comportamento delle variabili meteorologiche ad alta quota. La quarta parte affronta l'argomento della modellazione del bilancio di massa glaciale, descrivendo il modello implementato durante il dottorato e la sua applicazione sui ghiacciai sottoposti a misure di bilancio. In questa sezione si discutono gli aspetti più critici dell'applicazione modellistica, (come ad esempio il calcolo dei parametri di input o il processamento dei dati meteorologici). Si enfatizzano inoltre alcuni elementi innovativi nell'approccio alla simulazione dei processi di accumulo e ablazione, e si analizzano i risultati della modellazione evidenziando gli aspetti meritevoli di ulteriori analisi.

1.2 Componenti della criosfera alpina

1.2.1 Ghiacciai e neve stagionale

Definizioni

Neve: tipo di precipitazione che cade sotto forma di cristalli di ghiaccio. La forma dei cristalli dipende dalle condizioni durante la formazione all'interno della nube e durante la caduta. Le variabili più importanti nel determinare la forma sono la temperatura e la saturazione in vapore acqueo. In gran parte si tratta di cristalli ramificati di forma esagonale, spesso aggregati sotto forma di fiocchi. La precipitazione assume carattere nevoso con temperature inferiori, uguali o di poco superiori a zero gradi centigradi (L'Hôte et al., 2005), tuttavia normalmente per poter dar luogo ad accumuli misurabili al suolo, la precipitazione deve avvenire con temperature prossime o inferiori al punto di congelamento. L'accumulo della neve al suolo dà luogo alla formazione del manto nevoso. Una volta accumulatasi, la neve subisce un processo di metamorfismo che porta al graduale arrotondamento dei cristalli, all'aumento della loro dimensione media e al aumento della densità del manto nevoso (Gray e Male, 1981).

Ghiacciaio: persistente massa costituita di ghiaccio, neve in varie fasi di trasformazione, sedimenti, detrito e acqua, che si forma su terraferma e che si muove per effetto della forza di gravità, trasferendo massa da una zona superiore dove prevalgono i processi di accumulo di massa (*area di accumulo*), ad una zona inferiore dove prevalgono le perdite di massa (*area di ablazione*). I ghiacciai si formano dove la neve persiste per più anni consecutivi, senza mai fondere completamente. Il metamorfismo della neve porta alla formazione del *ghiaccio di ghiacciaio*. La temperatura è la principale variabile che controlla questa trasformazione, influenzando sulle modalità e sul tempo necessario al raggiungimento dello stadio finale. Il passaggio da neve a ghiaccio avviene molto più rapidamente sui ghiacciai delle aree temperate, dove c'è alternanza di fusione e ricongelamento, rispetto ai ghiacciai delle aree polari, dove la temperatura permane al di sotto del punto di congelamento per tutto l'anno. La neve in fase di trasformazione, che ha superato una stagione di fusione senza essere direttamente trasformata in ghiaccio, viene chiamata *firm*. Il firm diventa ghiaccio quando le cavità che consentono il passaggio di aria, al suo interno, vengono completamente sigillate sotto forma di bolle d'aria. (Paterson, 1981; Benn e Evans, 1998).

La trasformazione della neve in ghiaccio

Nelle aree di accumulo dei ghiacciai gli strati di neve si accumulano di anno in anno. Gli strati più profondi si trasformano gradualmente in ghiaccio di ghiacciaio, attraverso la graduale riduzione della porosità e aumento di densità del materiale. La densità passa dai valori tipici della neve fresca (50-200 kg m⁻³) ai valori tipici del ghiaccio di ghiacciaio (830-910 kg m⁻³). Il firm possiede valori intermedi di densità, tra 400 kg m⁻³ e 830 kg m⁻³ (Figura 1).

Nelle aree polari e ad alta quota, dove la fusione è assente o trascurabile, i principali meccanismi che portano ad un aumento di densità sono: i) redistribuzione eolica, ii) i movimenti dei singoli cristalli rispetto a quelli vicini, iii) il cambiamento di forma e dimensioni dei cristalli, iv) la deformazione interna dei cristalli. La redistribuzione eolica rompe i fiocchi di neve in cristalli più piccoli, che vengono compattati in accumuli con densità tipiche di 350-400 kg m⁻³. La neve si compatta anche per effetto del peso degli strati che via via si sovrappongono, che causa un riassetto dei cristalli. Questo processo di compattazione è favorito dal cambiamento di forma e dimensioni dei cristalli, che da una conformazione iniziale complessa con diramazioni e rientranze tendono ad assumere una conformazione sferica e una dimensione media crescente, a causa della migrazione delle molecole d'acqua indotte dai gradienti di tensione di vapore interni al manto nevoso. I cristalli tendono quindi a unirsi nei loro punti di contatto e questo processo, detto

"sinterizzazione" comporta un aumento della densità e una diminuzione della porosità. Infine, i cristalli si deformano a causa dei movimenti lungo piani di scorrimento interni, che si verificano quando aumenta la pressione causata dagli strati soprastanti.

A latitudini e altitudini inferiori la transizione da neve a ghiaccio è molto più rapida, poiché è facilitata dai processi di fusione che si verificano in superficie o all'interno del manto nevoso. La dimensione media dei cristalli aumenta molto più rapidamente, perché i grani più piccoli fondono per primi. La presenza di acqua di fusione inoltre facilita il compattamento dei cristalli, lubrificando i punti di contatto. La formazione di policristalli è accelerata dai fenomeni di fusione e ricongelamento. Parte dell'acqua di fusione che percola verso il basso, infatti, viene trattenuta nei pori del manto nevoso, e ricongela successivamente quando le temperature si abbassano, per esempio durante la notte o al termine della stagione estiva. Il ricongelamento di grandi quantità di acqua sotto forma di strati e lenti di ghiaccio costituisce una forma di transizione molto rapida, e avviene quando l'acqua di fusione, durante la percolazione, incontra strati di neve o ghiaccio al di sotto del punto di congelamento. Il *ghiaccio sovrimposto*, o *ghiaccio di sovrimposizione*, si forma per coalescenza di numerose lenti e corpi di ghiaccio, in zone di intensa percolazione (Figura 2).

La velocità di transizione da neve a ghiaccio dipende quindi dalla disponibilità di acqua di fusione. Tale transizione può avvenire a pochi metri di profondità (10-15) e nell'arco di pochi anni (3-5) su ghiacciai a bassa quota posti in aree temperate, mentre può richiedere più di un secolo e avvenire a profondità superiori a 50-60 m in aree polari, dove la fusione è assente (Paterson, 1981).

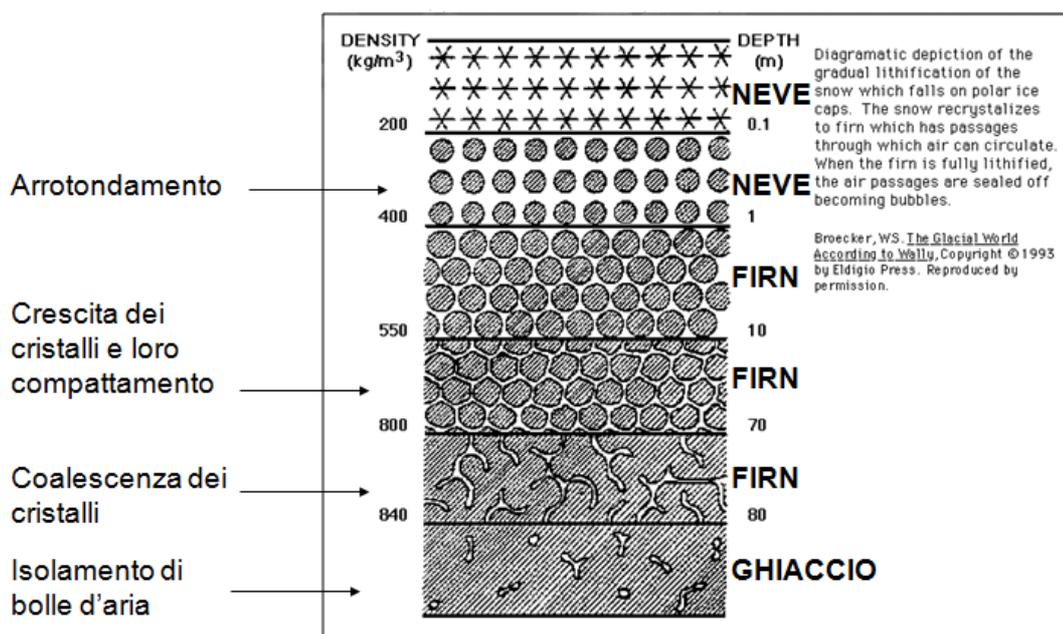


Figura 1 - Transizione da neve a ghiaccio di ghiacciaio.



Figura 2 - Sottile strato di ghiaccio sovrimposto a valle della snow line (a destra). A sinistra si osserva l'affioramento del ghiaccio di ghiacciaio, più scuro. Area di ablazione del ghiacciaio de La Mare, il 12-08-2009.

Suddivisione teorica di un ghiacciaio in zone

Come visto in precedenza, un ghiacciaio è fondamentalmente costituito da un settore superiore dove prevalgono i processi di accumulo (area di accumulo) e un settore inferiore dove prevalgono i processi di ablazione (area di ablazione). L'area di accumulo a sua volta può essere suddivisa in differenti zone a seconda delle caratteristiche fisiche in cui si trovano. In Figura 3 si riporta uno schema teorico proposto da Benson, (1961), e ripreso da Müller (1962) e Paterson (1981), che intende descrivere la suddivisione dell'area di accumulo su un ipotetico ghiacciaio al termine della stagione di ablazione. La zona superiore si trova costantemente sotto gli 0°C, e non è quindi interessata da fusione. Questa zona è definita "*dry-snow zone*". Più in basso la temperatura dell'aria supera gli 0°C per almeno un breve periodo dell'anno, la cui lunghezza aumenta con il diminuire della quota. Questa seconda zona è definita "*percolation zone*", ed è separata dalla precedente dalla "*dry-snow line*". La profondità raggiunta dall'acqua di percolazione aumenta al diminuire con la quota, e ad un certo punto (alla "*wet-snow line*", che delimita superiormente la "*wet-snow zone*") tutto lo spessore della neve accumulatasi durante l'inverno è interessato da percolazione, e viene portato a 0°C durante l'estate a causa dei fenomeni di ricongelamento interno. A quote inferiori l'acqua ricongelata è così abbondante da formare una massa continua di ghiaccio sovrimposto, piuttosto che lenti separate. Questa zona si chiama "*superimposed-ice zone*", ed è delimitata superiormente dalla *annual snow line* (limite della neve), e inferiormente dalla *equilibrium line* (linea di equilibrio). La linea di equilibrio è anche il limite inferiore dell'area di accumulo, dove l'accumulo annuale è bilanciato esattamente dall'ablazione annuale. In caso di mancata formazione della *superimposed-ice zone*, al termine della stagione di ablazione *snow line* e *equilibrium line* coincidono. Ovviamente non tutte le zone sono presenti nei casi reali. E' inoltre importante osservare che questa suddivisione è soggetta a variazioni di anno in anno, a seconda dell'andamento climatico. Le uniche *dry-snow zones* si trovano nelle zone più interne della Groenlandia, in

Antartide e sulle aree montuose più elevate di Alaska e Yukon. Anche in queste aree, tuttavia, si possono avere brevi periodi di fusione durante l'estate. Normalmente un ghiacciaio presenta solo alcune delle aree riportate nella suddivisione teorica. Ad esempio, alcune ice-cap in zone polare al termine dell'estate presentano un'area di accumulo costituita unicamente dalla superimposed-ice zone, e un'area di ablazione. I ghiacciai delle medie e basse latitudini, invece, presentano tipicamente una wet-snow zone e un'area di ablazione, mentre mancano del tutto le dry-snow, percolation e superimposed-ice zones.

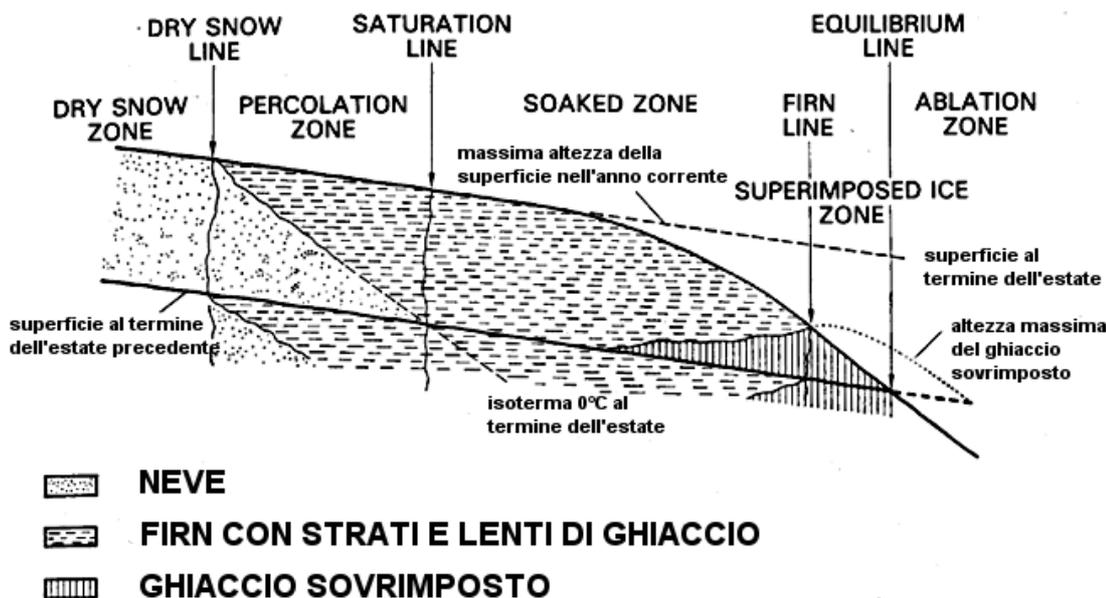


Figura 3 - Suddivisione teorica di un ghiacciaio.

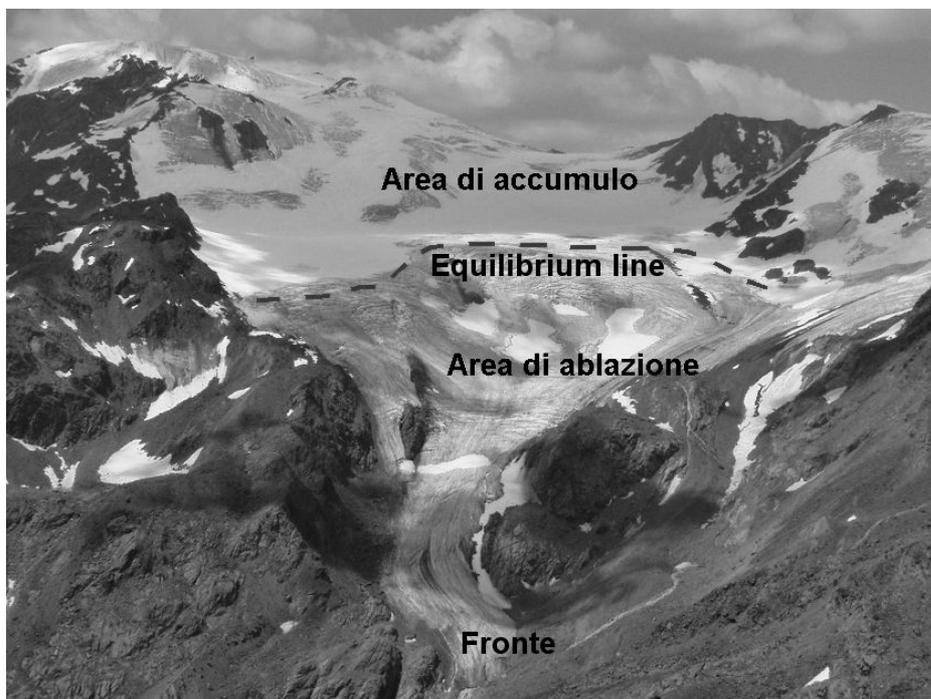


Figura 4 - Tipica suddivisione della superficie di un ghiacciaio delle latitudini temperate al termine dell'estate.

Geomorfologia glaciale

In questo paragrafo si descrivono brevemente le forme di terreno più comuni in ambiente epiglaciale e proglaciale.

Forme epiglaciali

Crepacci: fratture che si aprono sulla superficie dei ghiacciai, in risposta a sforzi e tensioni differenziali dovute al movimento. Possono aver forma rettilinea o arcuata ed la loro lunghezza può variare da qualche metro a chilometri. La loro direzione può essere sia longitudinale sia trasversale rispetto al flusso del ghiacciaio e la loro profondità può superare i 30 metri. Il crepaccio che si sviluppa alla testata del ghiacciaio viene normalmente detto "*crepaccio terminale*" (o "*bergschrund*").

Seracchi: blocchi di ghiaccio a forma di torre e pinnacolo, originati in corrispondenza di gradini rocciosi o in aree di intersezione del flusso glaciale, dove si ha la formazione di numerose fratture trasversali e longitudinali che si intersecano fittamente. La "*seraccata*" è una zona ricca di seracchi che si forma nel punto in cui il ghiacciaio supera un gradino roccioso.

Bédières: canali superficiali incisi nel ghiaccio dalle acque di fusione, con forma solitamente serpeggiante e meandriforme. Si formano per l'azione erosiva dell'acqua che scorre per ruscellamento concentrato e possono essere profonde anche qualche metro sul settore inferiore dell'area di ablazione.

Inghiottitoi: detti anche "*pozzi*", o "*mulini*", sono cavità di forma sub-cilindrica dalle pareti verticali, entro le quali normalmente confluiscono le acque di fusione che scorrono nelle *bédières*. Di solito gli inghiottitoi si formano in corrispondenza di crepacci o altre cavità presenti sulla superficie dei ghiacciai, in zona di ablazione.

Funghi e coni di ghiaccio: forme che si originano per ablazione differenziale. I funghi sono formati da un blocco roccioso sostenuto alla base da un gambo di ghiaccio che si forma grazie alla protezione esercitata dal blocco roccioso nei confronti dei raggi solari, rispetto alla superficie circostante. I coni di ghiaccio si formano per la progressiva emersione di tasche di detrito fine accumulatosi in cavità interne al ghiacciaio in seguito al trasporto da parte delle acque di fusione. Una volta venuti a giorno, questi depositi proteggono il ghiaccio sottostante dalla radiazione solare, formando dei cono con nucleo di ghiaccio.

Morene mediane: accumuli di detrito di forma allungata e disposti a formare bande longitudinali rilevate rispetto alla superficie del ghiacciaio. Si formano in corrispondenza di confluenze o affioramenti rocciosi, per accumulo concentrato di detrito proveniente dalla degradazione delle pareti rocciose. Si presentano rilevate a causa dell'ablazione differenziale.

Forme proglaciali di erosione

Circhi: avvallamenti dal fondo piatto e poco inclinato, circondati da pareti verticali, aperti sul fianco di una montagna poco sotto le creste. Verso valle presentano normalmente una contropendenza o un deposito morenico, che può determinare la formazione di piccoli laghi.

Arêtes: creste rocciose affilate delimitate da ripide pareti verticali. Si formano per il progressivo ingrandimento di circhi e valli glaciali contigue, prodotto dall'erosione dei ghiacciai ospitati al loro interno.

Valli a U: valli con profilo trasversale a forma di U, caratterizzate da ripide pareti e da un fondovalle pianeggiante e allargato. Queste valli si formano per l'erosione esercitata da una lingua glaciale che scorre in una valle precedentemente conformata a V dall'erosione fluviale.

Rocce montonate: rocce di forma allungata, asimmetrica e arrotondata dall'erosione glaciale. Di solito sono allungate in direzione del flusso glaciale, con una porzione verso monte caratterizzata da pendenza lieve e una porzione verso valle più ripida, talora verticale, più scabra. La superficie di queste forme di erosione è tipicamente solcata da striature, solchi, scannellature, incisi dal detrito inglobato nel ghiaccio in movimento.

Trimlines: si tratta di evidenti limiti presenti su pareti rocciose che consentono di delimitare lo spessore massimo raggiunto da un ghiacciaio nel recente passato. Il limite è visibile grazie al diverso grado di alterazione superficiale della roccia, che sull'area precedentemente ricoperta dal ghiaccio si presenta più liscia, priva di vegetazione e poco o nulla interessata da crioclastismo.

Forme proglaciali di accumulo

Morene: insieme dei materiali depositi direttamente da un ghiacciaio. Si tratta di depositi caotici privi di selezione granulometrica, generalmente non stratificati e di composizione litologica che può essere anche molto varia. Il detrito varia in dimensione dai grossi massi alle sabbie e alle argille. I clasti possono essere spigolosi oppure striati, sfaccettati, con gli spigoli leggermente smussati, e i ciottoli con forma allungata tendono spesso a disporsi secondo la direzione prevalente del flusso del ghiacciaio. Si distinguono diversi tipi di morene. Le *morene laterali* hanno la forma di argini e creste longitudinali, sono disposte ai lati di una lingua glaciale e si estendono fino alla fronte del ghiacciaio. Le *morene frontali* formano invece dei cordoni detritici disposti in senso trasversale all'asse vallivo, e vengono deposte da fronti di ghiacciai in avanzata. Queste morene delimitano la posizione di massima avanzata raggiunta dal ghiacciaio.

Kames: depositi fluvio-glaciali che si formano per deposizione di sabbia e ghiaia da parte delle acque di fusione, all'interno di cavità o fratture del ghiaccio. I *terrazzi di kame* si formano per riempimento di aree depresse tra il ghiaccio e il terreno deglacializzato.

Esker: depositi fluvio-glaciali stratificati di sabbia e ghiaia, conformati a cresta, dall'andamento meandriforme, che si formano in corrispondenza di un canale subglaciale.

Classificazione

Dal punto di vista termico si distinguono tre tipi di ghiacciai: i) *temperati*, ii) *freddi*, iii) *politermici*. Nei ghiacciai temperati tutta la massa è alla temperatura di fusione. Durante la stagione invernale gli strati superiori risentono delle condizioni esterne e presentano temperature inferiori al punto di congelamento, ma l'impulso freddo invernale viene totalmente eliminato durante l'estate, anche per effetto del ricongelamento dell'acqua di fusione prodotta in superficie, che percola in profondità. Nei ghiacciai freddi la temperatura è costantemente al di sotto del punto di fusione, su tutto lo spessore, e tende ad aumentare in profondità principalmente per effetto del calore geotermico. Nei ghiacciai politermici invece si ha la presenza sia di settori temperati, sia di settori freddi. I ghiacciai freddi si trovano soprattutto nelle aree polari, ma ghiacciai o settori di ghiacciaio freddi si possono trovare anche sulle catene montuose delle medie latitudini, ad alta quota. Il regime termico dei ghiacciai ha dirette conseguenze sulla loro dinamica e sui processi di erosione e di deposizione, dovute alla presenza o assenza di acqua allo stato liquido al loro interno e al contatto ghiaccio-roccia (Benn e Evans, 1998).

Dal punto di vista morfologico si possono distinguere vari tipi di ghiacciaio, derivanti dall'interazione tra clima e topografia locale. Lo schema generale di classificazione morfologica riportato in Tabella 1 è stato proposto da Ommanney (1969) e successivamente sviluppato da Ostrem (1974), Armstrong et al. (1973) e Sugden e John (1976). Data la prevalenza di termini in lingua inglese non traducibili in italiano, si riporta la nomenclatura originaria.

First-order classification	Second-order classification
Ice sheet and Ice cap, unconstrained by topography	Ice dome
	Ice stream
	Outlet glacier
Glaciers constrained by topography	Icefield
	Valley glacier
	Transection glacier
	Cirque glacier
	Piedmont lobe
	Niche glacier
	Glacieret
	Ice apron
	Ice fringe
Marine glaciers	Ice rise
	Glacier ice shelf
	Sea-ice ice shelf

Tabella 1 - Classificazione morfologica dei ghiacciai.

Processi di accumulo

Nel tipico ciclo annuale del manto nevoso si possono distinguere due fasi principali, il *periodo di accumulo* e il *periodo di ablazione*. Durante il periodo di accumulo si ha un generale aumento dell'equivalente in acqua del manto, che subisce processi di metamorfismo diversi a seconda che sia costituito da neve umida o asciutta. Il periodo di accumulo è generalmente dominato da condizioni di neve asciutta ad alta quota e sui ghiacciai, e in questo caso i processi metamorfici dipendono dalla presenza o meno di un gradiente termico all'interno del manto (Male, 1980; Gray e Male, 1981). Durante il periodo di accumulo avviene la maggior parte dei processi di redistribuzione spaziale del manto nevoso, ad opera del vento e delle valanghe. Questi processi assumono maggiore rilevanza a mano a mano che aumenta la quota, a causa dell'accresciuta velocità media del vento e dell'assenza di vegetazione arborea.

Per quanto riguarda il vento, si distinguono tre principali meccanismi di azione, rappresentati in figura 5: i) *creep*: spostamento in superficie delle particelle di neve troppo pesanti per essere sollevate dal vento, ii) *saltazione*: movimento delle particelle di neve in prossimità della superficie, fino a pochi centimetri da essa, iii) *sospensione*: movimento delle particelle di neve sospese in aria, fino a decine di metri dalla superficie (Pomeroy e Brun, 2001). L'azione del vento è in grado di asportare completamente il manto nevoso dai siti più esposti, (come creste, dossi e aree convesse in generale) e di creare importanti accumuli di neve nei siti di deposizione, dove la velocità del vento diminuisce (conche, avvallamenti, aree sottovento rispetto a bruschi cambi di pendenza). Spesso il vento agisce già durante gli eventi di precipitazione, impedendo la formazione del manto nevoso in alcune aree e creando sovraccumuli in altre; questo fenomeno, dovuto alla variabilità spaziale del campo di vento, è definito "*deposizione preferenziale*". Le perdite per sublimazione indotte dalla redistribuzione eolica possono essere localmente significative e superare i 700 mm di equivalente in acqua in prossimità delle creste montuose più esposte (Strasser et al., 2008).

In aree montuose caratterizzate da ripidi pendii, la valanghe mobilizzano importanti quantità di neve. Si possono distinguere due tipi principali di valanghe, raffigurati in figura 6: i) valanghe di neve a

debole coesione: si innescano negli strati più superficiali del manto e si staccano da un singolo punto, allargandosi e trascinando sempre più neve durante la caduta fino a formare un percorso triangolare (sono le più frequenti); ii) valanghe di neve *a lastroni*: si innescano a causa di rotture interne al manto nevoso e interessano normalmente ampi settori di versante e strati di neve più spessi, mobilitando normalmente più neve rispetto alle valanghe a debole coesione. Le aree di distacco di queste valanghe presentano generalmente pendenze comprese tra 25 e 45°, mentre le aree in cui si arrestano hanno pendenze inferiori a 25°. Un terzo tipo di redistribuzione gravitativa, non ascrivibile a queste due categorie, riguarda gli scaricamenti che provengono dalle pareti e dai ripidi pendii rocciosi con pendenza superiore a 45-50°, troppo ripidi per poter trattenere significative quantità di neve durante gli eventi di precipitazione (McClung e Schaerer, 1993).

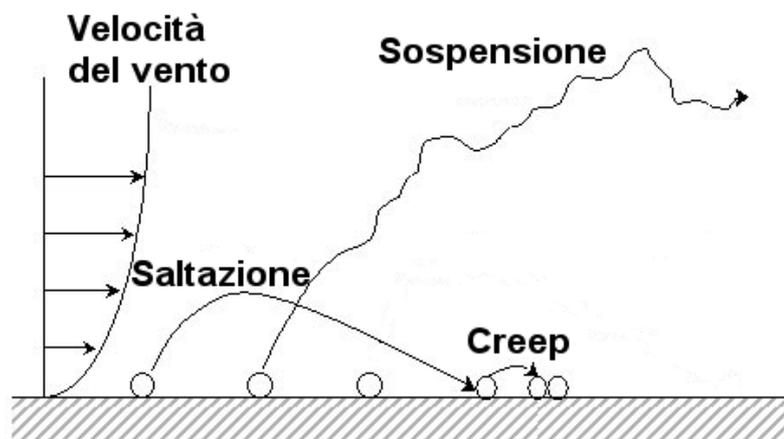


Figura 5 - I tre principali meccanismi di azione della redistribuzione eolica del manto nevoso.

Le valanghe sono normalmente innescate dalla presenza di strati deboli interni al manto nevoso o strati non ben collegati, come ad esempio brina di fondo, brina di superficie, croste da fusione e rigelo. Nel caso delle valanghe a debole coesione si osserva spesso un loro innesco in prossimità di rocce scoperte, che si surriscaldano con l'irraggiamento solare provocando una diminuzione locale della coesione della neve. Le valanghe possono inoltre essere innescate da un appesantimento del manto, conseguente ad un aumento di temperatura o anche in seguito a precipitazioni piovose. L'acqua piovana o derivante dalla fusione può inoltre agire da lubrificante se raggiunge e scorre su una superficie parzialmente o interamente impermeabile (Schweizer et al., 2003).

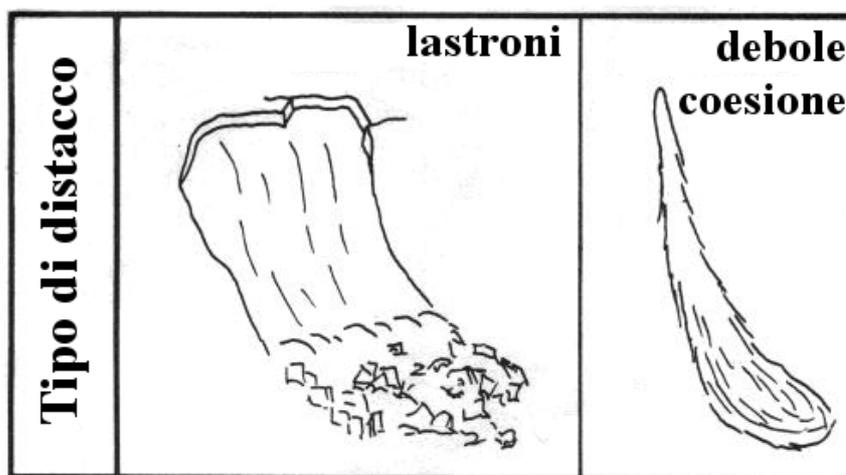


Figura 6 - I due principali meccanismi di azione della redistribuzione gravitativa del manto nevoso.

Nei bacini di alta quota, privi di copertura forestale, i processi di redistribuzione sono in grado di mobilitare consistenti volumi di neve, dando origine ad un pattern di distribuzione molto disomogeneo e complesso. Al termine della stagione di accumulo si osserva, di conseguenza, una scarsa o assente correlazione tra quota ed equivalente in acqua del manto nevoso, a differenza di quanto avviene al di sotto del limite del bosco dove è generalmente evidente l'effetto di incremento orografico sulle precipitazioni. Ad esempio, ghiacciai posti a breve distanza possono presentare valori di accumulo estremamente diversi (Machguth et al., 2006a), e anche all'interno dello stesso ghiacciaio si può osservare un'elevata variabilità spaziale dell'equivalente in acqua del manto nevoso (Plattner et al., 2004). Il pattern di distribuzione spaziale al termine della stagione di accumulo è generalmente molto simile di anno in anno, come risultato del persistente controllo esercitato dalla topografia e dalle condizioni climatiche (Erickson et al., 2005).

Un ulteriore processo di accumulo è rappresentato dal ricongelamento interno dell'acqua di fusione. Tale ricongelamento avviene durante la stagione di ablazione. Nella prima parte della stagione l'acqua di fusione prodotta in superficie percola in profondità, dove tende a ricongelare trovando strati con temperature ancora negative. Al procedere della stagione di ablazione tutto lo spessore della neve diventa isotermico. Al termine della stagione di ablazione si ha il congelamento dell'acqua liquida trattenuta dal manto nevoso, che rappresenta una voce positiva del bilancio di massa, talora non trascurabile (Reijmer e Hock, 2008)

Processi di ablazione

Con il termine "ablazione" si fa riferimento a tutti i processi in grado di provocare perdite di massa a carico di neve e ghiaccio. Sono inclusi quindi: i) ablazione eolica, ii) valanghe di ghiaccio (dry calving), iii) distacco di icebergs in acqua (iceberg calving), iv) fusione seguita da deflusso, v) evaporazione e sublimazione.

L'*erosione eolica* è già stata discussa a proposito dei processi di redistribuzione della neve. In alcune aree, come ad esempio lungo i margini delle calotte polari soggetti a forti venti catabatici, essa può rimuovere importanti quantità di neve. Il *dry calving* interessa i ghiacciai che terminano a monte di ripidi pendii, dalla cui fronte si staccano blocchi di ghiaccio. Può inoltre avvenire al margine di ghiacciai polari, che normalmente presentano una fronte ripida. L'*iceberg calving* avviene per distacco di blocchi di ghiaccio dalla fronte di ghiacciai che terminano in acqua.

La *fusione*, l'*evaporazione* e la *sublimazione* sono i tre processi di passaggio dell'acqua dallo stato solido allo stato liquido, dallo stato liquido allo stato gassoso, e dallo stato solido allo stato gassoso, rispettivamente. Le perdite di massa attribuibili a questi tre processi possono avvenire sia in superficie, sia all'interno delle cavità al di sotto di essa (in questo caso si parla di "ablazione interna", Ambach, 1955). La fusione è il processo di ablazione dominante su gran parte dei ghiacciai, dove la temperatura supera il punto di fusione per almeno una parte dell'anno. La sublimazione domina invece su ghiacciai collocati su aree fredde continentali, come le Dry Valleys antartiche, dove l'aria è molto secca.

Fusione, evaporazione e sublimazione richiedono input di energia, che possono provenire da fonti diverse. L'ablazione attraverso questi tre processi avviene quando il bilancio energetico in superficie diventa positivo e dopo che il ghiaccio è stato portato alla temperatura di fusione (Dingman, 1994). L'acqua di fusione che percola tende a ricongelare se le temperature all'interno del manto nevoso sono sotto il punto di congelamento. Questo processo comporta il rilascio di calore latente (334 Jg^{-1}). Nel caso continui la fusione in superficie, gli strati interessati da percolazione vengono gradualmente portati a condizioni di isotermità a 0°C . Parte dell'acqua di fusione prodotta è trattenuta dal manto nevoso stesso, normalmente tra il 3-5% del peso anche se alcuni studi hanno evidenziato valori massimi di ritenzione pari al 25% del peso (Gray e Male, 1981; De Quervain,

1948). Input aggiuntivi di energia oltre tale condizione comportano la percolazione di acqua di fusione sul terreno. Quando l'intensità della fusione raggiunge il suo massimo, il 20% o più del peso del manto è costituito da acqua, gran parte della quale è in transito sotto l'effetto della forza di gravità.

L'energia disponibile per la fusione della neve può essere espressa come segue:

$$Q_m = (1 - \alpha)Q_{si} + Q_{ln} + Q_h + Q_e + Q_g + Q_p - dU/dt$$

1

dove:

Q_m = flusso energetico disponibile per la fusione

α = albedo

Q_{si} = radiazione incidente ad onda corta

Q_{ln} = flusso netto ad onda lunga

Q_h = flusso netto di calore sensibile (tramite scambio turbolento)

Q_e = flusso netto di calore latente (tramite scambio turbolento)

Q_g = flusso energetico per conduzione

Q_p = flusso energetico della pioggia

dU/dt = tasso di variazione dell'energia interna del manto nevoso

Ad alta quota e sui ghiacciai delle medie latitudini il flusso energetico disponibile per la fusione è dominato dalla radiazione ad onda corta (radiazione solare). Poiché la radiazione ad onda corta gioca un ruolo dominante nel bilancio energetico, la copertura nuvolosa e l'albedo della superficie sono cruciali nel determinare la quantità di energia che è assorbita e che si rende disponibile per la fusione. L'albedo varia in funzione della dimensione dei grani, della loro forma, della densità, del contenuto in acqua liquida della neve, della copertura nuvolosa, dell'angolo di incidenza dei raggi solari, della rugosità e della concentrazione di impurità alla superficie. Assume valori massimi attorno a 0.9 in caso di neve fresca asciutta, 0.6 per neve umida a grani piccoli, 0.45 per neve umida a grani grossi, fino a raggiungere valori attorno a 0.3 in caso di neve satura d'acqua e ricca di impurità in superficie. Su ghiaccio di ghiacciaio assume valori attorno a 0.35, anche se può scendere sotto lo 0.1 in caso di ghiaccio molto sporco e ricoperto da limo. L'albedo del firn è inferiore a quello della neve stagionale e varia a seconda dell'età, a causa del progressivo accumularsi di impurità sulla superficie e dell'accrescimento del diametro dei cristalli (Gray e Male, 1981; Oerlemans 2000, 2001).

A differenza di quanto avviene per la radiazione solare, la quantità di radiazione ad onda lunga riflessa dalla neve e dal ghiaccio è trascurabile e praticamente tutta viene assorbita. Normalmente però il flusso ad onda lunga rappresenta una perdita di energia dal ghiacciaio poiché la quantità emessa è superiore rispetto a quella assorbita. La radiazione termica in arrivo è quella emessa da ozono, anidride carbonica e soprattutto dal vapore acqueo (81% del totale): il flusso di radiazione a onda lunga in entrata varia quindi in funzione soprattutto della quantità e temperatura del vapore acqueo atmosferico, mentre il flusso in uscita è relativamente costante in condizioni di fusione. Normalmente negativo dunque, il bilancio della radiazione termica sul ghiacciaio diventa positivo in condizioni di avvezione di aria caldo-umida, con cielo coperto, alta umidità relativa ed elevate temperature.

Gli scambi turbolenti di calore sensibile e calore latente possono essere rilevanti, soprattutto in inverno o in estate in condizioni di alta temperatura e ampia variabilità spaziale della velocità del vento. Il flusso di energia è determinato dai rispettivi gradienti di temperatura e umidità. Questi scambi energetici sono di secondaria importanza se confrontati con i termini radiativi, ma giocano spesso un ruolo rilevante nel determinare l'intensità della fusione.

L'importanza dei termini dipendenti dalla temperatura dell'aria, rispetto ai termini radiativi del bilancio energetico, è inversamente proporzionale alla quota. La temperatura dell'aria sulle superfici glaciali presenta un comportamento particolare, non assimilabile a quanto avviene nella libera atmosfera. Poiché le superfici di ghiaccio e neve non possono superare gli 0°C, esercitano un effetto raffreddante sulla massa d'aria soprastante nel caso in cui essa sia a temperature positive. L'aria così raffreddata, più densa, si muove verso valle lungo la direzione della massima pendenza e origina il cosiddetto "vento di ghiacciaio". L'effetto raffreddante aumenta lungo il percorso della massa d'aria verso il basso, e il risultato finale è duplice: i) la temperatura dell'aria sopra i ghiacciai è più bassa rispetto a quella della libera atmosfera a parità di quota, ii) il gradiente termico verticale è fortemente ridotto rispetto alla libera atmosfera (Greuell e Smeets, 2001).

Il flusso energetico proveniente dal terreno è una componente trascurabile nel bilancio energetico, se confrontato con le componenti radiative e turbolente. La fusione prodotta da questo flusso è irrilevante su brevi periodi di tempo, ma può essere significativa a livello stagionale, specie se si è in presenza di manti nevosi con temperatura prossima a 0°C. Il flusso di energia dal terreno può essere sensibilmente alterato dalla presenza di permafrost, terreno congelato o ghiaccio di ghiacciaio alla base del manto nevoso (Woo et al., 1982; Oerlemans, 2001; Hock, 2005).

I flussi energetici apportati dalle precipitazioni piovose sono di ridotta portata e dipendono dalla temperatura della precipitazione stessa; generalmente si tratta di energia fornita alla superficie del ghiacciaio, che si trova a zero gradi, per raffreddamento di pioggia a temperatura superiore.

L'entità della variazione di energia all'interno di manti nevosi spessi e dei ghiacciai è generalmente trascurabile rispetto agli scambi energetici tra superficie e atmosfera, eccezion fatta per il flusso di calore latente derivante dalla percolazione di acqua di fusione, in grado di elevare la temperatura interna del manto nevoso in modo sensibile all'inizio della stagione di ablazione. Quando in superficie c'è ghiaccio, l'unico processo è la conduzione molecolare; in presenza di neve o firn, invece, si ha anche convezione per moto di aria intergranulare che trasporta calore e vapor d'acqua. I flussi energetici sono molto ridotti, ma influiscono sul metamorfismo dei cristalli di neve.

Il bilancio di massa glaciale

Il bilancio di massa in un punto qualsiasi di un ghiacciaio è la *variazione di massa che ha luogo in un dato intervallo di tempo, risultante dalla somma algebrica di accumulo e ablazione*. Normalmente il bilancio di massa è riferito ad un periodo annuale, compreso tra due successivi momenti di minimo del bilancio. Questi corrispondono generalmente al termine della stagione di ablazione, quando si forma la cosiddetta "*superficie estiva*", cioè uno strato superficiale usualmente ricco di impurità, con una crosta superficiale e nettamente differenziato per densità, forma e dimensione dei cristalli, rispetto agli strati nevosi che ad essa si sovrappongono durante la successiva stagione di accumulo.

La Figura 7 illustra l'andamento tipico annuale del bilancio di massa. Nella prima parte dell'annata di bilancio la curva che descrive l'andamento del bilancio in funzione del tempo mostra un andamento ascendente. Il valore massimo di bilancio raggiunto durante l'anno è detto "*bilancio invernale*" (b_w). Il momento in cui viene raggiunto questo punto di massimo (cioè la fine del periodo di accumulo) divide l'annata di bilancio in una stagione invernale e in una stagione estiva.

La variazione di massa che avviene durante la stagione estiva viene detta "*bilancio estivo*" (b_s). Il "*bilancio netto*" (b_n) è la variazione di massa durante un'annata di bilancio, e può essere espressa come la somma algebrica del bilancio invernale e del bilancio estivo, oppure come la somma algebrica dell'"*accumulo totale*" (c_t) e dell'"*ablazione totale*" (a_t):

$$b_n = b_w + b_s = c_t + a_t$$

2

Tutti i valori sono normalmente espressi come altezze di equivalente in acqua, in millimetri o metri (mm w.e. oppure m w.e.). Il bilancio netto può assumere valori positivi o negativi, al prevalente dell'accumulo o dell'ablazione. L'accumulo totale e ablazione totale non corrispondono con bilancio invernale e bilancio estivo, poiché i processi di accumulo e di ablazione possono avvenire in ogni stagione. Nella letteratura tecnica è stato introdotto il concetto di bilancio invernale e bilancio estivo per motivi pratici, visto che accumulo totale e ablazione totale sono praticamente impossibili da misurare direttamente (Østrem e Brugman, 1991).

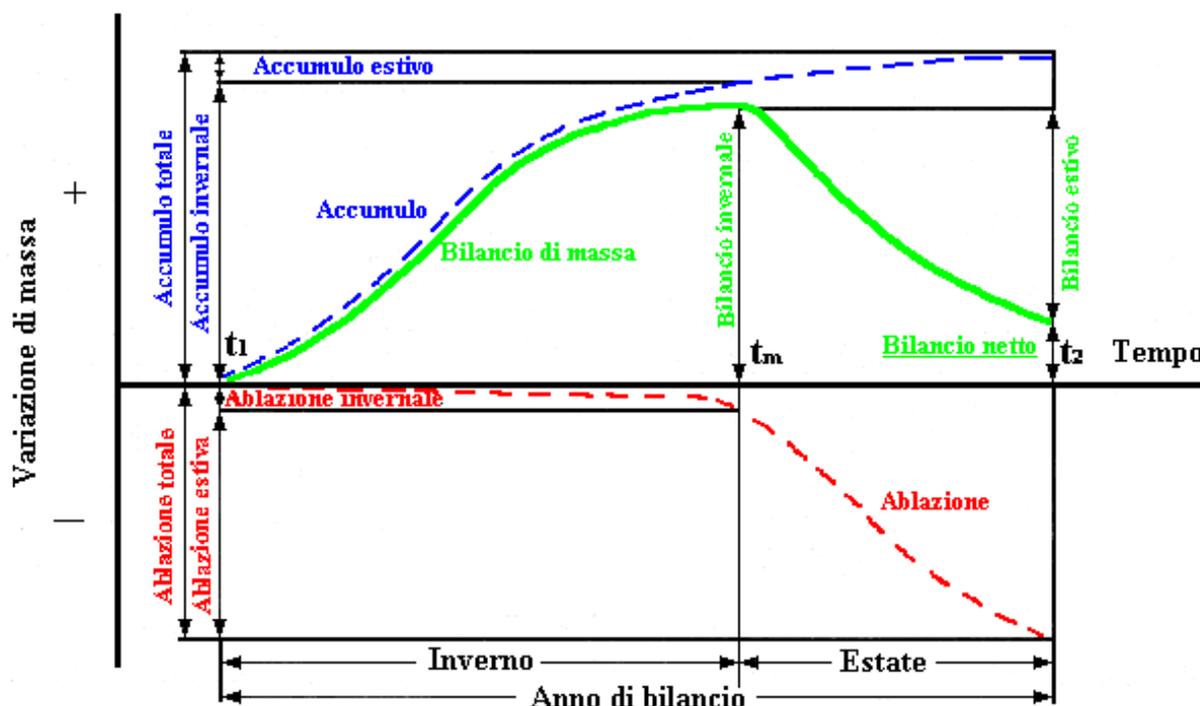


Figura 7 - Tipico andamento annuale del bilancio di massa su un punto collocato nella zona di accumulo di un ghiacciaio.

I valori di bilancio invernale (b_w) e bilancio estivo (b_s) misurati su singoli punti vanno in seguito integrati sull'intera superficie del ghiacciaio sottoposto a misura di bilancio di massa. I termini che fanno riferimento all'intero ghiacciaio sono analoghi a quelli validi per i singoli punti, ma sono rappresentati con caratteri maiuscoli (B_w , B_s , B_n). Sono normalmente espressi in termini volumetrici, di solito in milioni di metri cubi di acqua. Tuttavia, normalmente la grandezza utilizzata per esprimere la variazione annuale (o stagionale) di massa di un ghiacciaio è il *bilancio medio* (b_w , b_s , b_n) ottenuto come B_n/S (o B_s/S , o B_w/S), dove "S" è la superficie del ghiacciaio.

Alla fine dell'anno di bilancio si possono generalmente riconoscere sul ghiacciaio due zone distinte: una superiore dove è rimasta una parte dell'accumulo nevoso (zona di accumulo), e una inferiore dove è venuto alla luce il ghiaccio sottostante, che ha potuto così subire una certa fusione (zona di ablazione). Generalmente un ghiacciaio è in condizioni di equilibrio quando, al termine della stagione di fusione, almeno il 65% della sua superficie è in zona di accumulo: valori superiori indicano bilanci generalmente positivi, mentre valori inferiori indicano bilanci in deficit. Bisogna

sottolineare, comunque, come questa sia una regola empirica valida per la maggior parte dei ghiacciai, ma soggetta ad una marcata variabilità legata soprattutto all'ipsometria del ghiacciaio, alla forma prevalente di alimentazione, al clima locale e alla copertura detritica (Braithwaite & Muller, 1980). Il rapporto tra area di accumulo e area totale del ghiacciaio è detto *Accumulation Area Ratio* (AAR). Il gradiente verticale di bilancio in zona di ablazione è normalmente maggiore rispetto al gradiente in zona di accumulo. Questo spiega perché è generalmente necessario un valore di AAR pari a 0.65 (e non, ad esempio 0.50) per avere condizioni di bilancio prossimo a zero.

La misurazione del bilancio di massa

La misurazione del bilancio di massa implica necessariamente alcune semplificazioni e assunzioni, per motivi di ordine pratico:

a) generalmente si pone come data iniziale dell'annata di bilancio il primo di ottobre, e come data finale il 30 di settembre: questo raramente rispecchia l'andamento reale del bilancio sul ghiacciaio, visto che l'ablazione può concludersi anche diversi giorni prima o dopo di questa data. Non si può pensare però di poter misurare il bilancio esattamente al termine della stagione di fusione, soprattutto per ragioni logistiche ma anche per il semplice fatto che il passaggio da condizioni di ablazione a condizioni di accumulo non avviene quasi mai nello stesso momento in tutta la superficie glaciale, soprattutto in apparati con notevole estensione altitudinale. In questo caso è quindi più corretto parlare di accumulo, ablazione e bilancio "annuali"

b) si assume che gli unici processi di scambio di massa esistenti siano quelli che avvengono sulla superficie, trascurando quindi tutti gli altri, in primis il cosiddetto "accumulo interno": come visto, nei ghiacciai temperati il ricongelamento di parte dell'acqua di fusione all'interno del ghiaccio o del firn delle annate precedenti può essere in prima approssimazione trascurato. Un altro processo non considerato è la fusione alla base del ghiacciaio, pur presente in ghiacciai temperati. Il motivo che spinge ad escludere questi fenomeni è esclusivamente l'estrema difficoltà di misurazione o stima, anche empirica, degli stessi, e la loro scarsa importanza rispetto ai processi superficiali

c) si assume che i valori di accumulo e di ablazione misurati presso un numero finito di punti siano sufficientemente rappresentativi e che si possa estrapolare il bilancio reale del ghiacciaio integrando sull'intera superficie le misure effettuate sui punti stessi.

I principali metodi utilizzati per la misurazione del bilancio di massa sono:

1) *metodo glaciologico diretto (di superficie)*: si tratta dell'unico metodo basato su misure *in situ*. Si misura direttamente il bilancio presso un insieme rappresentativo di punti, generalmente rappresentati da paline in zona di ablazione e sondaggi, trincee e carotaggi nella zona di accumulo. La misurazione del bilancio consiste nel determinare la variazione di livello della superficie tra due date. La variazione di livello, moltiplicata per la densità del materiale interessato dalla variazione (neve, ghiaccio o firn), fornisce il valore del bilancio in quel punto. La densità del ghiaccio viene assunta costante e pari a 900 kg m^{-3} . Quella della neve e del firn viene misurata mediante campionamento in trincea o tramite carotaggio dalla superficie. Le misure puntuali vanno poi estese all'intera superficie del ghiacciaio. Questo può essere fatto calcolando una relazione tra bilancio e quota, oppure eseguendo una mappatura del bilancio a mano o tramite software GIS. La mappatura della copertura nevosa in differenti date durante la stagione estiva è un'osservazione aggiuntiva che si rivela molto utile nell'estrapolazione dei dati di bilancio puntuali. Ogni ghiacciaio è comunque un caso a sé stante, per cui il numero di punti di misura, la loro localizzazione, e la tecnica da usare per l'estrapolazione del bilancio all'intera superficie vanno adeguati caso per caso. Si tratta del metodo più accurato, anche se impegnativo dal punto di vista dei costi, della logistica e del tempo richiesto per l'acquisizione e l'elaborazione dei dati (Brugman & Ostrem, 1991; Kaser et al., 2003).

2) *metodo geodetico (topografico)*: si rilevano le variazioni altimetriche mediante rilievi topografici. Il principale limite del metodo è rappresentato dal fatto che non è possibile stabilire la distribuzione spaziale del bilancio sul ghiacciaio, poiché esso è in movimento e i vettori spostamento non sono paralleli alla sua superficie: così, in zona di accumulo si verificano degli abbassamenti fittizi, e nella zona di ablazione degli innalzamenti fittizi. Inoltre, in zona di accumulo si verifica una continua compattazione degli strati di neve e firn, con un abbassamento aggiuntivo che non implica necessariamente una perdita di massa. Altro limite è la necessità di stimare le densità di ghiaccio, neve e firn se si vuole ricavare la variazione effettiva in massa da quella volumetrica. Questo metodo viene comunemente utilizzato in combinazione con altri, per validazione, oppure per conoscere la variazione di massa su intervalli pluriennali.

3) *metodo idrologico*: consiste nel misurare i termini del bilancio idrologico e calcolare il bilancio con la relazione $B_n = P - R - E$ (P = precipitazioni, R = deflussi, E = evaporazione). Il limite principale del metodo consiste nella difficile valutazione della distribuzione spaziale delle precipitazioni, e in secondo luogo nell'imprecisione di stima dell'evaporazione e nella possibile presenza di accumuli temporanei di acqua all'interno dei ghiacciai.

4) *"reconnaissance methods"*: si basano sull'osservazione della collocazione della linea di equilibrio, al termine della stagione di fusione, sulla superficie del ghiacciaio. Non si perviene ad un risultato preciso, ma si stima semplicemente l'andamento dell'annata di bilancio in base al rapporto tra area di accumulo e area totale (AAR). Una stima più precisa può essere fatta se si dispone di una serie di bilanci di massa eseguiti in modo diretto in precedenza, poiché esiste una netta correlazione tra bilancio e quota della linea di equilibrio. Ben più imprecisa invece si rivela la stima su ghiacciai non precedentemente sottoposti a misure dirette di bilancio (Braithwaite, 1984).

Il metodo glaciologico diretto, pur comportando un certo costo e un non trascurabile impegno logistico ed organizzativo, viene riconosciuto come il più adeguato per la misurazione a lungo termine del bilancio di massa glaciale. Attualmente rappresenta lo standard di riferimento a livello internazionale. Il World Glacier Monitoring Service, organizzato dall'International Association of Hydrological Sciences (IAHS), lo United Nations Environmental Programme (UNEP) e lo United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), raccoglie e pubblica con cadenza biennale i risultati dei bilanci di massa misurati con queste modalità in un campione significativo di apparati glaciali in tutto il mondo (Haerberli et al., 2003). Le altre procedure sono utilizzate nel caso sia impossibile operare in modo diretto, oppure come verifica delle misurazioni dirette. E' infatti consigliabile abbinare due o più metodi per determinare l'attendibilità dei risultati ottenuti sul lungo termine.

Tecniche di modellazione del bilancio di massa

La modellazione distribuita del bilancio di massa è di grande interesse dal punto di vista pratico e scientifico, poiché consente di migliorare la conoscenza dei processi e di predire l'evoluzione delle risorse nivo-glaciali in risposta a possibili scenari climatici futuri. E' inoltre un'importante componente nel monitoraggio dei ghiacciai, perché permette: i) di collegare diverse tipologie di osservazione (misure di variazione frontale, misure di bilancio di massa, catasti dei ghiacciai), ii) di estrapolare queste misure nel tempo e nello spazio (Machguth et al., 2006b). Paul et al., (2007) raccomandano di riconsiderare le tradizionali tecniche di estrapolazione del bilancio di massa, utilizzando modelli di bilancio di massa in combinazione con software e tecniche GIS. L'uso di modelli per l'estrapolazione delle misure puntuali eseguite su paline e trincee, al posto di semplici regressioni con la quota, può consentire l'ottenimento di profili di bilancio di massa più realistici, visto che solo con i modelli si può riuscire a tener conto della variabilità locale della topografia, e della sua influenza sulla distribuzione di accumulo e ablazione (Arnold et al., 2006b).

La complessità dell'approccio modellistico deve essere commensurata alle finalità della modellazione e alla risoluzione spaziale e temporale che si desidera ottenere nelle simulazioni (Hock and Jansson, 2005). Tuttavia il limite principale nella modellazione del bilancio di massa nivo-glaciale è rappresentato dalla disponibilità e dalla qualità delle variabili meteorologiche in input, che si contrappone ad un'estrema variabilità spaziale e temporale delle condizioni climatiche e dei processi di accumulo e ablazione. Per essere "operativo", quindi, un modello deve essere in grado di: i) funzionare con risultati soddisfacenti usando solo dati di input normalmente disponibili (che di solito sono temperature, precipitazioni e il modello digitale del terreno - DTM); ii) essere in grado di cogliere i processi dominanti che governano gli scambi di energia e di massa su neve e su ghiacciaio.

I modelli più complessi sono quelli a base fisica. Questi modelli calcolano accumulo e ablazione utilizzando una descrizione rigorosa, su base fisica, di tutti i processi coinvolti negli scambi di massa ed energia tra atmosfera e superficie. Il pregio principale risiede nella capacità di calcolare con precisione il bilancio energetico e il bilancio di massa, contribuendo inoltre al miglioramento della comprensione dei singoli processi. Tuttavia l'utilizzo di questo tipo di modelli implica la conoscenza, per misura o per stima, di numerose variabili meteorologiche. Inoltre, la necessità di simulare un gran numero di processi impone l'utilizzo di molti parametri, che devono essere adeguatamente stimati per ottenere simulazioni attendibili. Questi limiti costituiscono un serio problema nel momento in cui si intende applicare i modelli su aree "ungauged" (cioè prive di strumenti di misura), al di fuori del loro ambito di implementazione, che corrisponde generalmente a bacini sperimentali di piccole dimensioni e con buona dotazione sensoristica e strumentale (Bloschl, 1999).

I modelli più semplici sono di tipo "concettuale", e usano le variabili meteorologiche più comunemente disponibili (ad esempio la temperatura dell'aria) come indici dei processi che governano l'accumulo e l'ablazione, più che come input per i calcoli di rigorosi bilanci energetici. Il metodo più diffuso e conosciuto di questo tipo è il cosiddetto "metodo grado-giorno" (Bergström, 1986), che utilizza la temperatura dell'aria come unico indice per il calcolo della fusione. Questi modelli sono semplici da applicare e da calibrare, e danno buoni risultati soprattutto nel caso di simulazioni "concentrate". Sono però altamente empirici, e la loro applicabilità sui sistemi glaciali risente dell'elevata complessità ed eterogeneità delle variabili e dei processi fisici coinvolti, che richiede generalmente approcci di tipo distribuito. Inoltre, il metodo grado-giorno si rivela eccessivamente sensibile alla temperatura dell'aria, mentre in ambito glaciale la componente radiativa del bilancio energetica è di solito tutt'altro che trascurabile.

Tra i numerosi approcci modellistici proposti in letteratura (Hock, 2005) i modelli di fusione ad indice morfo-energetico costituiscono probabilmente un buon compromesso tra semplicità, parsimonia rispetto ai dati meteorologici richiesti in input, e capacità di cogliere la variabilità dei processi di accumulo e fusione. Questi modelli puntano a migliorare il metodo grado-giorno, aggiungendo alla temperatura dell'aria un indice morfo-energetico distribuito, dato dalla radiazione solare misurata o simulata a partire dal DTM (Cazorzi and Dalla Fontana, 1996; Hock, 1999; Pellicciotti et al., 2005).

L'applicazione di questi modelli in ambiente glaciale deve tener conto dei processi dominanti che agiscono sull'accumulo e sull'ablazione, descritti in precedenza. Per quanto riguarda l'accumulo si possono citare: i) i gradienti orizzontali e verticali delle precipitazioni, ii) la redistribuzione eolica e valanghiva della neve. L'ablazione è invece prevalentemente controllata da: i) i gradienti termici verticali, ii) l'effetto di raffreddamento dei ghiacciai, iii) l'albedo, iv) la copertura nuvolosa, v) la variazione dell'importanza relativa delle componenti del bilancio energetico a diverse quote. Gran parte delle ricerche finora svolte sui ghiacciai ha riguardato i flussi energetici e i processi di ablazione. I processi di accumulo sono stati, in confronto, meno studiati, probabilmente a causa della mancanza di un'adeguata base sperimentale. Spesso quindi l'accumulo è simulato usando

semplicemente i gradienti verticali di precipitazione, senza considerare la redistribuzione della neve. Il risultato è un aumento lineare dell'accumulo con la quota che, come discusso in precedenza, non trova riscontro nella realtà. A questo proposito Machguth et al. (2006a) hanno evidenziato come "...significativi miglioramenti nella modellazione del bilancio di massa glaciale possono essere raggiunti focalizzandosi sui processi di accumulo". A simili conclusioni sono recentemente giunti anche Klok e Oerlemans (2002).

1.2.2 Permafrost e terreno congelato

Definizioni

Terreno congelato: suolo o roccia in cui tutta o parte dell'acqua interstiziale si trova sotto forma di ghiaccio. Il terreno perennemente o stagionalmente congelato può essere presente in tre forme principali: *hard*, *plastic* oppure *dry*. La prima forma è fermamente cementata dal ghiaccio, soggetta a frattura "fragile" (cioè non preceduta da deformazione) e non deformabile sotto carico. La forma "plastic" è cementata da ghiaccio ma possiede proprietà viscoso a causa dell'elevato contenuto di acqua allo stato liquido, ed è quindi comprimibile sotto carico. La forma "dry", invece, possiede un contenuto molto basso di acqua (sia essa liquida o congelata) e non è cementata dal ghiaccio; la comprimibilità sotto carico è la stessa del materiale non congelato (U.S.S.R., 1969, 1973; Van Everdingen, 1976).

Permafrost: terreno (suolo o roccia, comprendenti anche il ghiaccio e il materiale organico in essi contenuti) che rimane per almeno due anni consecutivi ad una temperatura pari o inferiore a 0°C (Van Everdingen, 1998). Non è necessariamente congelato, perché il punto di congelamento dell'acqua al suo interno può essere inferiore a 0°C, ad esempio in presenza di sali disciolti. Il contenuto di acqua di un suolo interessato da permafrost (allo stato solido o liquido) è molto variabile e può anche essere nullo; tuttavia generalmente il permafrost contiene ghiaccio in varie forme e aggregazioni e talora il ghiaccio può rappresentare la componente prevalente in termini di volume (Muller, 1943; van Everdingen, 1976).

Processi

Il clima è il fattore principale che determina e regola l'esistenza del permafrost. Tuttavia altri fattori concorrono a determinare la temperatura superficiale del terreno, che è direttamente correlata alla distribuzione spaziale, spessore e temperatura del permafrost. Tra questi si possono citare: il tipo e la densità della vegetazione, la copertura nevosa, le condizioni di drenaggio e il tipo di suolo, le condizioni microclimatiche (Burgess & Smith, 2000; Heginbottom, 2000). In ambito alpino la copertura nevosa riveste una notevole importanza e agisce in duplice modo. Durante l'inverno si può avere un effetto isolante, nel caso in cui il manto nevoso si formi precocemente e raggiunga rapidamente spessori sufficienti, che inibisce il raffreddamento del suolo. Oppure ci può essere l'effetto contrario, nel caso in cui la copertura nevosa arrivi tardi oppure il manto nevoso rimanga di limitato spessore. Durante la stagione estiva, la persistenza della neve sul terreno isola il terreno dalle condizioni atmosferiche esterne e prolunga la fase con temperature attorno a 0°C, tipica del periodo di fusione della neve. In questo modo, le zone in cui la neve persiste più a lungo mantengono temperature del suolo più basse e sono in grado di preservare il permafrost anche a quota relativamente bassa. In zone ad orografia complessa le condizioni topoclimatiche possono variare considerevolmente, anche a breve distanza, per effetto della topografia locale. La pendenza, l'esposizione e l'ombreggiamento del rilievo circostante influiscono infatti in modo decisivo sulla quantità di radiazione globale incidente, e conseguentemente sul bilancio energetico del suolo. Anche la granulometria superficiale esercita un controllo significativo sulla temperatura del terreno. La presenza di materiale grossolano ha infatti un effetto raffreddante sul suolo, dovuto al movimento dell'aria nelle cavità presenti tra i clasti (Humlum, 1997; Bernhard et al., 1998). La presenza di specchi d'acqua e di ghiacciai generalmente limita la presenza di permafrost, almeno sulle catene montuose delle medie e basse latitudini, poiché l'acqua liquida (bacini lacustri, fiumi) o ghiacciai temperati mantengono il terreno a temperature maggiori o uguali a 0°C; il permafrost può essere presente sotto i ghiacciai freddi o a base fredda (ad esempio ghiacciai di alta quota o ghiacciai polari).

I tipici profili termici invernali ed estivi di un terreno interessato da permafrost sono illustrati in figura 8 (Seppi, 2006). Si definisce “*strato attivo*” la porzione superficiale che subisce fusione e ricongelamento. La sua porzione inferiore è definita “*tavola del permafrost*”, e può essere collocata a varia profondità (tipicamente pochi decimetri nelle zone artiche, 2-5 m nelle aree alpine prossime al limite del permafrost discontinuo). Sotto la tavola del permafrost la temperatura è perennemente inferiore a 0°C. Il punto dove la variazione annuale della temperatura è inferiore a 0.1°C è detto “*Depth of Zero Annual Amplitude*” (ZAA) e si colloca tra 10 e 20 m di profondità, a seconda delle condizioni climatiche e della conducibilità termica del suolo. Sotto la ZAA la temperatura aumenta per effetto del calore geotermico fino a superare nuovamente gli 0°C in corrispondenza della cosiddetta “*base del permafrost*”. Lo spessore del terreno compreso tra la tavola e la base del permafrost va da pochi metri a più di un migliaio di metri nelle aree polari.

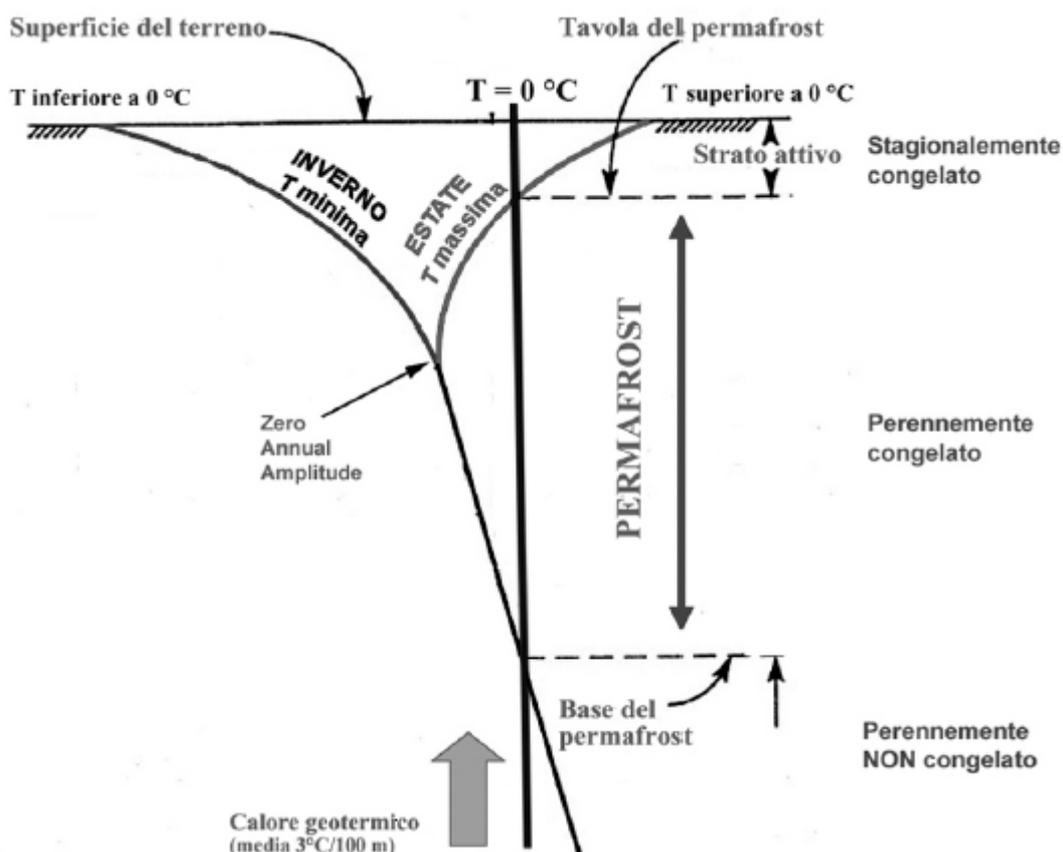


Figura 8 – Profilo termico verticale estivo e invernale di un terreno interessato da permafrost e terminologia (Seppi, 2006).

A seconda della distribuzione spaziale, si parla di permafrost “*continuo*”, “*discontinuo*” o “*sporadico*”. Generalmente il primo è presente dove la temperatura media annua dell’aria (MAAT) è inferiore a -8°C, il secondo con MAAT comprese tra -8 e -1°C, il terzo può essere presente anche con temperature superiori a -1°C. E’ da sottolineare il fatto che questa classificazione, nata per definire il permafrost delle alte latitudini, poco si adatta per il permafrost alpino dove prevalgono condizionamenti climatici locali. Il limite inferiore teorico del permafrost discontinuo sul versante meridionale dell’arco alpino (basato sulla MAAT di -1°C) si colloca mediamente attorno a 2600-2700 m (Haerberli, 1985), anche se recenti studi hanno evidenziato come il limite reale sia localmente inferiore, anche in modo sensibile (Baroni et al., 2004; Seppi et al., 2003), evidenziando ancora una volta il carattere di discontinuità e l’importanza delle condizioni locali.

Geomorfologia periglaciale

Il termine "*periglaciale*" fa riferimento ad ambienti caratterizzati da basse temperature, indipendentemente dalla posizione spaziale rispetto ai ghiacciai. Le forme caratteristiche di questi ambienti sono il risultato dell'azione intensa del gelo, spesso in combinazione con la presenza di permafrost. La presenza di ghiacciai nel presente o nel passato non influisce su questi processi e non è elemento distintivo di questi ambienti.

I "*rock glaciers*" sono le forme probabilmente più caratteristiche associate alla presenza del permafrost. Sono definiti come "corpi geologici costituiti da materiale sciolto di varia granulometria frammisto a ghiaccio". I depositi, conformati a lobo o a lingua, sono sempre inclinati verso valle e nettamente rilevati rispetto al terreno circostante; hanno dimensioni molto varie, generalmente sono larghi da alcune decine a poche centinaia di metri e lunghi da alcune centinaia fino a due migliaia di metri. Le scarpate laterali sono alte da 10 a 30 o più metri e presentano pendenze elevate, specie nelle forme attive (30-40°). La superficie è frequentemente caratterizzata dalla presenza di rughe, solchi, contropendenze e cavità (figura 9).

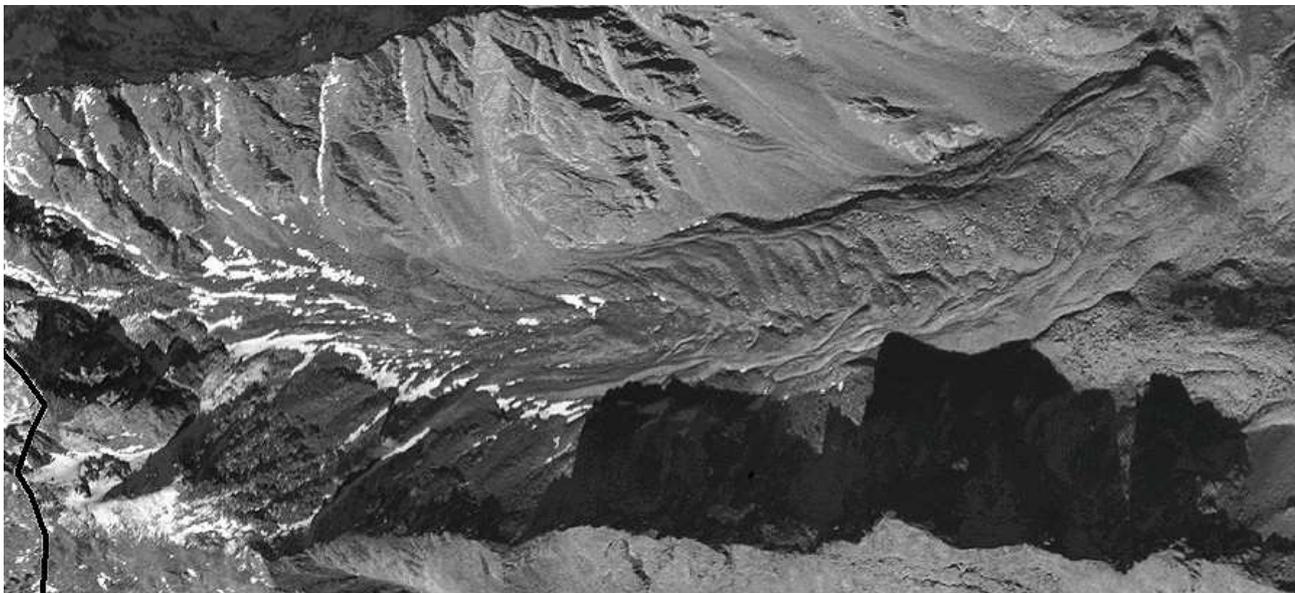


Figura 9 - Foto aerea di un rock glacier nel gruppo Ortles-Cevedale. (Ortofoto digitale della Provincia Autonoma di Trento. Nulla osta dell'IGM alla diffusione N. 280 del 22/07/1996 controllato ai sensi della legge N. 68 del 02/02/1960).

Dal punto di vista morfodinamico si distinguono tre tipi di rock glaciers (Barsch, 1996):

- *attivi*: depositi in cui è presente il permafrost e dotati di movimento
- *inattivi*: depositi in cui è presente permafrost ma privi di movimento
- *relitti*: depositi completamente privi di permafrost al loro interno e senza movimento

Per quanto concerne la genesi dei rock glaciers, si sono progressivamente configurate due scuole di pensiero. Quella europea sostiene la genesi "periglaciale", l'altra, americana, sostiene invece la genesi "glaciale" del ghiaccio in essi contenuto (oltre a ghiaccio interstiziale, infatti, è frequente trovare corpi di ghiaccio "massivo" all'interno dei rock glaciers, del tutto simile a quello che si forma sui ghiacciai) (Clark et al., 1998). Il dibattito permane tuttora aperto e nessuna delle due teorie sembra soddisfare completamente quanto si osserva sul terreno. La storia evolutiva dei rock glaciers è piuttosto complessa e appare chiaro che non è possibile attribuire a queste forme un'origine esclusivamente glaciale o periglaciale (Guglielmin et al., 2004). Processi morfogenetici sia glaciali sia periglaciali possono dare origine a forme analoghe, ma sembra tuttavia

indispensabile che per la genesi e l'evoluzione di un rock glacier si debbano verificare condizioni ambientali favorevoli all'esistenza del permafrost (Haeberli, 2000). La presenza di rock glaciers, quindi, può essere considerata come indicatrice della presenza di permafrost in ambiente alpino, sia essa attuale (nel caso di forme attive) o pregressa (nel caso di forme inattive o relitte).

Tra le altre forme periglaciali diffuse in ambiente alpino, legate soprattutto al fenomeno del gelo discontinuo, si ricordano i "*suoli strutturati*" e i "*lobi di soliflusso e geliflusso*". I *suoli strutturati* presentano una dislocazione del materiale superficiale che dà origine a forme geometriche particolari, come poligoni, cerchi, gradini, strie parallele, lastricati. Queste forme si originano per effetto dell'alternanza di gelo e disgelo, soprattutto a carico di terreno umido, di tessitura fine e poroso, che tende a rigonfiarsi in modo pronunciato quando avviene il congelamento dell'acqua interstiziale. I movimenti del terreno favoriscono una graduale separazione granulometrica del materiale, che tende ad organizzarsi spazialmente formando le geometriche tipiche osservabili in superficie (Castiglioni, 1979). Il "*soliflusso*" è un flusso lento verso valle di materiale non congelato e imbevuto d'acqua. La presenza di un substrato congelato o di cicli gelo-disgelo non fa parte della definizione originale del termine (Andersson, 1906). Tuttavia una componente del soliflusso può essere anche il creep (lento scivolamento verso valle) a carico di terreno congelato. La velocità di scivolamento è molto variabile, e il processo può aver luogo sia in aree interessate da permafrost, sia in aree con gelo stagionale. I *lobi di soliflusso* sono forme isolate a forma di lingua, larghi fino a 25 metri e lunghi anche più di 150 metri. Comunemente presentano una fronte ripida, che può essere o meno ricoperta di vegetazione, e una superficie superiore relativamente uniforme. Il *geliflusso* comporta il lento scivolamento verso valle di materiale non congelato, su un substrato congelato. È un tipo di soliflusso, che implica la presenza di gelo stagionale o di permafrost (Washburn, 1979).

Tecniche di indagine

Esistono diverse tecniche d'indagine utilizzate per conoscere le condizioni termiche del terreno e per evidenziare l'eventuale presenza di permafrost. Questi metodi vengono applicati con finalità di studio dei processi, monitoraggio delle variazioni nel tempo, mappatura della distribuzione spaziale e modellazione del permafrost. Segue una breve descrizione delle principali tecniche di misura.

Monitoraggio del regime termico della superficie del suolo: questo tipo di monitoraggio viene eseguito mediante l'installazione di mini-loggers, che registrano in continuo e ad intervalli regolari la temperatura della superficie del terreno (Scapozza, 2009). Lo scopo è quello di ricavare informazioni sullo stato termico del sottosuolo, a partire dai dati misurati in superficie nel corso dell'anno (Delaloye, 2004). Un esempio dell'andamento tipico della temperatura superficiale del terreno in un'area probabilmente interessata da permafrost è proposto in Figura 10. I parametri che generalmente si vanno a calcolare sono la temperatura media annua della superficie del suolo (MAGST – Mean Annual Ground Surface Temperature), la temperatura di equilibrio invernale (WEqT – Winter Equilibrium Temperature; si tratta della temperatura del suolo nella seconda parte dell'inverno, quando non ci sono più variazioni significative della temperatura), la somma dei gradi-giorno negativi (FrezInd – Freezing Index o indice di gelo) oppure la durata della fase di zero curtain (periodo durante il quale la temperatura è esattamente di 0°C). Questo metodo è intensamente utilizzato, non solamente nei terreni sedimentari sciolti (e.g. Hoelzle et al. 1999; Ishikawa 2003), ma anche nelle pareti rocciose (e.g. Gruber et al. 2003).

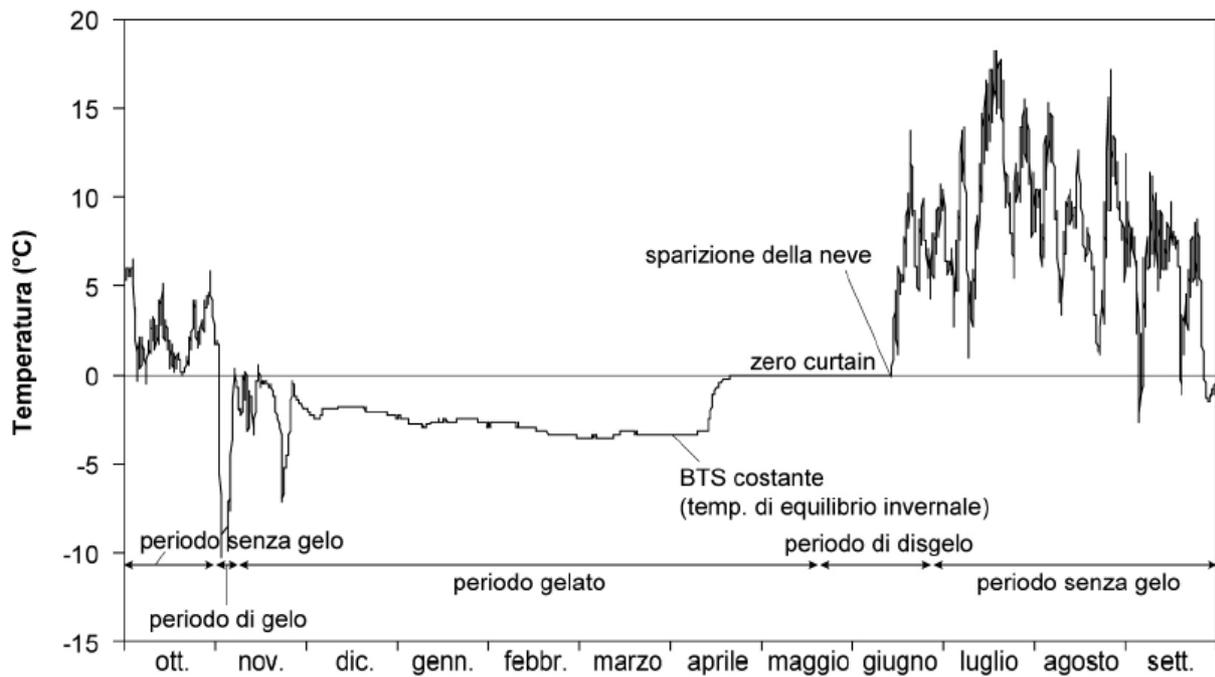


Figura 10 – Profilo termico verticale estivo e invernale di un terreno interessato da permafrost e terminologia (Scapozza, 2009).

Monitoraggio del profilo termico verticale: consistono nella misurazione della temperatura del suolo mediante termistori collocati a varie profondità e collegati ad un data-logger posto in superficie. La catena di termistori viene di solito calata all'interno di un foro eseguito mediante carotaggio verticale. Si tratta delle misure più precise ed affidabili per il monitoraggio del permafrost nel tempo. Questo tipo di misurazione è alla base di programmi nazionali e internazionali di monitoraggio, come il programma PACE (Permafrost and Climate in Europe; cf. Harris et al. 2001,) e il programma svizzero PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland; cf. Vonder Mühl et al. 2004).

Misure BTS: consistono nella misurazione della temperatura sulla superficie del terreno, alla base del manto nevoso (BTS - Bottom Temperature of winter Snow cover, Haeberli 1973, Hoelzle 1992). Questo tipo di misurazione viene eseguito nel periodo primaverile, quando normalmente lo spessore della neve al suolo è massimo, e immediatamente prima che inizi la stagione di ablazione. L'obiettivo è di misurare la temperatura di equilibrio invernale (WEqT – Winter Equilibrium Temperature), per ricavare informazioni sullo stato termico del suolo in profondità, e quindi sulla presenza o assenza del permafrost. Rispetto al monitoraggio del regime termico della superficie del suolo mediante mini-loggers ha il vantaggio che è possibile eseguire misure distribuite, piuttosto che puntuali. Affinché le misure siano significative è necessario che il manto nevoso sia spesso almeno 80-100 cm. La temperatura misurata, infatti, deve risentire il meno possibile delle condizioni climatiche esterne. La probabilità della presenza di permafrost viene indicata dalla seguente tabella (Haeberli, 1973; Hoelzle, 1992):

BTS < -3°C	Permafrost probabile
-3°C < BTS < -2°C	Permafrost possibile
BTS > -2°C	Permafrost improbabile

Misure di temperatura alle sorgenti: la temperatura delle sorgenti è un metodo rapido ed efficace per determinare la presenza di permafrost in un corpo sedimentario (Haeberli, 1975). L'acqua di cui si misura la temperatura non è il prodotto della fusione del ghiaccio del permafrost, ma transitandovi a contatto, per esempio in un rock glacier, si raffredda fortemente (nel caso di acqua di origine meteorica) o conserva la sua bassa temperatura (nel caso di acqua di fusione della neve). La misurazione è molto semplice e consiste nell'immergere un sensore termometrico nell'acqua e attendere che il valore di temperatura si sia stabilizzato, prima di annotare la misura. Il miglior momento per compiere delle misure di temperatura delle sorgenti è verso fine estate – inizio autunno, quando il manto nevoso è di regola completamente assente. La neve in fusione, in effetti, può falsare le misure e quindi l'interpretazione dei risultati (Scapozza, 2009). E' inoltre necessario aver cura di fare la misura sul punto più a monte in cui sgorga l'acqua, perché la temperatura varia piuttosto rapidamente una volta che l'acqua entra in contatto con le superfici esterne. L'interpretazione convenzionale delle misure di temperatura delle sorgenti (T_s) è presentata nella tabella seguente:

$0^{\circ}\text{C} < T_s < 1^{\circ}\text{C}$	Permafrost probabile
$1^{\circ}\text{C} < T_s < 2^{\circ}\text{C}$	Permafrost possibile
$T_s > 2^{\circ}\text{C}$	Permafrost improbabile

Indagini geofisiche: consistono nello utilizzo di particolari proprietà fisiche del permafrost per la sua identificazione, delimitazione e studio della struttura interna. Le variabili di maggior interesse per lo studio del permafrost e per poterlo distinguere dal substrato circostante sono la temperatura e il contenuto in ghiaccio. Tre sono i principali parametri geofisici utilizzati per distinguere il materiale congelato da quello non congelato: i) resistività elettrica (aumenta bruscamente a 0°C su rocce e suoli porosi, aumenta esponenzialmente su suoli a granulometria fine a mano a mano che aumenta la percentuale di acqua interstiziale congelata), ii) permittività dielettrica (governa la velocità di propagazione delle onde georadar, che cambia significativamente tra materiale congelato e scongelato), iii) velocità di trasmissione delle onde sismiche (che aumenta con il congelamento all'interno di materiali porosi umidi). La tomografia elettrica, i sondaggi elettrici verticali, il georadar e la rifrazione sismica sono i metodi più utilizzati per le prospezioni geofisiche su rock glaciers e su pendii interessati da permafrost. Recenti reviews dettagliate sull'argomento si possono trovare in Hauck and Kneisel (2008) and Kneisel et al. (2008).

Misure topografiche: servono per studiare la deformazione dei corpi detritici interessati da permafrost, e vengono applicate soprattutto per la misurazione delle velocità superficiali dei rock glaciers, al fine di determinare il loro grado di attività e di monitorare eventuali variazioni nel tempo, in risposta alle variazioni climatiche. A questo scopo si possono utilizzare strumenti di tipo tradizionale come il teodolite, oppure tecniche di più recente implementazione, come il GPS differenziale (Krainer e Mostler, 2000; Lambiel e Delaloye, 2004), l'aerofotogrammetria (Kääb et al., 2003), il laserscanner (Bauer et al., 2003) e l'interferometria (Rott & Siegel 1999). Kääb e Vollmer (2000) passano in rassegna le diverse tecniche disponibili, evidenziando come da procedure manuali di misura applicate su singoli punti (generalmente grandi massi), si sia passati a procedure di confronto multi-temporale completamente digitali che forniscono le misure di deformazione su tutto il corpo detritico studiato.

Censimento e caratterizzazione dei rock glaciers: in molte aree alpine i rock glaciers costituiscono l'unica evidenza geomorfologica della presenza (attuale o pregressa) del permafrost. Data la loro diffusione sul territorio (che dipende in primis dalle condizioni climatiche, litologiche e strutturali), in alcune aree relativamente abbondante ed estesa in un ampio range altitudinale, essi rappresentano un utile indicatore che può essere utilizzato sia per una prima approssimativa mappatura

dell'estensione areale del permafrost, sia per la validazione di strumenti modellistici. La morfologia superficiale di questi depositi e il grado di colonizzazione vegetale sono spesso sufficienti ai fini di una prima classificazione del loro grado di attività, che eventualmente può essere corroborata da altre osservazioni qualitative (ad esempio la permanenza di nevai fino ad estate avanzata) o quantitative (ad esempio misure di velocità superficiale oppure BTS) (Barsch 1996, Urdea 1998, Frauenfelder & Kääb 2000). Questi censimenti sono stati realizzati in diverse aree alpine, come ad esempio in Svizzera (Brown et al., 1998), Austria (Lieb, 1998), Spagna (Martinez de Pison et al., 1998) e Italia (Guglielmin e Smiraglia, 1998; Baroni et al., 2004; Seppi et al., 2005).

Mappatura e modellazione del permafrost

Mappatura basata su evidenze geomorfologiche: si basa sul riconoscimento di forme di terreno chiaramente collegabili alla presenza del permafrost. Le forme più utilizzate a questo scopo in ambito alpino sono i rock-glaciers, e la tecnica più utile all'individuazione del loro movimento (e quindi del loro grado di attività) è la fotogrammetria digitale (cf. Kääb & Vollmer, 2000) o l'interferometria (Rott & Siegel, 1999). Tuttavia anche forme attualmente non attive possono conservare permafrost al loro interno, e in alcuni casi anche forme relitte. Anche alcuni tipi di morene di spinta possono servire allo scopo. Queste morene sono formate da fronti glaciali in avanzata, che causano una deformazione plastica a carico di sedimenti pro-glaciali congelati. La deformazione avviene relativamente lontano dalla fronte glaciale, a causa della trasmissione degli sforzi operata dai sedimenti congelati. Questo tipo di morena è stata studiata sia in aree artiche, sia in aree montuose di latitudini inferiori, come in Scandinavia o sulle Alpi (Haeberli, 1979; Eybergen, 1986). Anche alcune morene a nucleo di ghiaccio possono essere usate come indicatori della presenza di permafrost. Deposte su pendii ripidi, queste morene possono presentare un lento scivolamento verso valle (creep), come permafrost "supersaturato", e danno origine a forme di terreno simili ai rock glaciers (Østrem, 1964; Etzelmüller et al., 1996). Forme proglaciali come suoli strutturati e lobi di soliflusso non sono indicatori di permafrost in senso stretto, perché possono essere collegate anche al solo gelo stagionale. Tuttavia, forme di questo tipo di grandi dimensioni e ben sviluppate sono spesso collegate alla presenza di permafrost (Hoelzle et al., 1993).

Mappatura basata sul remote sensing: mediante sensori installati su mezzo aereo o su satellite è possibile identificare e mappare alcuni aspetti collegabili alla presenza di permafrost. Tra questi si possono citare le forme di terreno, la copertura vegetale e i pattern vegetazionali, oppure la copertura nevosa (Cannone, 1999; Gruber e Hoelzle, 2001).

Mappatura basata su indagini di tipo termico e su tecniche geofisiche: il metodo più utilizzato è la classica misura BTS, vista la sua semplicità, il costo ridotto e la possibilità di campionare ampie aree di territorio in breve tempo. Tuttavia l'informazione ricavata dalle misure BTS non è collegabile alla temperatura del suolo in modo diretto e univoco, vista l'elevata variabilità del BTS da un anno all'altro, a causa della diversa evoluzione del manto nevoso. E' quindi consigliabile ripetere le misure per più anni consecutivi, al fine di ricavare informazioni con diverse condizioni di innevamento. L'utilizzo di tecniche geofisiche, come la tomografia elettrica, il georadar e la rifrazione sismica, consente di caratterizzare aree più ristrette e permette una migliore interpretazione delle misure BTS, utile ai fini della mappatura o modellazione dell'estensione spaziale del permafrost.

Modellazione mediante modelli empirico-statistici: questi modelli mettono in relazione la presenza (documentata) del permafrost con uno o più fattori topoclimatici (quota, pendenza, esposizione, temperatura media dell'aria, radiazione solare) che possono essere facilmente misurati o calcolati. I processi di scambio di massa ed energia che avvengono sulla superficie del suolo o nello strato attivo non sono considerati in modo esplicito. Questa semplificazione comporta sia vantaggi, sia svantaggi. Questi modelli sono infatti semplici da applicare, richiedono pochi dati in input e danno

risultati coerenti, ammesso che siano ben calibrati per applicazioni locali o regionali. Hanno però lo svantaggio di indicare la presenza o l'assenza del permafrost, senza fornire indicazioni sulla probabilità. Assumono inoltre l'esistenza di condizioni stazionarie, e la loro estrapolabilità nel tempo e nello spazio è limitata.

Modellazione mediante modelli a base fisica: si tratta di modelli "process-oriented", focalizzati sulla comprensione dettagliata dei flussi energetici tra l'atmosfera e il permafrost. In questi modelli vengono esplicitamente parametrizzati la radiazione solare, i flussi turbolenti, l'albedo superficiale, la conduzione termica, ecc... Sono modelli complessi e necessitano di una gran quantità di dati misurati o calcolati con precisione. Questo approccio modellistico permette estrapolazioni sia nello spazio, sia nel tempo ed è particolarmente adatto per studi di sensibilità climatica. Tuttavia l'elevata mole di dati richiesta in input costituisce un importante limite. L'output è rappresentato dalla simulazione della temperatura della superficie del terreno, che costituisce solo il primo passo per la simulazione della temperatura del suolo e dell'eventuale permafrost. E' infatti necessario simulare il cosiddetto "thermal offset", definito come la differenza tra la temperatura media annua sulla superficie del terreno e la temperatura media annua alla base dello strato attivo (tavola del permafrost). La sua simulazione è molto complessa in ambito alpino, a causa della complessità dell'orografia, del microclima e delle caratteristiche superficiali. Grosse difficoltà esistono, ad esempio, nelle aree in cui lo strato attivo è costituito da grossi blocchi (Harris and Pedersen, 1998; Hoelzle et al., 1999; Humlum, 1998).

CAPITOLO 2 - DESCRIZIONE DELL'AREA DI STUDIO E DELLE INDAGINI SPERIMENTALI

2.1 Area di studio

Il gruppo dell'Ortles-Cevedale (Figura 11) fa parte delle Alpi Retiche meridionali e si estende per 1638 km². E' delimitato a nord dalla val Venosta e dalla val Trafoi, ad ovest dal passo dello Stelvio e dall'asta fluviale dell'Adda, a sud dalla val di Sole e ad est dalla val di Rabbi e dalla val d'Ultimo, fino alla sua immissione nella val dell'Adige. Il suo territorio è suddiviso tra le provincie di Bolzano, Trento, Brescia e Sondrio. Le tre cime principali del gruppo montuoso sono l'Ortles (3905 m), il Gran zebrù (3851 m) e il Cevedale (3769 m). Queste tre cime sono allineate in direzione NW-SE, lungo una cresta piuttosto affilata sul settore settentrionale e via via più smussata in direzione del Cevedale. Dal punto di vista orografico il gruppo è composto da quattro creste montuose principali, che convergono in corrispondenza del nodo orografico del Cevedale. La cresta montuosa nord-occidentale è quella del Cristallo, in prossimità della quale si colloca la cima dell'Ortles. La cresta settentrionale è quella della Vertana, che si innesta sulla precedente in corrispondenza della cima di Solda. La cresta orientale (del Gioveretto) e quella meridionale (delle Tredici Cime) convergono direttamente sul Cevedale. Il versante meridionale del gruppo è drenato dalla Valfurva, val delle Messi, val di Peio, val di Rabbi e val d'Ultimo. Il versante settentrionale è invece drenato dalla val di Solda, val di Lasa e val Martello.

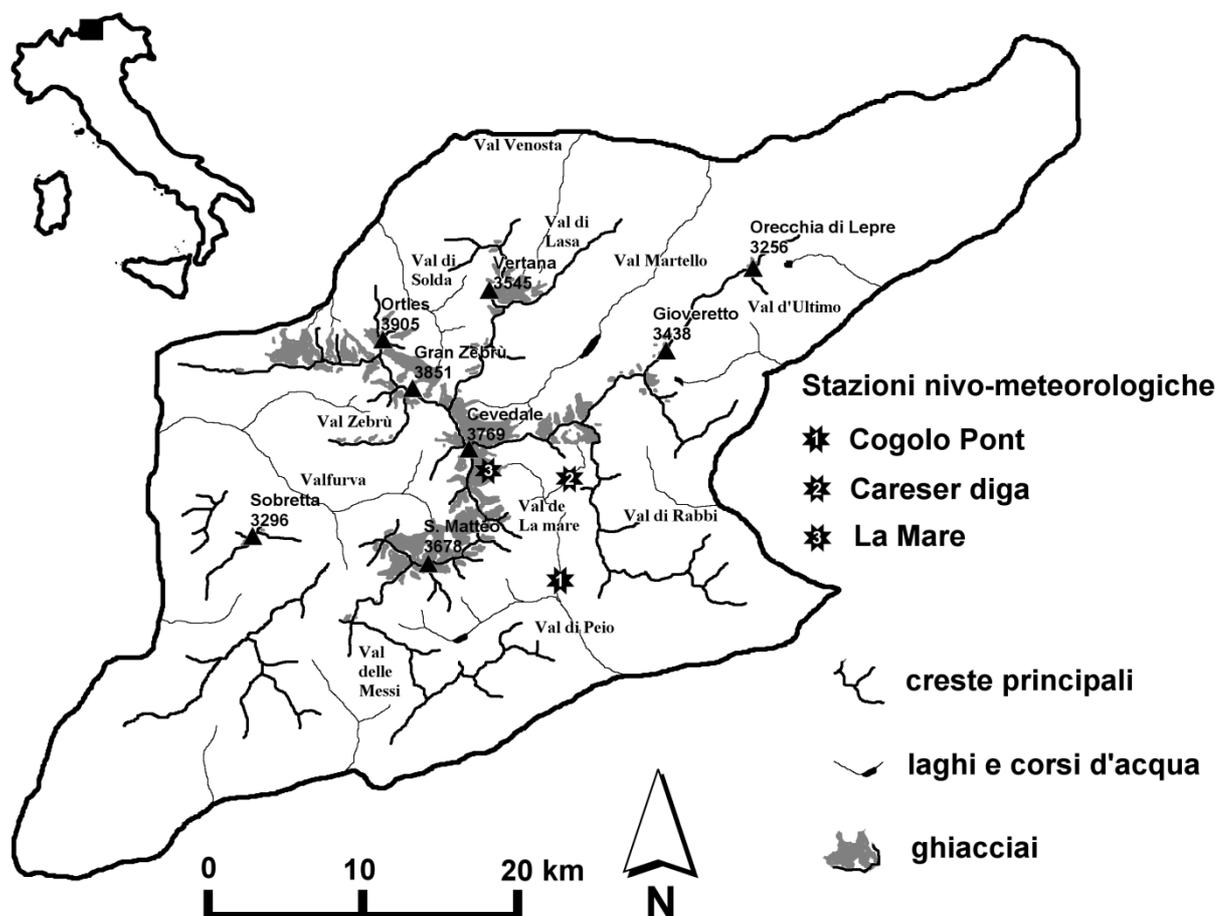


Figura 11 - Inquadramento geografico del gruppo Ortles-Cevedale.

Dal punto di vista geologico il gruppo Ortles-Cevedale è costituito da rocce metamorfiche e sedimentarie, mentre la presenza delle rocce ignee è trascurabile. Le zone litologiche sono disposte in fasce sub-parallele, allineate in direzione SW-NE. Partendo da sud si rinvennero dapprima rocce metamorfiche di catazona (micascisti e paragneiss a due miche con lenti di anfiboliti e ortogneiss), che formano i settori meridionali delle valli di Peio, Rabbi e Ultimo. Successivamente, procedendo verso nord, si trovano rocce metamorfiche di meso-epizona (micascisti a due miche con lenti di quarziti e ortogneiss granitici), localizzate sul settore centrale della val di Peio, Rabbi e Ultimo. Gran parte del settore centrale del gruppo è invece costituito da rocce metamorfiche di epizona (filladi e filladi quarzifere, micascisti, accompagnate da lenti di calcari metamorfici, cloroscisti e prasiniti cloritiche, quarziti e scisti quarziticci). Il settore sud-occidentale e il settore settentrionale del gruppo invece sono costituiti da rocce metamorfiche di mesozona (micascisti e paragneiss a due miche con lenti di anfiboliti, ortogneiss, calcari saccaroidi e quarziti), che prevalgono in val delle Messi, val Venosta e sui settori centrali e inferiori delle valli di Solda, Lasa e Martello. La zona nord-occidentale del gruppo, comprendente Ortles, Gran zebrù e Cristallo, è invece costituita da rocce sedimentarie (dolomie stratificate con interstratificazioni di calcari laminati neri, calcari neri lastriformi). Rocce ignee di natura dioritica e quarzodioritica in giacitura filoniana sono presenti sulla zona del Gran Zebrù, in alta val d'Ultimo e nella zona dell'Orecchia di Lepre (Andreatta, 1954; Desio, 1967).

La litologia influisce in modo determinante sulla morfologia del paesaggio e dei sistemi glaciali. Le rocce metamorfiche danno origine a forme non molto aspre, con cime di forma piramidale, pendii non molto ripidi e ampi circhi a bassa inclinazione che ospitano i principali ghiacciai. Le rocce sedimentarie invece danno origine a forme più aspre, influenzate dalla giacitura degli strati che in genere immergono verso nord o nord-ovest. I versanti meridionali e orientali, a reggipoggio, sono quindi molto ripidi e presentano pareti quasi verticali, mentre i versanti settentrionali e occidentali sono meno ripidi. Le linee di cresta sono tipicamente aguzze e seghettate. I ghiacciai occupano prevalentemente i versanti settentrionali, mentre sui versanti meridionali e orientali i ghiacciai sono piuttosto rari e generalmente assumono la forma di conoide o falda alla base delle pareti (Desio, 1967).

Il gruppo Ortles-Cevedale è il gruppo più estesamente glacializzato tra quelli collocati sul versante meridionale dell'arco alpino. Recenti aggiornamenti ottenuti mediante delimitazione dei ghiacciai da ortofoto scattate tra il 2003 e il 2006 riportano una superficie glacializzata pari a 37.5 km² sul settore alto-atesino, 12.2 km² sul settore trentino e 30.3 km² sul settore lombardo del gruppo, per un totale di 80 km². (Knoll e Kerschner, 2009). I ghiacciai più estesi sono quello dei Forni (sul settore meridionale del gruppo), il complesso glaciale attorno al Cevedale (La Mare, Forcola, Cevedale e Lunga), il complesso glaciale del sottogruppo del Cristallo (settore nord-occidentale), la vedretta di Solda e la vedretta di Lasa. Gran parte dei ghiacciai è in fase di rapido ritiro e perdita di massa. I ripetuti bilanci di massa negativi si manifestano, oltre che con il ritiro frontale, anche con il graduale abbassamento della superficie, che porta all'emersione del substrato roccioso e alla graduale frammentazione in corpi di ghiaccio di dimensioni minori. Un caso emblematico in tal senso è costituito dal ghiacciaio del Careser in val de La Mare (Carturan e Seppi, 2007).

Dal punto di vista climatico il gruppo Ortles-Cevedale si colloca in un'area di transizione tra il regime delle precipitazioni a massimo estivo di tipo continentale, riscontrabile sul settore settentrionale, e la zona ad influsso mediterraneo, posta a sud, dove le precipitazioni presentano due massimi equinoziali. La transizione Nord-Sud si realizza con un progressivo aumento delle precipitazioni invernali ed equinoziali e una diminuzione delle precipitazioni estive. I totali annui delle precipitazioni sui fondovalle vanno dai 900 mm della media val di Sole ai 500 mm della bassa val Venosta, che risulta essere una delle zone meno piovose dell'intero arco alpino. Le precipitazioni aumentano con la quota e sulle aree glaciali si stimano quantitativi medi annui compresi tra 1400 e 1500 mm sul settore centrale del gruppo montuoso. L'isoterma media annua di 0°C è collocata attorno a 2500 m e mediante un gradiente pari a 5.4°C/1000 m, calcolato tra le

stazioni di fondovalle e le stazioni in quota, è possibile stima temperature medie annue di +8.1°C a 1000 m, +2.7°C a 2000 m, -2.7°C a 3000 m e -7.6°C sulla cima dell'Ortles a 3905 m. (Carturan et al., 2009; Schwarb, 2000).

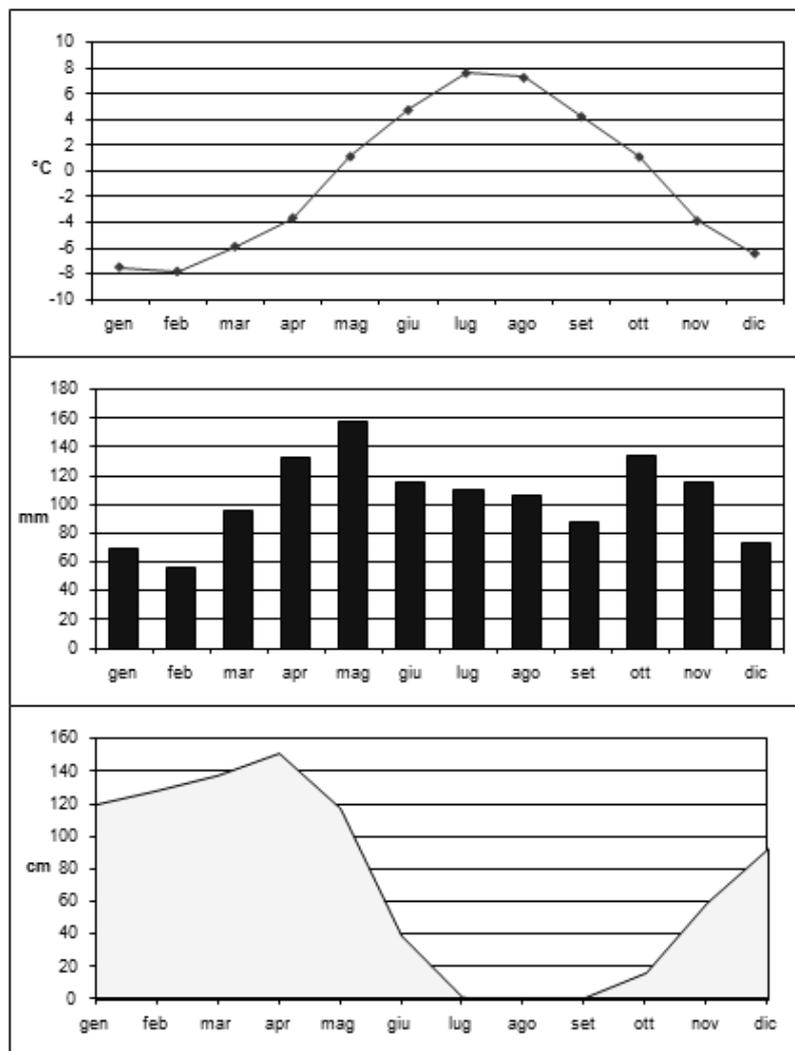


Figura 12 - Medie mensili di temperatura (in alto), precipitazione (al centro) e altezza neve (in basso) alla stazione di Careser diga (2605 m), nel periodo 1967-2007.

2.2 Descrizione dei siti sperimentali e delle campagne di misura

Le indagini contenute in questo lavoro di tesi sono state focalizzate su due aree campione del gruppo Ortles-Cevedale. I due siti sperimentali, scelti come rappresentativi dell'intero gruppo montuoso, sono l'alta val de La Mare e la vedretta Alta dell'Ortles, collocati rispettivamente sul settore meridionale e sul settore settentrionale del gruppo montuoso.

Le indagini sull'alta val de La Mare hanno riguardato tutti gli ambiti della criosfera, e fanno parte di un contesto di monitoraggi ambientali iniziati negli anni '30 del secolo scorso, tuttora in corso. L'attenzione principale è stata rivolta al bilancio di massa di due ghiacciai, che complessivamente si estendono su una superficie di 630 ha, tra i 2650 e i 3770 m di quota. Le ricerche hanno riguardato anche le nevi stagionali, il permafrost, il regime termico della superficie del suolo, e l'idrometria dei torrenti alimentati dai ghiacciai. Particolare attenzione è stata inoltre rivolta al monitoraggio delle variabili meteorologiche, tramite l'installazione di stazioni automatiche sia sui ghiacciai, sia al di fuori di essi.

Le ricerche sulla vedretta Alta dell'Ortles sono iniziate durante il secondo anno di dottorato. Queste indagini si collocano nell'ambito di un progetto di ricerca internazionale sul paleoclima, che vede il coinvolgimento di numerose università e come principale promotore il Bird Polar Research Center (Università dell'Ohio, USA). Il dipartimento TeSAF dell'Università di Padova è coinvolto in queste ricerche con un Progetto di Ateneo, che è stato finanziato nel corso del 2009. La finalità principale del progetto di ricerca è il prelievo di una carota di ghiaccio dal settore sommitale del ghiacciaio, a 3850 m di quota, per la ricostruzione delle condizioni climatiche nel passato. Nel mese di giugno 2009 è stata eseguita una dettagliata indagine conoscitiva preliminare, finalizzata al conseguimento di indicazioni utili per la futura perforazione, prevista nel 2011. La partecipazione a queste ricerche ha consentito di completare le osservazioni eseguite in val de La Mare, estendendole ulteriormente verso l'alto e verso nord. L'approccio di studio sull'Ortles è di tipo multi-disciplinare, e vede coinvolti meteorologi, nivologi, esperti di elementi in tracce nelle carote polari, esperti di geofisica glaciale e di geomorfologia glaciale e periglaciale afferenti alle Università di Padova, Pavia, Venezia, Innsbruck e all'Ufficio Idrografico della Provincia di Bolzano.

2.2.1 Ricerche in alta val de la Mare

Descrizione del sito sperimentale

L'area sperimentale comprende un bacino situato alla testata della val de La Mare (Figura 13) e chiuso in corrispondenza della centrale idroelettrica di malga Mare, a 1930 m. La val de La Mare è uno dei due sottobacini in cui si suddivide la val di Peio in corrispondenza dell'abitato di Cogolo (1150 m s.l.m.) ed è collocata interamente all'interno della provincia di Trento. In tabella 2 si riportano alcune caratteristiche morfometriche relative al bacino su cui si sono svolte le ricerche.

Superficie	35.9 km ²
Quota massima	3769 m
Quota minima	1930 m
Quota media	2903 m
Quota mediana	2922 m
Superficie glacializzata	8.22 km ² (23%)
Superficie a bosco	0.72 km ² (2%)

Tabella 2 – Principali parametri morfometrici del bacino dell'alta val de La Mare.

Il bacino ha una forma sub-rettangolare e le cime lungo lo spartiacque raggiungono quote comprese tra 3120 m (cima Cavaion) e 3769 m (monte Cevedale). Le vette più elevate sono raggruppate sul settore occidentale e superano tutte i 3600 m, mentre sul settore orientale le massime elevazioni non raggiungono i 3400 m. Il valico della Forcola (3032 m) è il punto più basso di tutto lo spartiacque e mette in comunicazione la val de La Mare con l'alta val Martello, situata a nord (provincia di Bolzano); ad est il bacino confina con la val di Rabbi e ad ovest con la Valfurva (provincia di Sondrio).

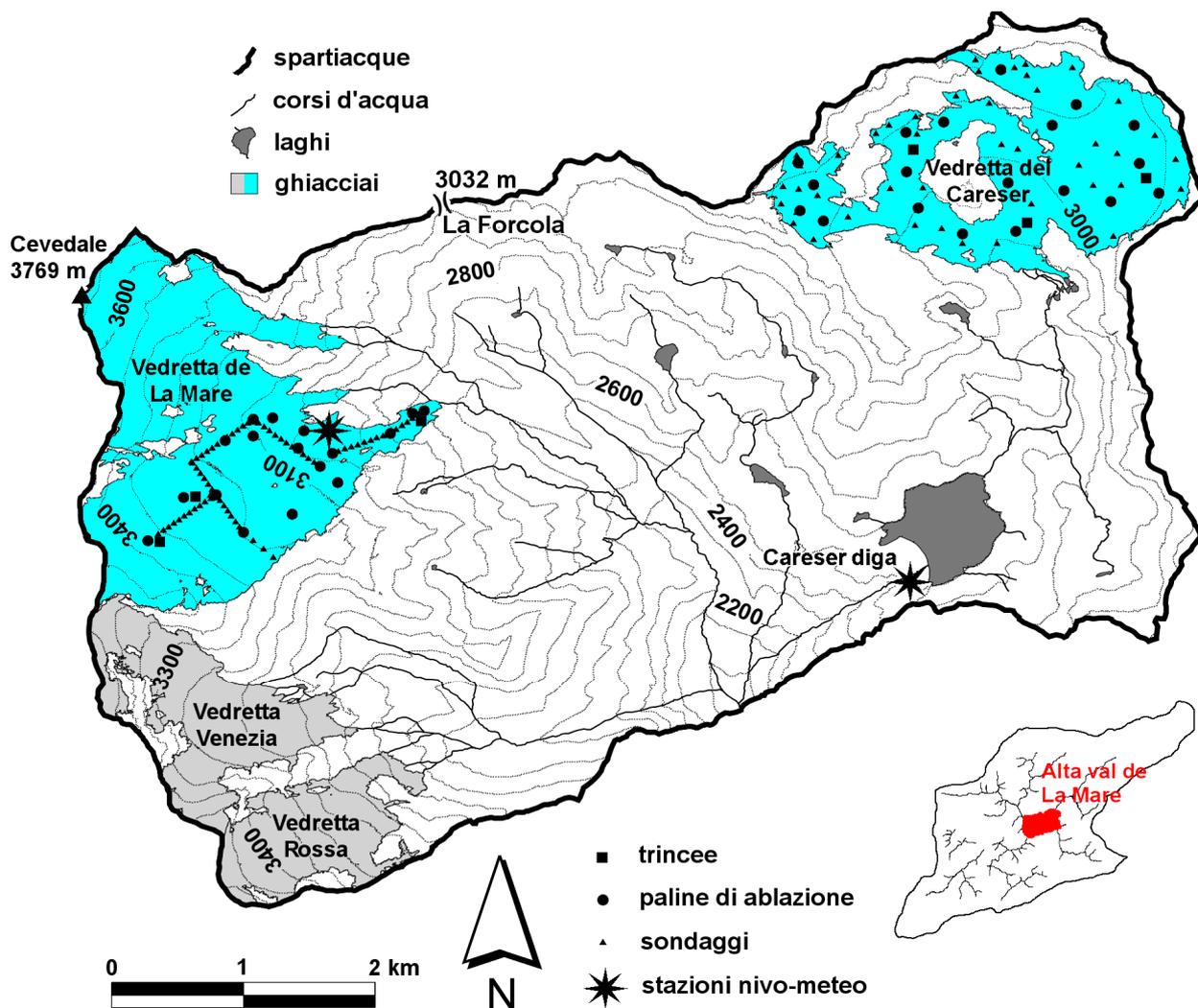


Figura 13 - Corografia dell'alta val de La Mare. In rosso è stata evidenziata la sua posizione all'interno del gruppo Ortles-Cevedale. In azzurro sono stati evidenziati i due ghiacciai dove vengono eseguite le misure di bilancio di massa.

La scelta dell'alta val de La Mare è stata dettata da motivazioni di carattere pratico, logistico e di interesse scientifico. La zona si presta particolarmente ad essere studiata perché pur avendo un'altimetria considerevole è facilmente raggiungibile durante tutto l'anno, grazie alla presenza di una strada che viene utilizzata quotidianamente dal personale ENEL della diga del Careser. L'utilizzo per fini idroelettrici delle acque di fusione dei ghiacciai ha favorito un'attività di studio multidisciplinare che si è sviluppata nel tempo fin dal momento di costruzione della diga, negli anni '30 del secolo scorso. Per il ghiacciaio del Careser, collocato sul settore nord-orientale del bacino, esiste la serie più lunga di misurazione del bilancio di massa sulle Alpi italiane; inoltre la serie di dati nivo-meteorologici di Careser diga è una delle più lunghe in Italia sopra i 2500 m ed è molto preziosa in virtù delle osservazioni dirette che tuttora vengono compiute quotidianamente dal personale ENEL.

Il bacino presenta una copertura glaciale che, seppur ridotta rispetto alla Piccola Età Glaciale, è in grado di influenzare sensibilmente il regime dei deflussi. Attualmente sull'alta val de La Mare sono presenti quattro ghiacciai (Figura 14), le cui principali caratteristiche sono riassunte in Tabella 3. Molto diffuse sono anche le forme legate al gelo discontinuo e al permafrost. L'80% circa della superficie del bacino si colloca al di sopra del limite "teorico" del permafrost discontinuo, corrispondente alla quota dell'isoterma media annua $-1/-2^{\circ}\text{C}$, che per l'area di studio si colloca attorno ai 2600-2700 m (Haeberli, 1985; Seppi, 2006).

Ghiacciaio	Area (ha)	Quota minima (m)	Quota massima (m)	Quota media (m)	Pendenza media ($^{\circ}$)	Esposizione prevalente
Rossa	85.1	2755	3640	3248	25.7	NE
Venezia	118.2	2868	3689	3259	21.9	E
La Mare	378.7	2653	3769	3285	19.4	E
Careser	240	2870	3279	3057	9.8	S

Tabella 3 - Caratteristiche morfometriche principali dei ghiacciai dell'alta val de La Mare.



Figura 14 - I quattro ghiacciai dell'alta val de La Mare, fotografati nell'estate del 2007. Da sinistra il ghiacciaio del Careser, de La Mare, Venezia e Rossa.

Misure di bilancio di massa glaciale

Il bilancio di massa viene misurato con il metodo glaciologico diretto (Østrem e Brugman, 1991) sul ghiacciaio del Careser e sul ghiacciaio de La Mare. Le osservazioni sul ghiacciaio del Careser sono iniziate nel 1967 (Zanon, 1992) e dal 2002 vengono condotte dal Comitato Glaciologico Trentino della Società Alpinisti Tridentini (CGT-SAT), con la supervisione del Comitato Glaciologico Italiano e nell'ambito di una convenzione che vede coinvolti il CGT-SAT, il Museo Tridentino di Scienze Naturali, La Provincia Autonoma di Trento e la facoltà di Ingegneria dell'Università di Trento (Carturan e Seppi, 2007). L'autore della tesi partecipa all'attività di monitoraggio e si occupa dell'organizzazione dei rilievi e dell'elaborazione dei dati, facendo parte del CGT-SAT. Su questo ghiacciaio nell'ambito dell'attività di dottorato sono state eseguite osservazioni complementari, come la mappatura della neve residua e la misurazione dell'ablazione ad intervalli di due o tre settimane, durante la stagione estiva. Le misurazioni sul ghiacciaio de La Mare sono iniziate nell'estate 2003 e sono condotte dal Dipartimento TeSAF dell'Università di Padova. Le misurazioni sono state intraprese con l'obiettivo di integrare i dati provenienti dal ghiacciaio del Careser, in modo da poter disporre di una base sperimentale più completa e idonea da un lato alla caratterizzazione dell'attuale fase dinamica dei ghiacciai in quest'area geografica, dall'altro allo sviluppo di strumenti di simulazione del bilancio di massa glaciale. In questa tesi vengono discusse le indagini eseguite sui due ghiacciai nel triennio 2007-2009.

Le misurazioni di accumulo (bilancio invernale) sono state eseguite nel mese di maggio, generalmente durante l'ultima decade, prima che iniziasse la stagione di ablazione. Lo spessore

della neve è stato misurato mediante sondaggi verticali, eseguiti con sondino metallico. Sul ghiacciaio de La Mare i sondaggi sono stati eseguiti ad intervalli di 50 m lungo transetti rettilinei, mentre sul ghiacciaio del Careser si è operato lungo percorsi ottimizzati per la particolare conformazione del ghiacciaio e per la disposizione dei punti fissi, rappresentati dalle paline di ablazione. L'interdistanza tra i punti, dove necessario, è stata adeguata sulla base della variabilità locale di topografia e spessore del manto nevoso. Mediamente si sono compiuti in totale 350 sondaggi di spessore, la cui posizione è stata rilevata con approssimazione orizzontale di ± 5 m mediante GPS (Figura 13). La relazione tra equivalente in acqua e spessore del manto nevoso, che serve per convertire gli spessori di neve in altezze di equivalente in acqua, è stata valutata mediante misure di densità in trincea, pesando campioni di neve di volume noto prelevati in verticale, a partire dalla superficie.

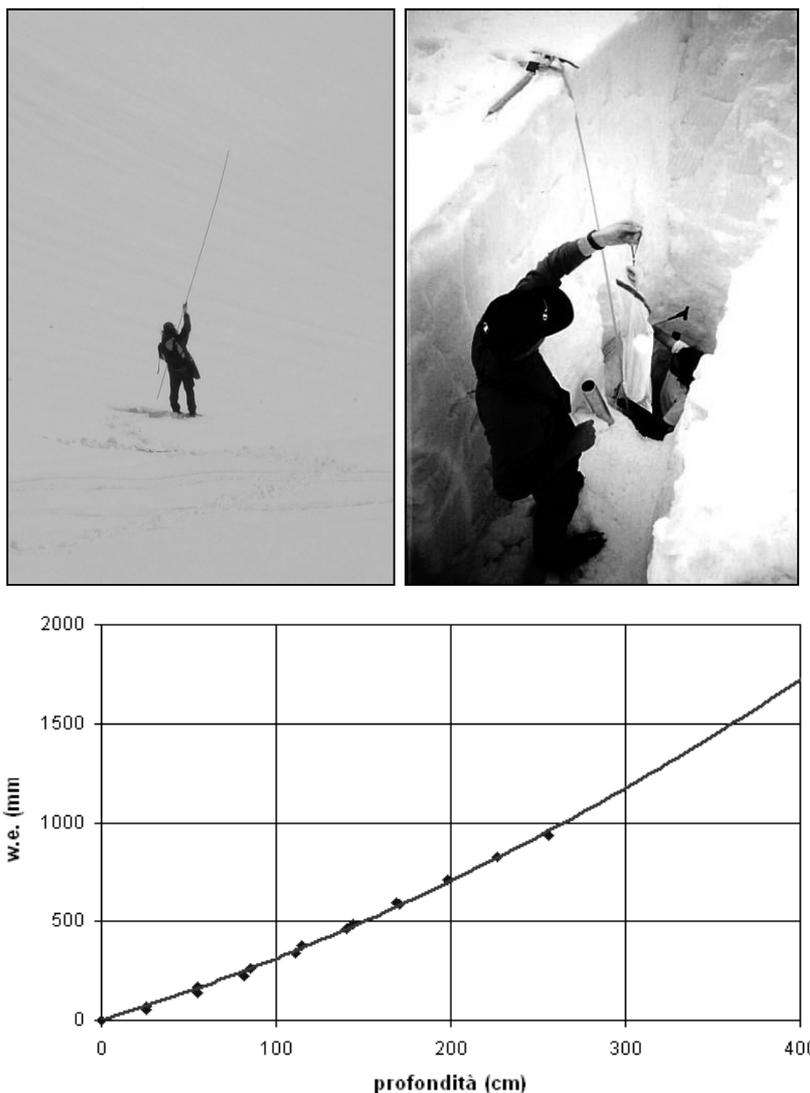


Figura 15 - Misure di accumulo in ghiacciaio. In alto a sinistra sondaggi di spessore del manto nevoso, a destra misure di densità in trincea, in basso la relazione tra profondità del manto nevoso ed equivalente cumulado dalla superficie.

Le misurazioni di ablazione (bilancio estivo) sono state eseguite durante la stagione estiva, con cadenza media mensile, sia su neve stagionale (dove possibile, per questioni di sicurezza) sia su ghiaccio e firn. L'abbassamento della superficie provocato dalla fusione è stato misurato in corrispondenza di paline di alluminio che sono state infisse nel ghiaccio e che vengono di volta in volta ricollocate per mezzo di una trivella manuale lunga 2 m (figura16). In area di accumulo, al termine dell'estate, l'ablazione è stata misurata per differenza tra l'equivalente in acqua della neve

misurato a maggio e l'equivalente in acqua del manto nevoso residuo. La conversione dei valori di spessore persi per ablazione in millimetri di equivalente d'acqua è stata fatta assumendo una densità costante, per il ghiaccio pari a 900 kg m^{-3} , per il firn pari a 600 kg m^{-3} . Il limite temporaneo della neve residua e la quota della linea di equilibrio sono state rilevate per mezzo di GPS portatile e rilievi fotografici.

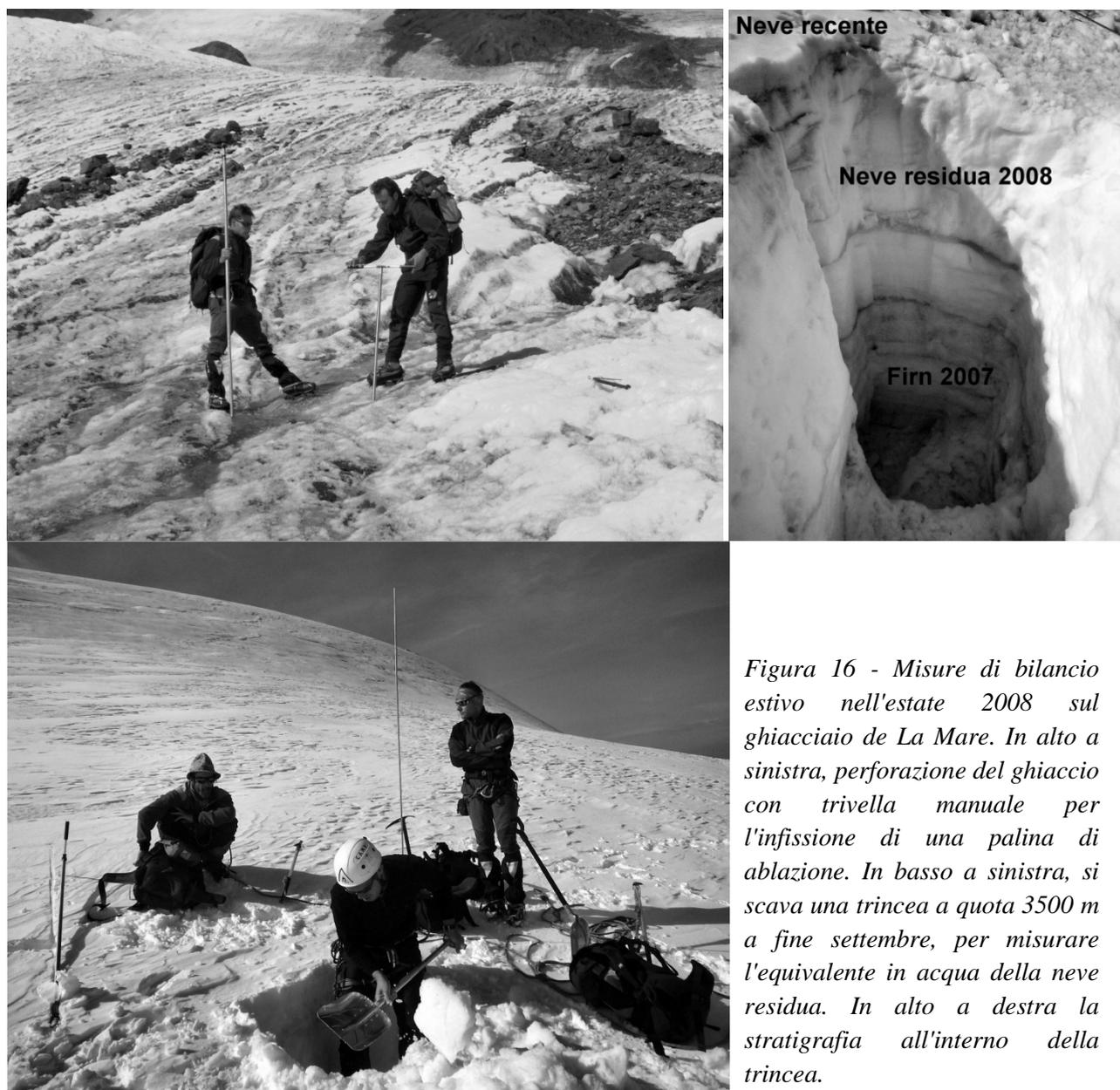


Figura 16 - Misure di bilancio estivo nell'estate 2008 sul ghiacciaio de La Mare. In alto a sinistra, perforazione del ghiaccio con trivella manuale per l'infissione di una palina di ablazione. In basso a sinistra, si scava una trincea a quota 3500 m a fine settembre, per misurare l'equivalente in acqua della neve residua. In alto a destra la stratigrafia all'interno della trincea.

Le misure di accumulo e di ablazione sono state eseguite sull'intera superficie del ghiacciaio del Careser, data la sua conformazione e facilità di accesso. Sul ghiacciaio de La Mare invece, caratterizzato da una maggiore estensione e dalla presenza di aree inaccessibili perché troppo ripide o intensamente crepacciate, l'attenzione è stata focalizzata sul settore meridionale, limitando le misurazioni alle sole zone accessibili in condizioni di sicurezza (Figura 13). Di conseguenza, la tecnica utilizzata per il ragguaglio spaziale delle misure puntuali è diversa nel caso dei due ghiacciai. Sul Careser si è potuto procedere mediante un interpolatore automatico (Spline) implementato su software GIS (ArcGis 9.2). Sulla Mare si è invece utilizzato come miglior interpolatore EISModel, nella versione che è stata ottimizzata per la simulazione del bilancio di massa glaciale, nel corso del dottorato (Capitolo 5).

Indagini sul regime termico del suolo e sul permafrost

A partire dall'estate 2007, sul bacino dell'alta val de La Mare sono state intraprese delle osservazioni finalizzate all'individuazione delle aree interessate da permafrost alpino e al monitoraggio del regime termico del suolo. Sono state eseguite quattro tipologie d'indagine: i) analisi geomorfologica per l'individuazione delle forme di terreno collegabili alla presenza di permafrost e gelo discontinuo, ii) misure di temperatura delle sorgenti, iii) rilevamento in continuo della temperatura superficiale del terreno mediante mini-loggers, iv) misure BTS (Bottom Temperature of winter Snowcover). Le indagini iniziate durante il dottorato vanno ad integrare altre osservazioni iniziate nel gruppo Ortles-Cevedale a partire dagli anni '80 del secolo scorso, con finalità di monitoraggio e modellazione del permafrost. L'ultima iniziativa di questo tipo è stata presa dall'Ufficio geologico della Provincia di Trento, che nel corso del 2009 ha iniziato misure di dettaglio sul settore orientale del bacino, nell'area compresa tra il lago del Careser e le cime Cavaion e Pontevecchio. Queste ricerche fanno parte del progetto europeo Permanet (<http://www.permanet-alpinespace.eu>), e sono finalizzate alla creazione di un sito di monitoraggio permanente del permafrost.

Le indagini geomorfologiche sono state svolte in due step successivi. In una prima fase si è lavorato sulle fotografie aeree e sulla cartografia geomorfologica disponibile per la zona (Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, 1986), che hanno consentito di delimitare le macro forme (rock glaciers) e di identificare le zone su cui focalizzare l'attenzione. Successivamente ci si è recati sul terreno, dove è stato possibile studiare direttamente i rock glaciers in modo da dedurre il grado di attività attuale. Per questo scopo sono state eseguite osservazioni riguardanti la litologia superficiale, il grado di alterazione, la copertura vegetale e morfologia dei clasti, la presenza di corrugamenti ed eventuali affioramenti di ghiaccio. Si è proceduto infine alla catalogazione dei rock glacier e alla loro mappatura, che ha consentito una prima stima dell'attuale areale interessato dal permafrost.

Tra luglio e settembre 2007, dopo l'esaurimento del manto nevoso stagionale, si è proceduto alla misurazione della temperatura di 46 sorgenti, collocate tra 2270 e 2990 m di quota (Figura 17). Dodici di queste sorgenti sgorgano dalla fronte di rock glaciers, le altre sono collocate su versante. Le misure hanno consentito di ottenere informazioni aggiuntive sulla presenza o assenza di permafrost all'interno dei rock glaciers, corroborando le tesi sul loro grado di attività derivanti dall'analisi geomorfologica. Le misure su versante hanno invece permesso di ricavare informazioni su aree prive di evidenze geomorfologiche. La temperatura dell'acqua è stata misurata utilizzando un termometro digitale con sonda esterna "Hanna Instruments", modello "Checktemp 1", con risoluzione di 0,1 °C e precisione $\pm 0,3$ °C (da -20 a +90 °C).

In data 14 ottobre 2007 si è proceduto ad installare una decina di mini-loggers con sonda di temperatura esterna (Figura 17), al fine di iniziare un monitoraggio in continuo della temperatura della superficie del terreno. I termistori sono stati installati ad intervalli altimetrici di circa 200 m, lungo un transetto longitudinale a partire dalla conca di malga Mare (2000 m) fino a 3100 m, nei pressi del passo della Forcola. Sono stati scelti siti semipianeggianti, in modo da ridurre al minimo gli effetti di pendenza ed esposizione e l'eventualità di una completa erosione eolica del manto nevoso durante la stagione invernale. I mini-logger sono stati posizionati su superfici costituite da detrito fine. Alle quote inferiori, fino a 2600 m, il terreno su cui sono stati posizionati è coperto da vegetazione erbacea. Tre di essi sono stati posti su rock glaciers. La frequenza di campionamento è stata impostata ad intervalli orari, con registrazione del valore minimo e massimo nell'intervallo. Le variabili principali che si intendono monitorare sono: i) la WEqT (Winter Equilibrium Temperature), ii) la presenza di manto nevoso, iii) la presenza di gelo sulla superficie del suolo. In particolare, il dato di WEqT è stato utile per rilevare la presenza di permafrost sul sito monitorato. I sensori utilizzati sono costituiti da data-logger miniaturizzati "Gemini TGP-4020", dotati di sonda esterna "PB-5001-1M5", con campo di misurazione -40/+125°C, risoluzione 0.01°C e accuratezza ± 0.2 °C.

Le misure BTS (Bottom Temperature of winter Snowcover) sono state eseguite all'inizio del mese di aprile, nel 2008 e nel 2009. L'area di indagine corrisponde alla sezione longitudinale del bacino lungo la quale sono stati collocati i mini-logger, focalizzando l'attenzione sui siti di probabile presenza di permafrost, oltre i 2600-2700 m e sui rock glacier. Alcune misure sono state fatte anche attorno ai siti d'installazione dei mini-logger, per verificare la rappresentatività spaziale delle misure in continuo. L'obiettivo delle misure BTS è stato quello di perfezionare la delimitazione dell'areale interessato dal permafrost, integrando le altre osservazioni eseguite lungo l'asse principale del bacino dell'alta val de La Mare. Per le misurazioni è stato utilizzato una data-logger modello "DO 9847 Delta Ohm", cui è stata collegata una sonda con sensore a termocoppia con risoluzione 0.1°C e accuratezza $\pm 0.2^\circ\text{C}$. Il sensore è collocato sul puntale di un'asta di alluminio costituita da quattro elementi lunghi un metro, avvitabili l'uno all'altro (Figura 17).

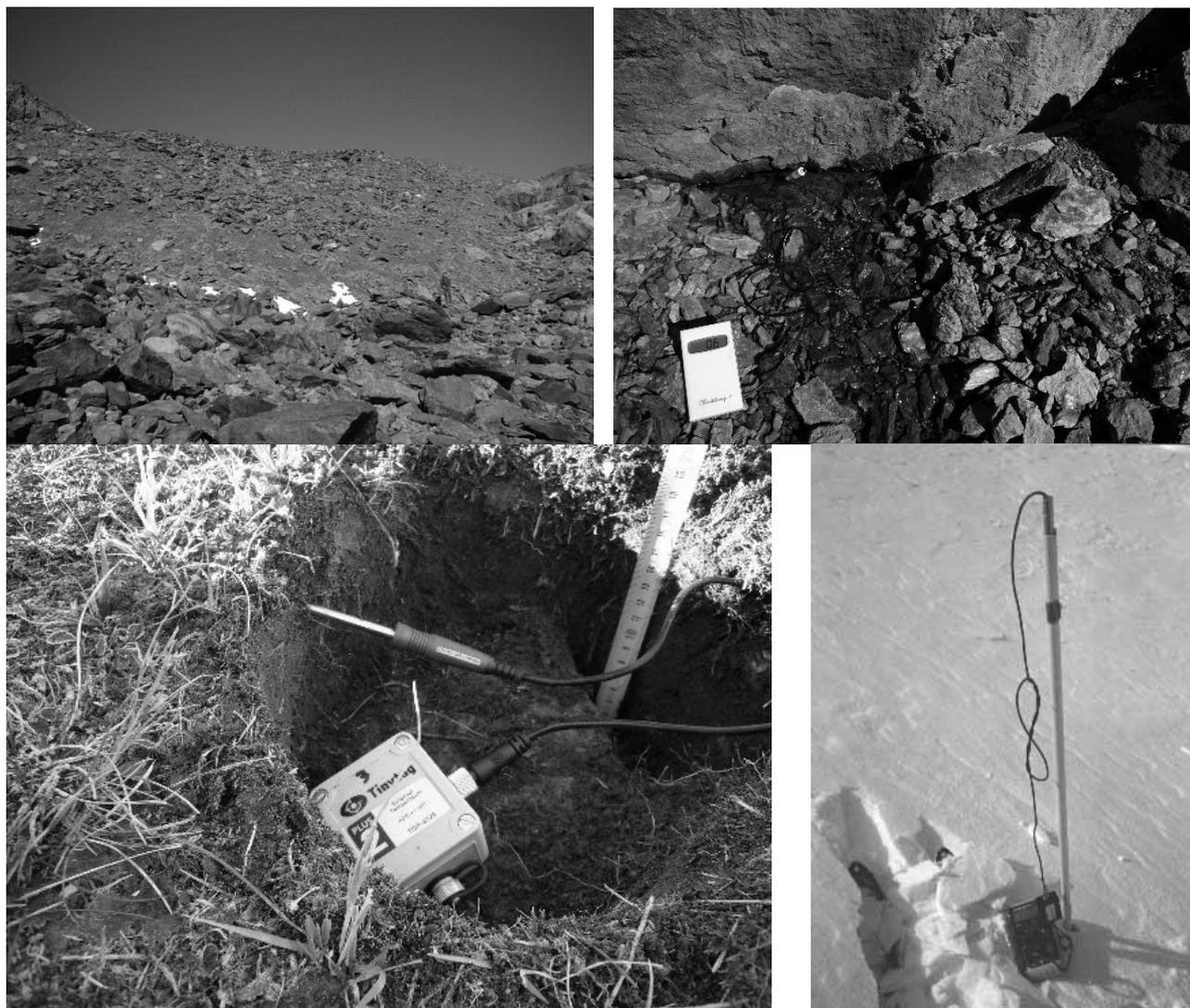


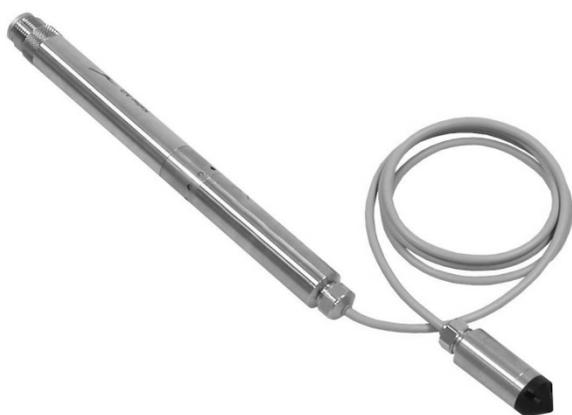
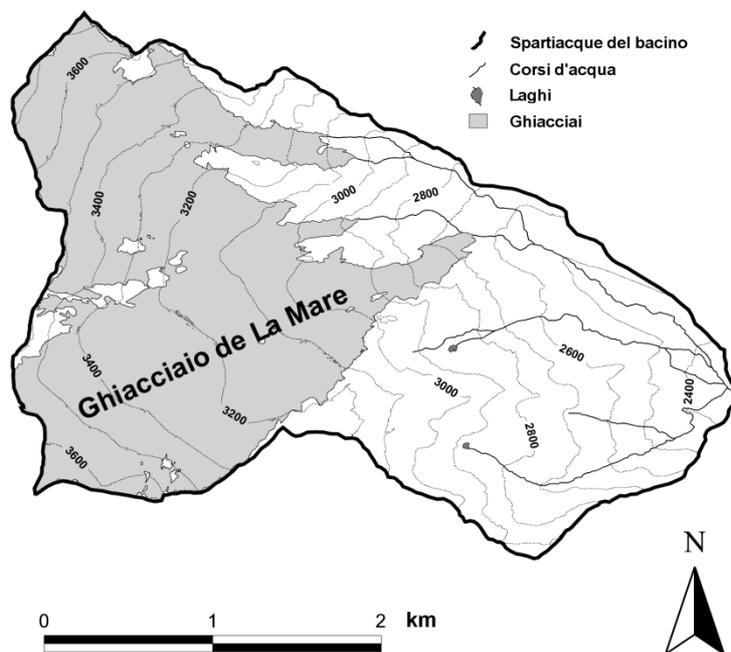
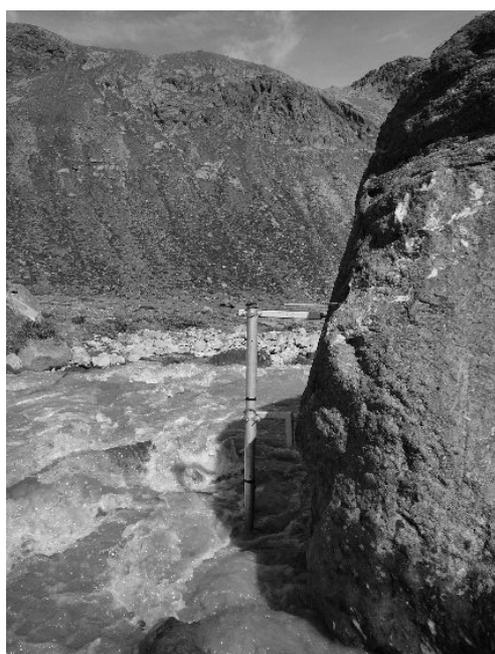
Figura 17 - Indagini sul permafrost e terreno congelato. In alto a sinistra, alla fronte di un rock glacier nei pressi del passo della Forcola; in alto a destra, misura di temperatura di una sorgente; in basso a sinistra, collocazione di un mini-logger sulla superficie del terreno; in basso a destra, sonda BTS.

Misure idrometriche

In data 14 agosto 2007 si è proceduto all'installazione di un idrometro per la misurazione in continuo della portata sul torrente Noce Bianco. L'idrometro è stato installato in località Pian Venezia (2298 m), su una sezione che sottende un bacino di 842 ha, con quota media 3043 m, che

comprende per intero il ghiacciaio de La Mare (Figura 18). Lo strumento di misura è un piezometro, alloggiato all'interno di un tubo di ferro zincato che è stato infisso sul fondo del torrente ed ancorato ad un grosso masso in destra idrografica. Il piezometro è un "Keller DCX-22 AA" costituito da due unità, collegate da un cavo. L'unità sommersa misura la pressione idrostatica, mentre l'unità emersa misura la pressione dell'aria e registra i dati in un data-logger. Lo strumento registra con frequenza di cinque minuti la differenza di pressione (dP) tra le due unità.

Per il calcolo della scala delle portate sono state eseguite misurazioni di portata con il metodo della diluizione salina (D'Agostino, 2004). Negli anni successivi si è resa necessaria la ripetizione delle misure, visto che l'idrometro è installato su un alveo naturale che può essere soggetto a variazioni di sezione, benché sia stato scelto il punto ritenuto più stabile nel tratto di torrente a disposizione.



sinistra, l'idrometro (2298 m) e, a destra, il sensore piezometrico (20).

Indagini sul comportamento delle variabili meteorologiche ad alta quota

Il monitoraggio nivo-meteorologico intrapreso durante il periodo di studio sul bacino dell'alta val de La Mare ha avuto un duplice obiettivo. Da un lato era necessario poter disporre di serie termopluviometriche complete per l'implementazione del modello di simulazione del bilancio di massa. Dall'altro, era necessario approfondire la conoscenza di alcuni aspetti chiave nel comportamento delle variabili meteorologiche ad alta quota.

Gli aspetti su cui sono state focalizzate le indagini hanno riguardato:

- la variabilità spaziale e temporale dell'albedo in ghiacciaio
- il comportamento degli afflussi di precipitazione ad alta quota
- l'andamento diurno della copertura nuvolosa
- il calcolo della temperatura dell'aria e l'effetto raffreddante sulle superfici glaciali

Questi aspetti sono stati studiati per mezzo di stazioni nivo-meteorologiche automatiche e tramite misure distribuite di albedo con albedometro portatile. Si descrivono qui di seguito la strumentazione utilizzata e il tipo di osservazioni svolte.

Installazione di stazioni nivo-meteorologiche automatiche

Sul bacino dell'alta val de La Mare sono state installate due stazioni nivo-meteorologiche automatiche. La prima stazione è stata installata a completamento della già esistente strumentazione in uso presso la diga del Careser (2605 m). La seconda è stata invece installata sul ghiacciaio de La Mare, in area di ablazione, a 2980 m di quota (Figura 13).

La prima stazione (Figura 19) è in funzione dal maggio 2004 e ha come scopo principale quello di assicurare la continuità temporale delle misurazioni di temperatura, ad integrazione delle osservazioni delle altre due stazioni termo-pluviometriche automatiche già in funzione alla diga del Careser, di proprietà dell'ENEL e della Provincia Autonoma di Trento (PAT). La nuova stazione possiede inoltre caratteristiche e sensori aggiuntivi rispetto alle preesistenti, che completano il monitoraggio meteorologico del sito, la cui importanza è strategica vista la sua localizzazione geografica e la lunghezza della serie storica.

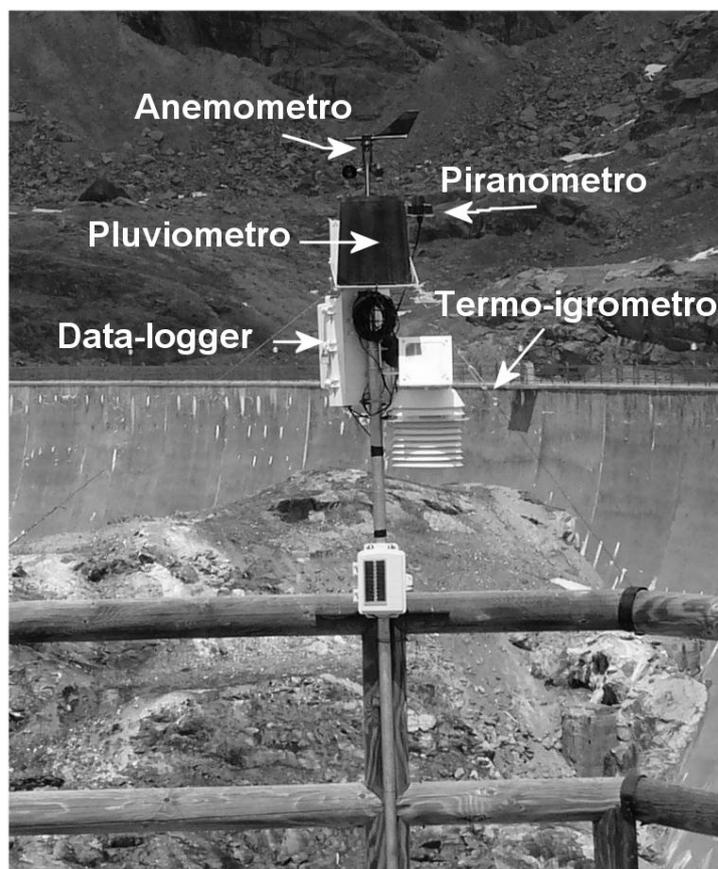


Figura 19 – Stazione meteorologica Davis installata presso la diga del Careser.

La stazione installata alla diga del Careser è una Davis "Vantage Pro Plus wireless", ad alimentazione solare, dotata dei seguenti sensori:

- termo-igrometro a ventilazione forzata (termometro risoluzione 0.1°C , accuratezza $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$; igrometro risoluzione 1%, accuratezza $\pm 4\%$)
- anemometro (velocità con risoluzione 0.1m/s , accuratezza $\pm 1\text{ m/s}$; direzione con risoluzione 22.5° , accuratezza $\pm 7^{\circ}$)
- pluviometro a bascula (0.2 mm , accuratezza $\pm 4\%$ fino a 50 mm/h , $\pm 5\%$ da 50 a 100 mm/h)
- piranometro (risoluzione 1 W/m^2 , accuratezza $\pm 5\%$)
- barometro (risoluzione 0.1 mb , accuratezza $\pm 1\text{ mb}$)

Nel vicino schermo Stevenson (capannina di legno), ormai in disuso ma utilizzato fino al 1992, è stato inoltre installato un data-logger ONSET, modello "HOBO Pro RH-Temp", che registra la temperatura dell'aria con risoluzione 0.04°C e accuratezza $\pm 0.26^{\circ}\text{C}$. Questo data-logger ha la finalità principale di monitorare il microclima interno alla capannina, con l'obiettivo di ricavare informazioni utili all'omogeneizzazione della serie termometrica storica, il cui inizio risale al 1930. In Figura 20 si descrive la disposizione della strumentazione presente a Careser diga.

La seconda stazione automatica (AWS La Mare) è stata installata nell'estate del 2005 direttamente sulla superficie del ghiacciaio de La Mare, a 2980 m di quota. L'obiettivo perseguito mediante l'installazione di questa stazione è quello di studiare il comportamento delle variabili nivometeorologiche su ghiacciaio e comprendere i meccanismi che regolano la risposta glaciale alle variazioni climatiche. Le prime due stagioni estive sono servite per testare alcune soluzioni tecniche alle numerose problematiche poste da una sperimentazione di questo tipo. Dall'estate 2007 è permanentemente installata una stazione automatica completa, che funziona durante tutto l'anno.

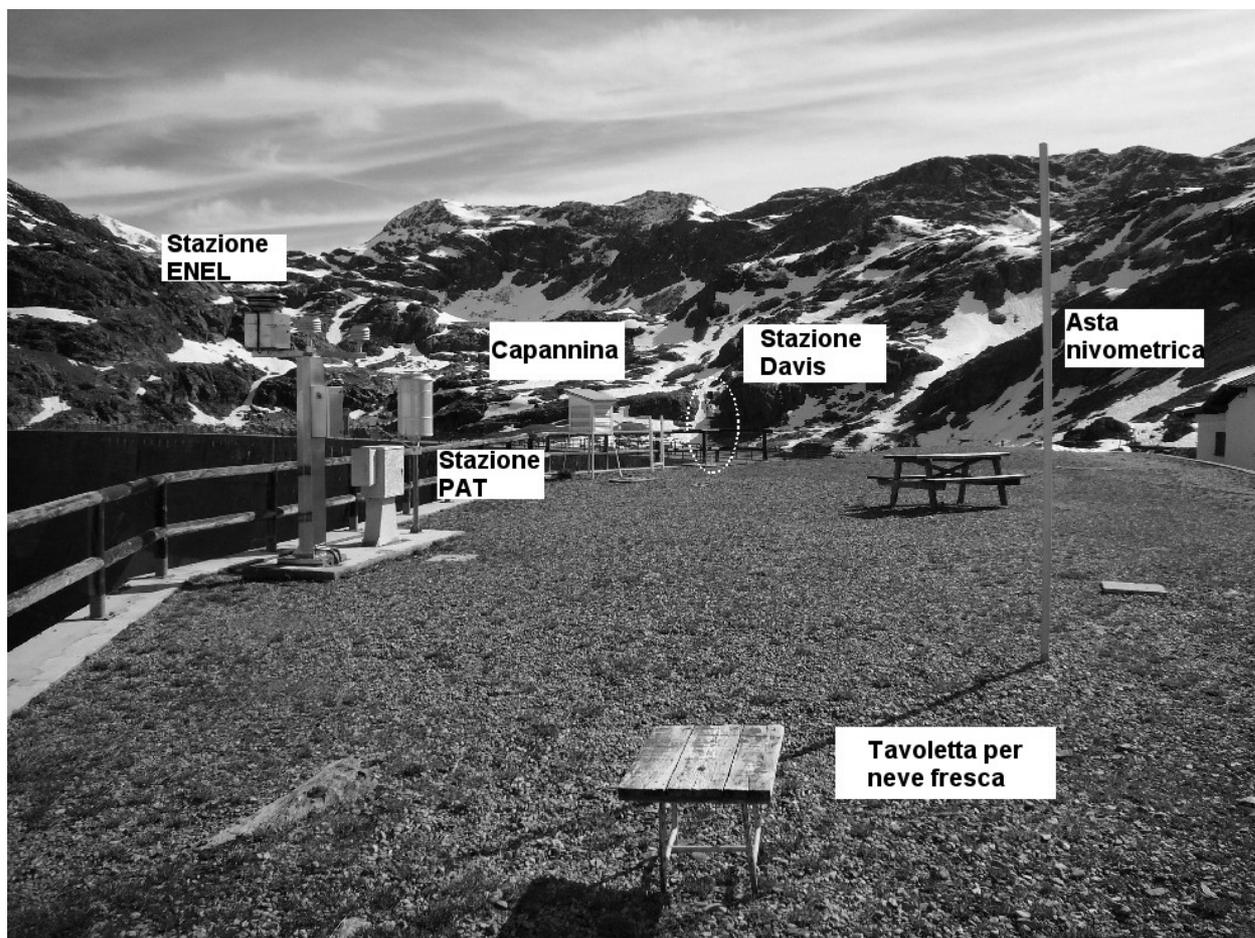


Figura 20 - Disposizione della strumentazione nivo-meteorologica in uso alla diga del Careser.

La Figura 21 illustra la strumentazione installata sul ghiacciaio de La Mare, che è composta da un data-logger Campbell Scientific "CR1000", cui sono collegati i seguenti sensori:

- termo-igrometro a ventilazione passiva Campbell Scientific "CS215" (termometro risoluzione 0.1°C , accuratezza $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$; igrometro risoluzione 1%, accuratezza $\pm 4\%$)
- anemometro Young "05103-5" (velocità con risoluzione 0.1 m/s, accuratezza ± 0.3 m/s; direzione con risoluzione 1° , accuratezza $\pm 3^{\circ}$)
- albedometro Delta Ohm "LP Pyra 05" (1° classe ISO 9060, sensibile alle lunghezze d'onda comprese tra 305 e 2800 nm, risoluzione 1 W/m^2 , accuratezza $\pm 5\%$)
- 2 pirgeometri Kipp&Zonen CGR3 (risoluzione 1 W/m^2 , accuratezza $\pm 4\%$)
- nivometro ad ultrasuoni Campbell Scientific SR50A (risoluzione 1 mm, accuratezza ± 10 mm)

La stazione è montata su un treppiede di acciaio appoggiato alla superficie del ghiaccio. I "piedi" del supporto affondano nel ghiaccio per 20-30 cm per effetto del peso e della conduzione di calore da parte del metallo. Il successivo ricongelamento dell'acqua di fusione attorno ai piedi del supporto contribuisce a bloccarlo saldamente al ghiaccio, rendendolo irrimovibile. A breve distanza dalla stazione è montato, su una struttura costituita da tubi di alluminio, il nivometro ad ultrasuoni (Figura 21). A completamento della stazione, nell'estate 2008 è stato installato un pluviometro elettronico a bascula (modello Lastem "DQA035", con superficie di raccolta di 1000 cm^2 , risoluzione 0.2 mm, accuratezza $\pm 2\%$) munito di data-logger proprio (Campbell Scientific CR510). Non è stato possibile installare il sensore pluviometrico nelle immediate vicinanze della AWS, sulla superficie del ghiacciaio, poiché è impossibile garantire la perfetta orizzontalità necessaria ad un corretto funzionamento del meccanismo basculante. Si è quindi optato per un sito su roccia in posto, a 200 m in linea d'aria dalla AWS e alla stessa quota, dove il pluviometro è stato ancorato per mezzo di tiranti direttamente sul substrato roccioso (Figura 22).

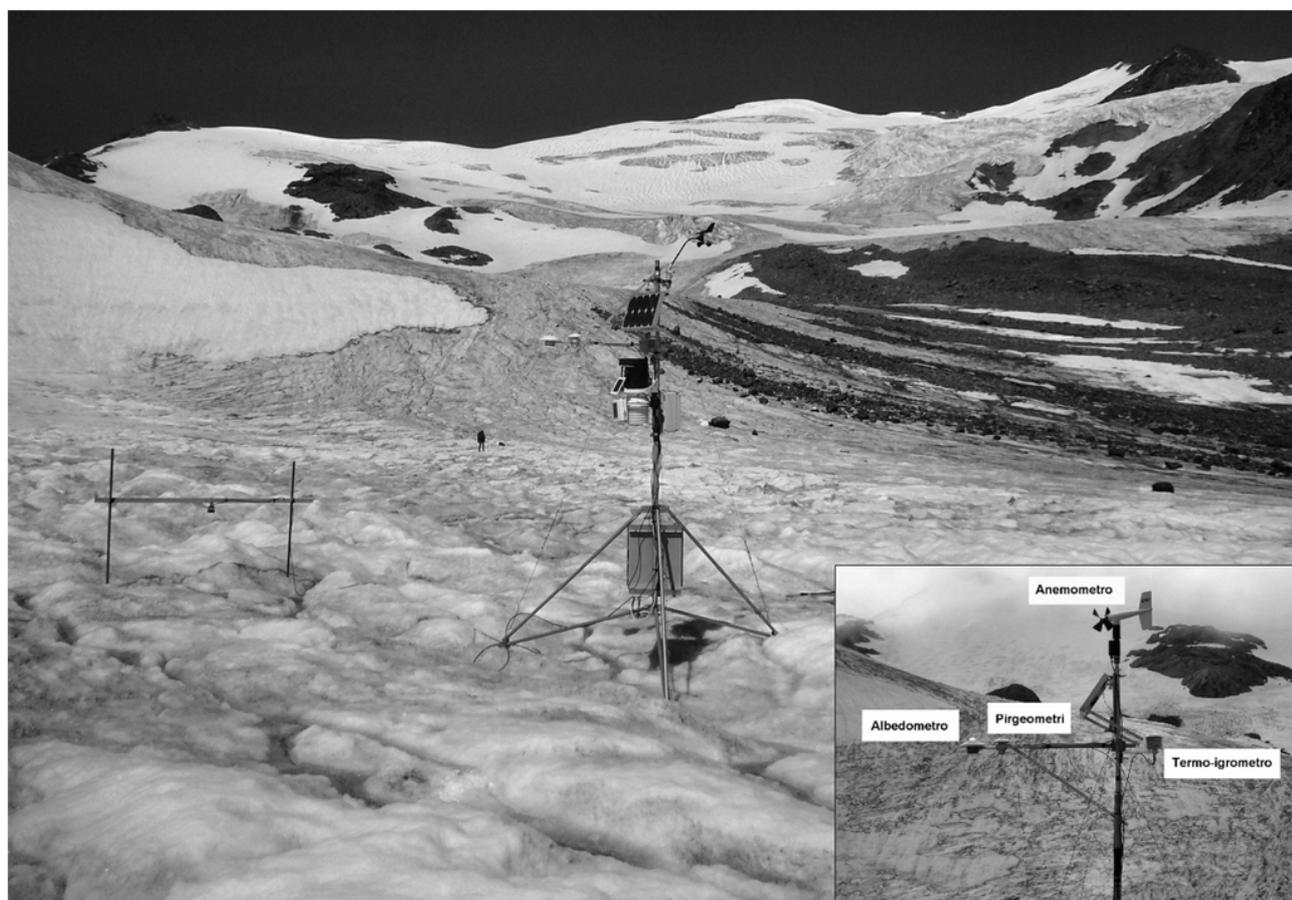


Figura 21 – La stazione nivo-meteorologica automatica installata sulla superficie del ghiacciaio de La Mare a quota 2980 m. Sullo sfondo, il Cevedale.



Figura 22 - Il pluviometro installato a breve distanza dall'AWS del ghiacciaio de La Mare, su roccia in posto.

Misure distribuite di albedo

Le misure di albedo sono state eseguite durante le stagioni di ablazione 2007 e 2008, tra fine luglio e metà settembre (Cossi, 2008). Lo strumento utilizzato è un albedometro costituito da due piranometri a termopila di prima classe secondo la norma ISO 9060 e secondo la World Meteorological Organization (WMO, 2008). Lo strumento è identico a quello installato sull'AWS del ghiacciaio de La Mare. L'albedometro è stato montato su un treppiede e le misurazioni sono state eseguite mantenendolo a un metro di altezza dalla superficie, con asse perpendicolare al piano di campagna (Figura 23). In questo modo l'area interessata dalla misura è stata pari a circa 9 m^2 .

In otto giornate di rilievo sono stati eseguiti in totale 83 campionamenti (Figura 24), ciascuno della durata di cinque minuti. I dati provenienti dall'albedometro sono stati registrati e visualizzati da un apposito data-logger (modello Delta Ohm "DO 9847"), che al termine della misurazione ha consentito di annotare i valori minimi, massimi e medi di radiazione incidente e riflessa. Oltre ai valori di radiazione incidente e riflessa, per ogni punto di misura si è preso nota delle condizioni meteorologiche e del substrato al momento dell'acquisizione (stato del cielo, tipologia e altezza della base delle nubi, presenza o assenza di acqua in superficie, substrato congelato o in fusione, e nel caso di neve e firn anche età, profondità, densità e diametro medio dei cristalli). È stata inoltre rilevata la posizione di ciascun punto tramite GPS portatile e annotata l'ora di inizio misurazione. Al termine dell'acquisizione, infine, è stata scattata una fotografia del substrato ponendo una fotocamera digitale sulla stessa posizione dell'albedometro, in modo da poter fare ulteriori osservazioni al momento dell'elaborazione dei dati.

Il sito dove effettuare la misurazione è stato scelto in corrispondenza di una palina di ablazione (utilizzata per il calcolo del bilancio di massa) o di un punto rappresentativo di un'ampia porzione di ghiacciaio. Tutte le misurazioni sono state eseguite tra le ore 9.00 e le ore 16.00 (solari), in modo da evitare le ore in prossimità di alba e tramonto. Si è cercato inoltre, nei limiti del possibile, di eseguire le misure in condizioni di cielo sereno o poco nuvoloso. Data la stagione, le condizioni di percorribilità e, non ultime, le condizioni di sicurezza, è stato possibile eseguire le misurazioni quasi esclusivamente su ghiaccio di ghiacciaio.



Figura 23 - Misurazione dell'albedo in prossimità della palina n°3 sul ghiacciaio de La Mare.

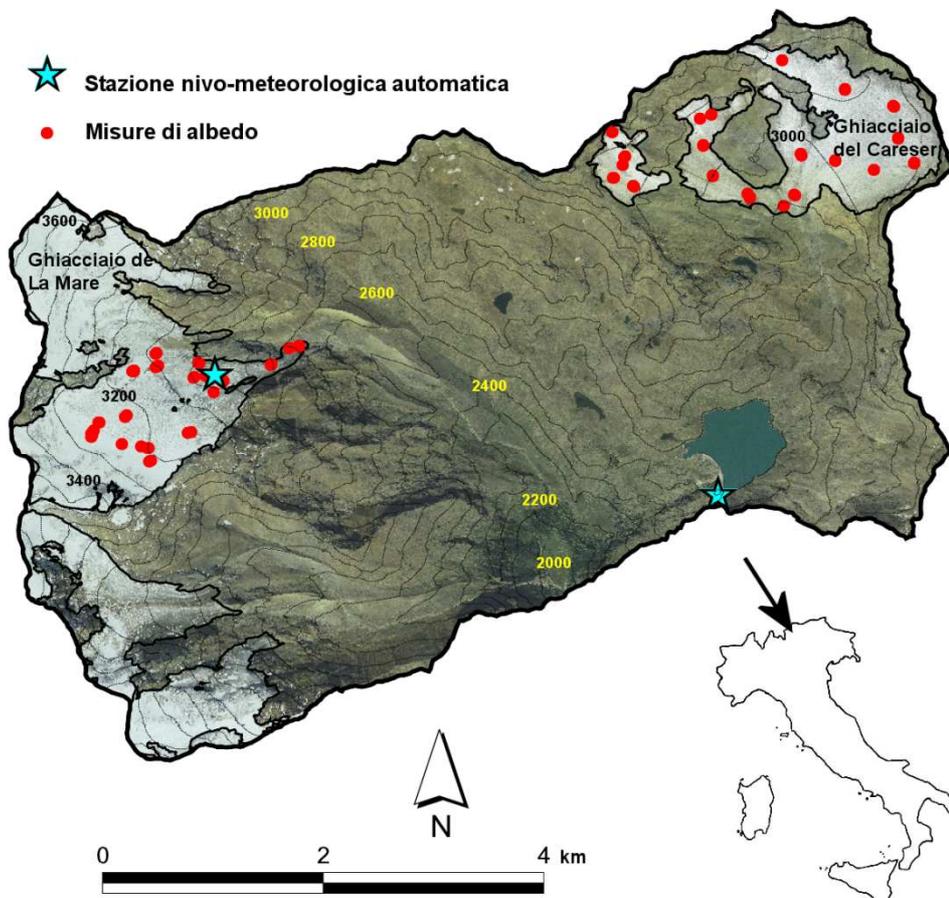


Figura 24 - Localizzazione spaziale dei siti di misura dell'albedo mediante albedometro portatile, nelle stagioni estive 2007 e 2008.

2.2.2 Ricerche sulla vedretta Alta dell'Ortles

Le indagini eseguite sulla parte superiore della vedretta alta dell'Ortles si collocano nell'ambito di un progetto di ricerca internazionale sul paleoclima, che vede il coinvolgimento di numerose università e come principale promotore il Bird Polar Research Center (Università dell'Ohio). Il dipartimento TeSAF dell'Università di Padova è coinvolto in queste ricerche con un Progetto di Ateneo, che è stato finanziato nel corso del 2009. La finalità principale del progetto di ricerca è il prelievo di una carota di ghiaccio dal settore sommitale del ghiacciaio, a 3850 m di quota, per la ricostruzione delle condizioni climatiche nel passato. Il 12 giugno 2009 è stata eseguita una dettagliata indagine conoscitiva preliminare, finalizzata al conseguimento di indicazioni utili per la futura perforazione, prevista nel 2011. La partecipazione a queste ricerche ha consentito di completare le osservazioni eseguite in val de La Mare, estendendole ulteriormente verso l'alto e verso nord. L'approccio di studio sull'Ortles è di tipo multi-disciplinare, e vede coinvolti meteorologi, nivologi (Provincia di Bolzano), esperti di elementi in tracce nelle carote polari (Università di Venezia, Bird Polar Research Center dell'Università dell'Ohio), esperti di geofisica (Università di Innsbruck) e di geomorfologia glaciale e periglaciale (Università di Padova e di Pavia).

Descrizione del sito sperimentale

Il monte Ortles si trova all'estremità occidentale della provincia di Bolzano, sul settore settentrionale del Gruppo Ortles-Cevedale (Figura 26). La cima raggiunge i 3905 m s.l.m., ed è anche la massima elevazione del settore orientale delle Alpi Europee. La vedretta Alta dell'Ortles è un ghiacciaio di tipo montano, che ricopre quasi per intero il settore sommitale della montagna e il pendio che scende con moderata pendenza in direzione nord-ovest (Figura 25). Il ghiacciaio si estende con una superficie pari a 105 ha tra una quota massima di 3905 m (che corrisponde alla quota della cima) e una quota minima frontale pari a 3018 m. L'area di accumulo nei pressi della cima è semi-pianeggiante, ma procedendo verso il basso la superficie si fa via via più ripida, per terminare con due lingue che divergono a partire da una quota di 3600 m, e che si affacciano con fronti sospese su ripidi gradini rocciosi. La pendenza media del ghiacciaio è pari a 29°, l'esposizione media è a nord-ovest. L'alimentazione è quasi esclusivamente diretta, con un ruolo importante svolto dall'azione eolica nel redistribuire gli accumuli. Il ghiacciaio si può considerare "politermico", cioè in parte caratterizzato da temperature prossime al punto di congelamento dell'acqua, e in parte "freddo", cioè permanentemente al di sotto degli 0°C (Suter et al., 2001).



Figura 25 - La vedretta Alta dell'Ortles, ripresa da nord.

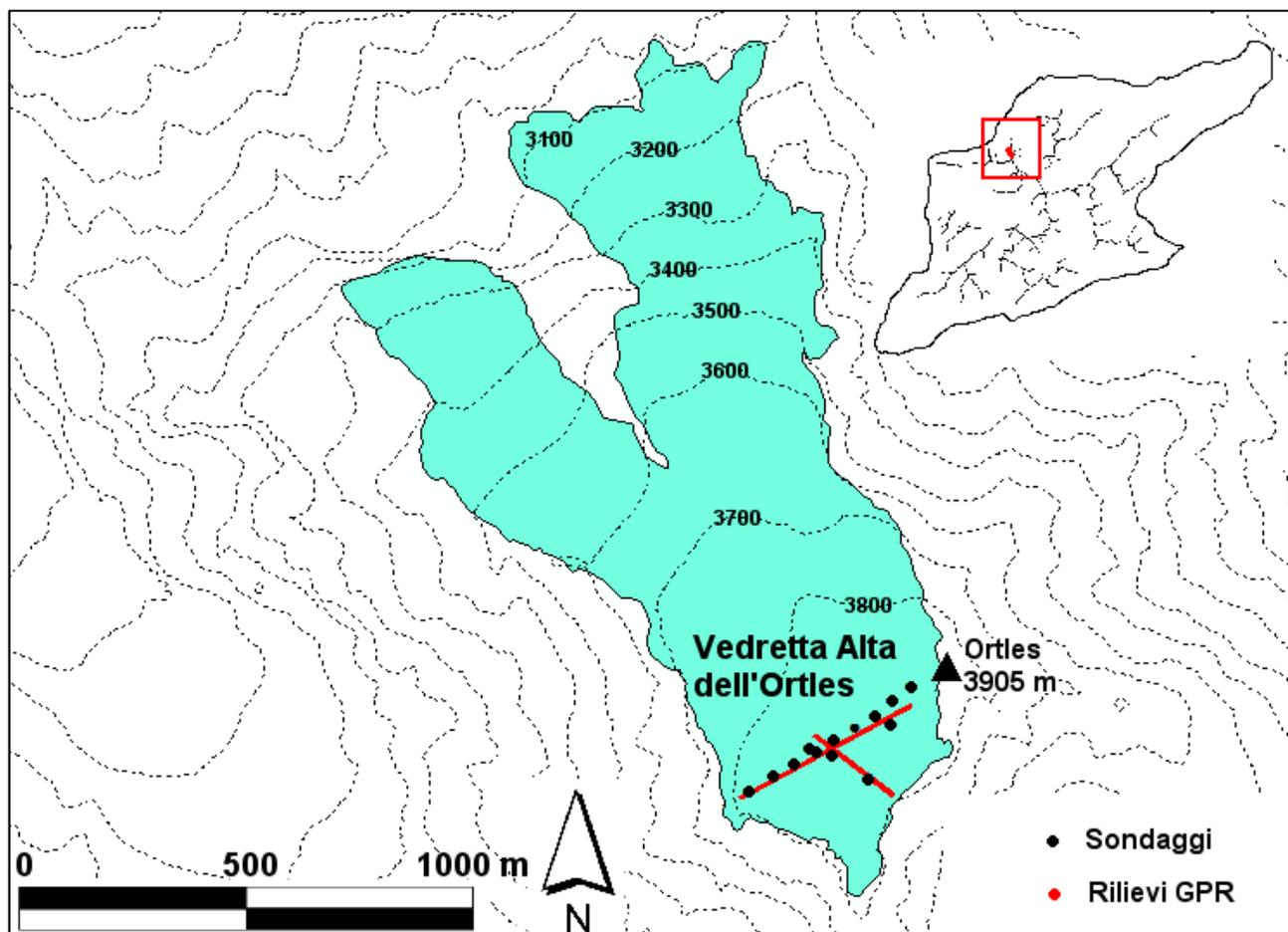


Figura 26 - Corografia della vedretta Alta dell'Ortles. In rosso è stata evidenziata la sua posizione all'interno del gruppo Ortles-Cevedale. Le indagini sono state eseguite sul settore superiore del ghiacciaio.

Alcune peculiarità distinguono questo ghiacciaio e questa area geografica dal bacino dell'alta val de La Mare. Sulla sommità dell'Ortles i processi di redistribuzione eolica del manto nevoso sono ancora più estremizzati rispetto ai ghiacciai presi in considerazione in val de La Mare, soprattutto a causa della maggior quota, che comporta neve più "fredda" e maggiormente erodibile, e del minor riparo orografico opposto ai venti dominanti, provenienti soprattutto dai quadranti settentrionali. Inoltre l'Ortles si trova più vicino alla cosiddetta "inner dry alpine zone", rispetto alla val de La Mare. E' lecito quindi attendersi tassi di accumulo inferiori, a parità di quota, rispetto ai ghiacciai posti più a sud, a causa della maggior ventosità e del clima verosimilmente più secco. Tuttavia esistono poche informazioni su questo ghiacciaio che potrebbe, ad esempio, beneficiare di significativi apporti di precipitazione portati da correnti settentrionali. Inoltre la quota più elevata (e il clima conseguentemente più freddo) potrebbero favorire un significativo accumulo estivo sulle porzioni più elevate del ghiacciaio, che dovrebbero essere interessate solo sporadicamente dall'ablazione.

Lo studio intrapreso nel 2009 ha riguardato il pianoro sommitale del ghiacciaio, compreso tra 3800 e 3900 m di quota. Questa zona è stata scelta come possibile sito adatto al recupero di una carota di ghiaccio "freddo", condizione essenziale per la conservazione del record paleoclimatico che si intende ricavare dal ghiaccio.

Indagini glaciologiche

Le misurazioni glaciologiche eseguite sull'Ortles sono state finalizzate alla determinazione dell'accumulo nevoso dell'inverno 2008-2009 e alla valutazione puntuale del bilancio di massa degli ultimi 2-3 anni. Lo spessore della neve è stato misurato mediante sondaggi eseguiti con sondino metallico ad intervalli di 50 m lungo un transetto rettilineo posto trasversalmente alla direzione di flusso del ghiacciaio. La densità della neve, necessaria per la conversione degli spessori in altezze di equivalente d'acqua, è stata misurata all'interno di una trincea, scavata fino a 490 cm di profondità. Questa trincea ha permesso inoltre di eseguire dettagliate osservazioni nivologiche (forma e dimensioni dei cristalli, resistenza penetrometrica, stratigrafia), e di prelevare campioni per le analisi chimiche degli ioni maggiori e degli elementi in tracce. Al termine delle misure la trincea è stata riempita con la neve di risulta derivante dallo scavo, e a breve distanza sono state collocate due paline di ablazione, sostenute all'estremità inferiore da una piastra metallica che ha il compito di impedire lo sprofondamento delle paline nella neve e nel firn sottostante. Una delle due paline è stata inoltre dotata di un data-logger per la misurazione e la registrazione della temperatura dell'aria.

Le indagini glaciologiche sono state curate dall'autore della tesi, in collaborazione con Roberto Dinale dell'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano, Philipp Rastner dell'EURAC di Bolzano e Reihard Pinggera della stazione della Forestale di Prato allo Stelvio.



Figura 27 – A sinistra e al centro misure glaciologiche in trincea; a destra le due paline di ablazione installate nei pressi della cima dell'Ortles (www.ortles.org).

Indagini chimico-fisiche

Una perforazione superficiale, che ha consentito di raggiungere 10 metri di profondità, è servita per il prelievo di campioni di neve e firn che, unitamente ai campioni prelevati sulla parete della trincea, sono stati successivamente trasportati in laboratorio ed analizzati al fine di misurare la concentrazione di polveri, ioni maggiori, elementi traccia e isotopi stabili. Sui campioni prelevati mediante la perforazione è inoltre stata misurata la densità, e si è poi proceduto alla misura del profilo termico verticale all'interno del "pozzo" di perforazione.

Le indagini chimico-fisiche sono state curate da Paolo Gabrielli del Bird Polar Research Center (Università dell'Ohio - USA), in collaborazione con Jacopo Gabrieli e Paul Vallelonga dell'Università e IDPA-CNR di Venezia e con l'assistenza di Matteo Cattadori del Museo Tridentino di Scienze Naturali.



Figura 28 - Alcune fasi durante le indagini chimico-fisiche eseguite sulla vedretta Alta dell'Ortles il 12-06-2009. In alto a sinistra, si inserisce il carotiere per la perforazione. In alto a destra durante il processamento dei campioni di ghiaccio. In basso a sinistra pulizia del carotiere prima del prelievo del campione di ghiaccio. In basso a destra un campione di firn contenente lenti di ghiaccio.

Indagini geofisiche

Contestualmente alle misure glaciologiche e al prelievo di campioni per le analisi chimiche, sul settore sommitale del ghiacciaio dell'Ortles sono state eseguite anche indagini geofisiche mediante georadar (Ground Penetrating Radar, GPR) finalizzate alla valutazione degli spessori e all'analisi della struttura interna del corpo glaciale. Le misure sono state eseguite lungo due transetti rettilinei, uno disposto trasversalmente e lungo 370 m, l'altro disposto longitudinalmente al ghiacciaio e lungo 150 m (Figura 26).

Queste indagini sono state eseguite da Karl Krainer dell'Università di Innsbruck, in collaborazione con Helmut Hausmann dell'Università di Vienna e Claudio Carraro dell'Ufficio Geologia e prove materiali della Provincia Autonoma di Bolzano.



*Figura 29 - Indagini geofisiche con georadar sul settore superiore della vedretta Alta dell'Ortles
(www.ortles.org).*

CAPITOLO 3 - RISULTATI DELLE INDAGINI SULLA CRIOSFERA

3.1 Indagini sul comportamento delle variabili meteorologiche ad alta quota

Le stazioni nivo-meteorologiche automatiche installate sul bacino dell'alta val de La Mare e le indagini di campagna eseguite nell'ambito del dottorato di ricerca hanno consentito di approfondire alcuni aspetti del comportamento delle variabili meteorologiche connesse al bilancio di massa glaciale. Gli approfondimenti hanno riguardato:

- la stima degli afflussi di precipitazione ad alta quota
- la variabilità spaziale e temporale dell'albedo in ghiacciaio
- la ciclicità diurna della copertura nuvolosa durante la stagione di ablazione

3.1.1 Stima delle precipitazioni ad alta quota: validazione per mezzo di dati di bilancio di massa glaciale

La stima delle precipitazioni ad alta quota ha un'importanza considerevole nell'ambito della misurazione e modellazione delle risorse idriche, visto che gran parte di esse trae origine in aree montuose (Schär e Frei, 2005). D'altro canto questa valutazione è soggetta ad incertezze ed approssimazioni, che sono dovute a due cause principali: i) la scarsità o totale assenza di strumenti di misurazione delle precipitazioni ad alta quota, ii) il difficile ottenimento di misure corrette di precipitazione in contesti ambientali caratterizzati da elevata ventosità e alta frequenza di precipitazioni solide (Sevruk, 1989; Molnar and Trizna, 1989; Schwarb, 2000). La presenza di sostenuti gradienti verticali, causati dall'effetto dell'orografia sulle precipitazioni, impedisce una stima corretta delle precipitazioni basata unicamente sulle stazioni poste nei fondovalle. La corretta valutazione di questi gradienti è fondamentale per la stima delle precipitazioni ad alta quota, e implica un adeguato processamento dei dati grezzi registrati dai pluviometri. Questa correzione è tanto più determinante nel calcolo della distribuzione spaziale delle precipitazioni, quanto più a quota elevata si trovano le stazioni di misura. La quota infatti influisce sia sulla ventosità media durante le precipitazioni, sia sulla frequenza delle precipitazioni solide. Entrambe queste variabili sono in relazione diretta con l'errore di misura degli apporti di precipitazione (Sevruk, 1982; Legates, 1987; Goodison et al., 1998; Hood et al., 1999; Yang et al., 1998, 2000).

La disponibilità di osservazioni di equivalente in acqua del manto nevoso presso la stazione termopluviometrica di Careser diga e sui ghiacciai circostanti ha suggerito una ricerca su questo particolare aspetto idrologico. Durante il dottorato è stata completata una pubblicazione scientifica su questo argomento (Carturan et al., 2010a). Grazie anche al contributo dato da referi anonimi durante il processo di revisione da parte della rivista internazionale su cui si intende pubblicare l'articolo, la tecnica di correzione delle precipitazioni e la loro estrapolazione alle quote più elevate sono state ulteriormente affinate, e vengono qui di seguito descritte in dettaglio.

Area di studio

Si è scelto di lavorare su un'area di studio più ampia rispetto all'alta val de La Mare, in modo da poter disporre di un numero sufficiente di stazioni meteorologiche, che potessero fornire le grandezze meteorologiche necessarie allo studio (temperatura, precipitazioni e velocità del vento). L'area prescelta è la val di Peio (173 km²). Il bacino è drenato dal fiume Noce, e comprende l'alta

val de La Mare, collocata sul settore nord-orientale (Figura 30). La quota media è pari a 2365 m s.l.m., con un valore minimo alla sezione di chiusura pari a 952 m e un valore massimo corrispondente a 3769 m sulla cima del Monte Cevedale. La copertura glaciale si estende su 12.1 km², (7% della superficie totale) e influenza in modo significativo il regime annuale dei deflussi.

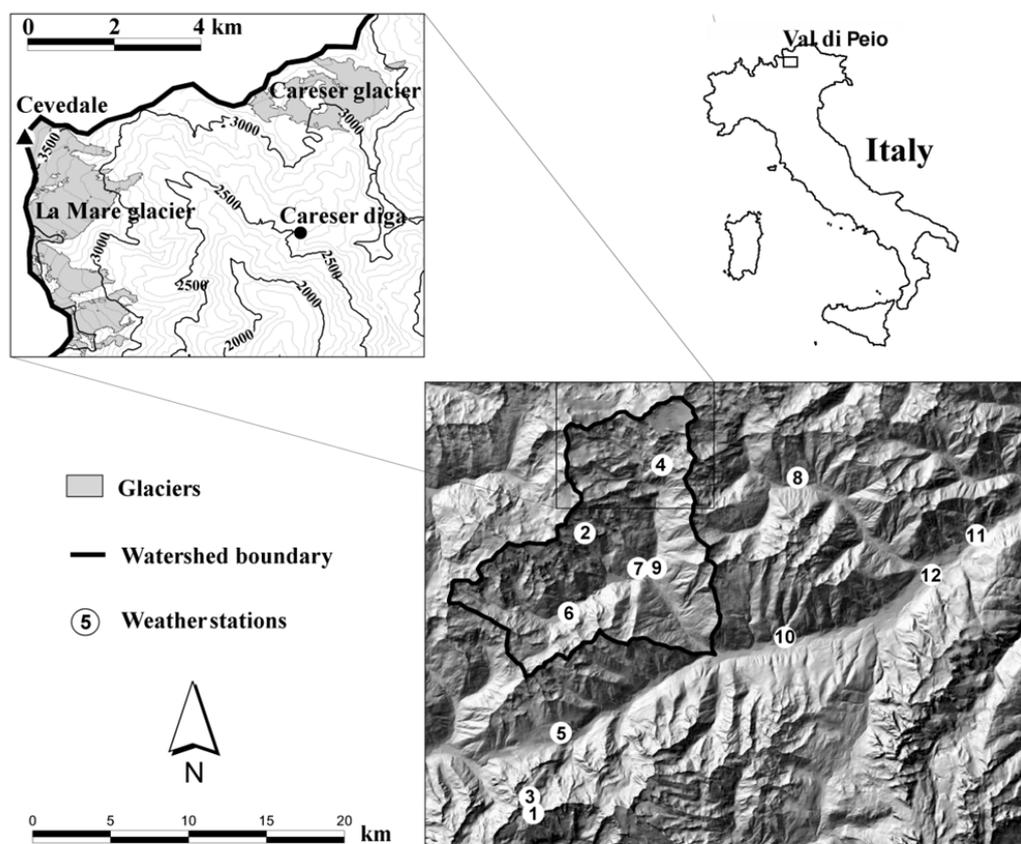


Figura 30 – Collocazione geografica dell'area di studio. Per la denominazione delle stazioni meteo fare riferimento alla Tabella 4.

Disponibilità e processamento dei dati

I dati utilizzati includono i) valori giornalieri di temperatura, precipitazione e velocità del vento per dodici stazioni meteorologiche, collocate sia all'interno, sia all'esterno dell'area di studio per il periodo 1978-2005; ii) misure su neve nel periodo 1960-2006 alla diga del Careser, che includono osservazioni sull'equivalente in acqua del manto nevoso; iii) dati di bilancio invernale sul ghiacciaio del Careser, per il periodo 1967-2005. Le principali caratteristiche delle stazioni meteorologiche sono riportate in Tabella 4.

Le stazioni termo-pluviometriche incluse nello studio sono otto. La loro quota varia da 735 m (Malè) a 2605 m (Careser diga). Oltre ai dati meteorologici, sono state raccolte informazioni riguardanti l'eventuale spostamento delle stazioni nel corso del tempo, la sostituzione della strumentazione ed eventuali cambiamenti nelle caratteristiche dell'ambiente immediatamente circostante i siti di misura, oltre alle pratiche di misurazione. Il più importante elemento di discontinuità è rappresentato dalla sostituzione della strumentazione manuale, in uso fino agli anni '80 del secolo scorso, con la strumentazione automatica attualmente tuttora in funzione. Per quanto riguarda le precipitazioni, i vecchi pluviometri manuali sono stati sostituiti da pluviometri a bascula automatici, riscaldati durante la stagione fredda. I nuovi strumenti mantengono la forma e le dimensioni dell'imboccatura dei vecchi strumenti manuali (1000 cm²). Per quanto attiene invece ai dati di

temperatura, i vecchi termometri a mercurio a minima e massima, che erano collocati all'interno di capannine schermanti di legno, sono stati sostituiti da sensori digitali, collocati all'interno di schermi di materiale plastico o metallico, più piccoli e a ventilazione naturale. L'omogeneità delle serie termo-pluviometriche è stata valutata mediante opportuni test statistici (Peterson et al., 1998; Aguilar et al., 2003). Nel caso delle temperature alcune serie hanno dovuto essere omogeneizzate, mentre nel caso delle precipitazioni non si sono resi necessari interventi di omogeneizzazione, ma unicamente alcuni riempimenti di lacune utilizzando i dati di stazioni vicine.

Stazione	Quota (m a.s.l.)	Localizzazione (esposizione al vento)	Variabili meteorologiche
1 - Cima Presena	3015	Cresta (aperto)	W
2 - Vioz	2950	Cresta (aperto)	W
3 - Capanna Presena	2730	Pendio (aperto)	W
4 - Careser diga	2605	Pendio (aperto)	T, P, W, HN, HS
5 - Tonale	1795	Valico (parzialmente protetto)	T, P, W
6 - Pian Palù	1790	Fondovalle (parzialmente protetto)	T, P
7 - Peio	1565	Pendio, vicino al fondovalle (parzialmente protetto)	T, P
8 - Rabbi	1350	Pendio, vicino al fondovalle (parzialmente protetto)	T, P, W
9 - Cogolo	1200	Fondovalle (parzialmente protetto)	T, P
10 - Mezzana	935	Fondovalle (parzialmente protetto)	T, P, W
11 - Caldes	773	Fondovalle (parzialmente protetto)	W
12 - Malè	735	Fondovalle (parzialmente protetto)	T, P

Tabella 4 – Quota, collocazione e variabili meteorologiche misurate dalle stazioni incluse nell'analisi (T = temperatura, P = precipitazione, W = velocità del vento, HN = altezza neve fresca, HS = altezza neve al suolo).

I dati di vento sono necessari per la correzione delle precipitazioni. Essi sono disponibili in modo continuo e con buona copertura spaziale solo dal 2002. Tra le otto stazioni termo-pluviometriche, solo quattro sono equipaggiate con anemometri. Quindi si è provveduto ad aggiungere altre quattro stazioni anemometriche (Cima Presena, Vioz, Capanna Presena e Caldes), in modo da poter completare la caratterizzazione anemologica dell'area di studio. Dall'analisi dei dati è emerso come esistano due principali regimi anemologici, ben distinti. Come si vede in Figura 31, sulle stazioni di alta quota la velocità media del vento è massima nei mesi invernali e minima nei mesi estivi. Al contrario, nei fondovalle le massime velocità del vento vengono mediamente misurate durante l'estate, mentre la velocità media è minima in inverno. Questo comportamento trova spiegazione nella collocazione geografica delle stazioni e nell'interazione tra i venti di superficie e la circolazione sinottica a larga scala. In estate la circolazione generale è anticiclonica o comunque caratterizzata da bassi gradienti di pressione. Queste condizioni favoriscono lo sviluppo delle brezze di monte e di valle, mentre nei mesi autunnali, invernali e primaverili è osservabile una maggior frequenza di condizioni cicloniche con maggiori gradienti di pressione tra il versante sud e il versante nord delle Alpi (Weber and Furger, 2001). Sulla base di queste osservazioni, per il calcolo della ventosità alle stazioni prive di misure di vento le stazioni anemometriche sono state raggruppate in due gruppi: i) stazioni di alta quota (sopra i 2000 m) e ii) stazioni di fondovalle. Per ogni gruppo si è calcolata la velocità media mensile del vento, che è poi stata estrapolata sulle stazioni senza anemometro, sulla base della loro localizzazione geografica. Successivamente la velocità del vento è stata calcolata al livello dell'imboccatura del pluviometro mediante l'equazione del profilo logaritmico del vento, che include gli effetti della rugosità e degli ostacoli circostanti (Fedorova, 1966; Sevruk and Zahlavova, 1994):

$$U_{h\alpha} = U_H \left(\log \frac{h}{z_0} \right) \left(\log \frac{H}{z_0} \right)^{-1} (1 - 0.024\bar{\alpha})$$

3

dove U_h è la velocità del vento all'altezza H (m) dello strumento di misura (m s^{-1}), h è l'altezza dell'imboccatura del pluviometro da terra (m), z_0 è la "roughness length" (m), e α è l'angolo verticale medio degli ostacoli circostanti (m).

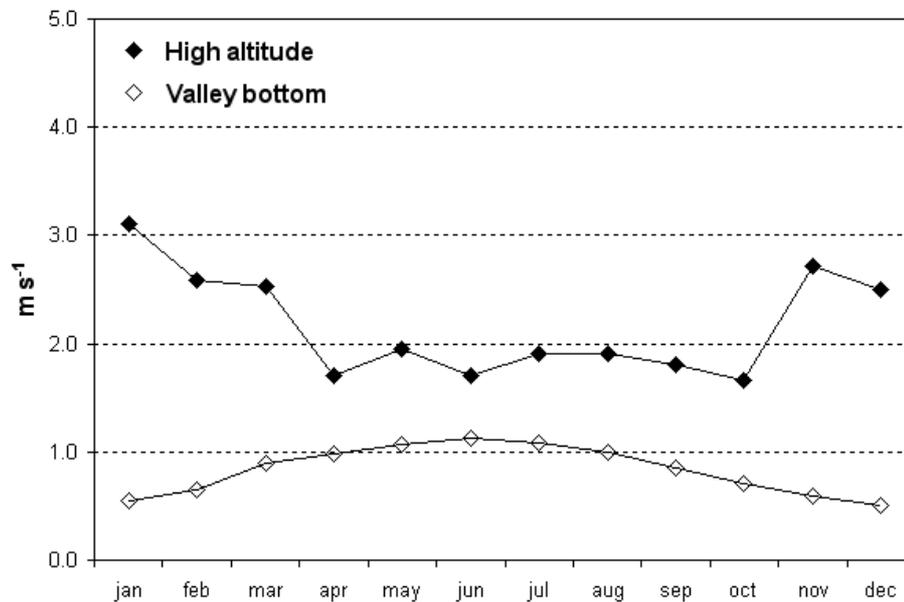


Figura 31 – Velocità media mensile del vento su una stazione di fondovalle e su una stazione d'alta quota.

Le misure di neve fresca, neve al suolo e equivalente in acqua della neve fresca disponibili per la stazione di Careser diga sono utili per la stima della precipitazione alla stazione più elevata tra quelle incluse nell'analisi. La corretta stima degli afflussi meteorici su questa stazione è determinante per conseguire una valutazione attendibile degli afflussi sulle aree sommitali glacializzate, poiché normalmente tale calcolo si avvale di gradienti verticali di precipitazione e di regressioni lineari quota/precipitazione. L'equivalente in acqua della neve fresca è disponibile per gli anni 2004, 2005 e 2006. Sulla base di questi dati è stata ricavata una relazione sperimentale tra temperatura media giornaliera e densità della neve fresca caduta in 24 ore. Tale relazione è una versione modificata della funzione proposta da La Chapelle (1961):

$$\begin{aligned} \rho(T) &= 50 & T &\leq -15^\circ\text{C} \\ \rho(T) &= 6.67T + 150 & T &> -15^\circ\text{C} \end{aligned}$$

4

dove T è la temperatura media giornaliera, e ρ è la densità della neve fresca (kg/m^3). Questa relazione è stata utilizzata per calcolare l'equivalente in acqua della neve fresca nel periodo precedente al 2004.

Le misure di bilancio di massa disponibili sul ghiacciaio del Careser sono utili alla validazione delle stime degli afflussi derivanti dall'applicazione del metodo di correzione proposto. Infatti, le misure di bilancio di massa glaciale possono essere usate come "surrogati" delle misure pluviometriche ad alta quota, e come controllo delle stime di precipitazione (Gerbaux et al., 2005; Tangborn, 1999). La serie di bilancio di massa invernale del ghiacciaio del Careser è riportata in Figura 32. Le misure vengono eseguite al termine del mese di maggio e consistono nella valutazione dell'equivalente in acqua del manto nevoso mediante sondaggi di spessore e misure di densità eseguite in trincea. L'equivalente in acqua del manto nevoso si può considerare rappresentativo della precipitazione

caduta durante tutto l'inverno, poiché le perdite per evaporazione e per fusione sono normalmente trascurabili.

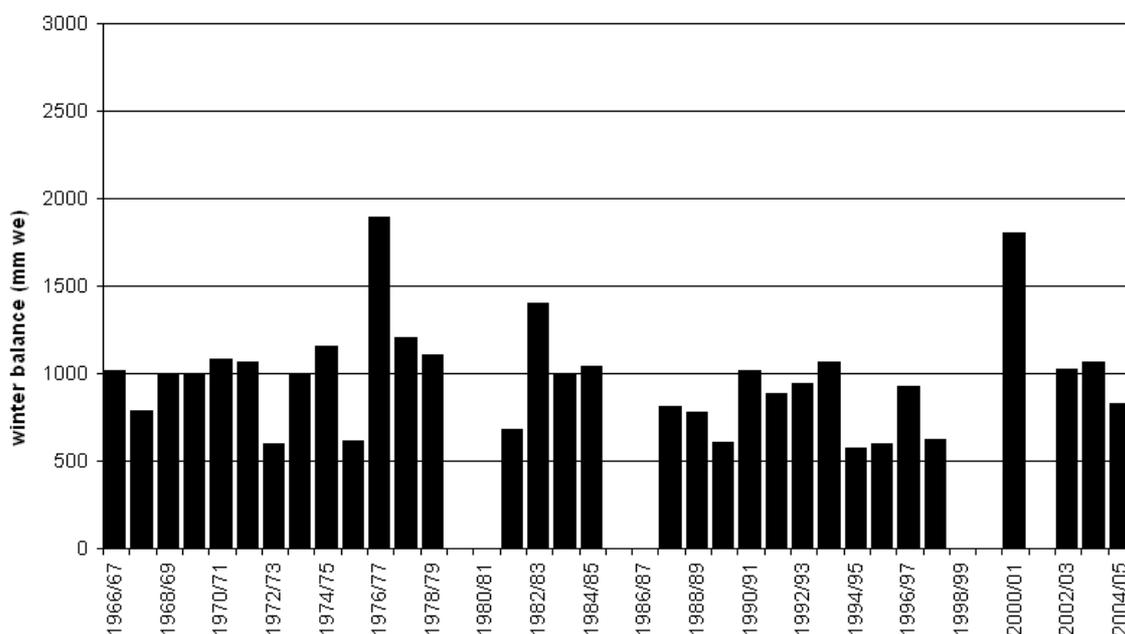


Figura 32 – Serie storica del bilancio invernale misurato sul ghiacciaio del Careser.

Correzione dei dati di precipitazione

E' già stata discussa in precedenza l'importanza di una corretta stima delle precipitazioni, soprattutto sulla stazione pluviometrica più elevata (Careser diga, 2605 m) che è strategica per il calcolo dei gradienti verticali di precipitazione e conseguentemente per le estrapolazioni a quota più elevata. Per questa stazione sono disponibili i dati di equivalente in acqua della neve fresca, quindi è possibile calcolare in via diretta il fattore di correzione delle precipitazioni solide. Il fattore di correzione medio stagionale per la neve (K_{snow}) a Careser diga è stato calcolato come segue:

$$K_{snow} = \frac{\sum_{i=1}^n we_i}{\sum_{i=1}^n P_i}$$

5

dove n è il numero di giorni con precipitazione solida durante la stagione invernale, we_i è l'equivalente in acqua della neve fresca nel giorno i , e P_i è la precipitazione giornaliera misurata dal pluviometro. La serie dei fattori di correzione stagionali è riportata in Figura 33.

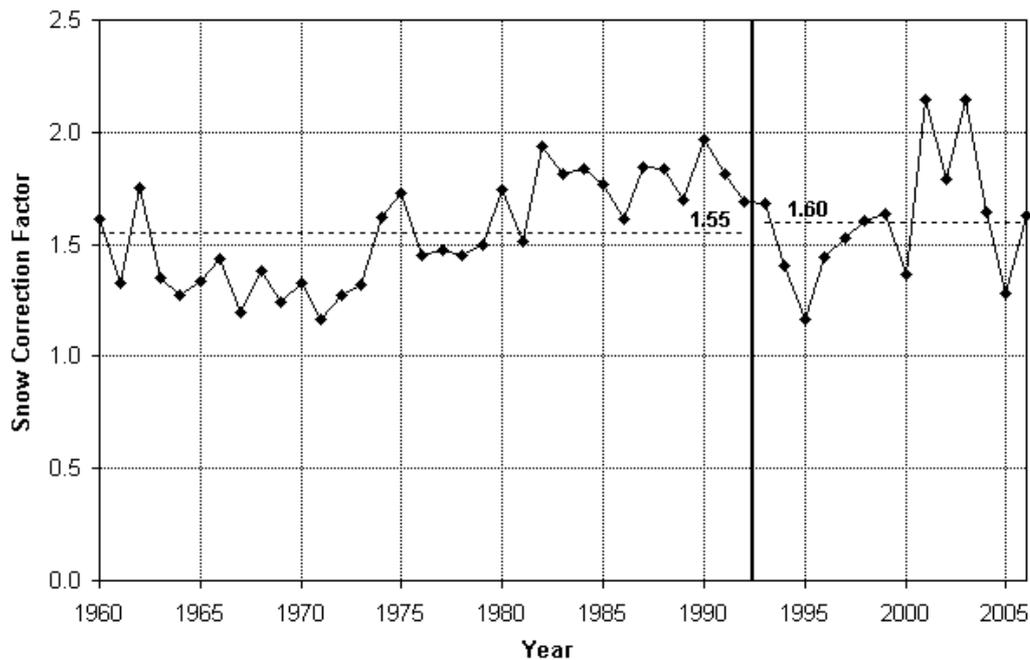


Figura 33 – Serie dei fattori di correzione medi stagionali per le precipitazioni solide a Careser diga.

Il valore minimo di K_{snow} è stato calcolato per il 1995 e 1971 (1.16), quello massimo è stato calcolato per il 2003 (2.15). Esiste una significativa variabilità interannuale (Deviazione Standard = 0.25), specie nel periodo 1993-2006. La sostituzione del pluviometro manuale con l'attuale pluviometro automatico, nel 1992, non ha comportato differenze statisticamente significative tra i valori medi dei due sottoperiodi. In ogni caso, alcuni valori particolarmente bassi di K_{snow} negli ultimi 13 anni potrebbero essere riconducibili alla neve trasportata dal vento, che potrebbe attualmente essere annoverata tra le precipitazioni, e che invece nel caso del pluviometro manuale non veniva considerata nelle misurazioni. Il valore medio del fattore di correzione nell'intero periodo è pari a 1.57, ed è interessante osservare come questo valore rientri nel range proposto dalla letteratura per strumenti con caratteristiche simili posti in analoghe condizioni topografiche (WMO, 1994, 2006; Zweifel and Sevruk, 2002).

Nel caso delle precipitazioni piovose a Career diga, e nel caso delle precipitazioni liquide e solide alle altre stazioni pluviometriche, non si dispone di informazioni utilizzabili per una correzione in modo "diretto" delle precipitazioni (così come è stato fatto invece per le precipitazioni nevose alla diga). In questi casi si è utilizzata la procedura messa a punto da Sevruk (1985), che utilizza i dati di vento per correggere i totali mensili di precipitazione. Questa procedura tiene conto del fatto che, normalmente, la velocità media del vento aumenta durante le precipitazioni. Inoltre la tecnica di correzione tiene in considerazione la differente efficienza dei pluviometri dovuta alla "struttura" della precipitazione (cioè l'intensità della pioggia o la proporzione di precipitazioni nevose sul totale mensile). In tabella 5 si riportano i fattori di correzione minimi, massimi e medi tra ottobre e maggio per la neve e per la pioggia (K_{snow} e K_{rain}), per mesi con precipitazione totalmente nevosa o totalmente piovosa. K_{rain} varia tipicamente tra 1.01 e 1.03 nei fondovalle e tra 1.05 e 1.09 ad alta quota, mentre K_{snow} varia tra 1.06 e 1.18 nei fondovalle, e tra 1.36 e 1.70 ad alta quota. Il valore medio di K_{snow} a Careser diga è pari a 1.51, molto prossimo al valore di 1.57 calcolato sperimentalmente a partire dai dati di equivalente in acqua della neve fresca. Questa congruenza di valori conferma la bontà della tecnica di correzione basata sui dati di vento e la sua applicabilità alle altre stazioni considerate nell'analisi.

	K_{rain}			K_{snow}		
	min	max	media	min	max	media
Careser diga	1.05	1.10	1.08	1.36	1.70	1.51
Tonale	1.04	1.04	1.04	1.25	1.29	1.28
Pian Palù	1.01	1.03	1.02	1.06	1.18	1.13
Peio	1.01	1.03	1.02	1.06	1.18	1.13
Rabbi	1.01	1.03	1.02	1.06	1.18	1.13
Cogolo	1.01	1.03	1.02	1.06	1.18	1.13
Mezzana	1.01	1.03	1.02	1.06	1.18	1.12
Malè	1.01	1.03	1.02	1.06	1.18	1.12

Tabella 5 – Valori minimi, massimi e medi dei fattori di correzione per la pioggia (K_{rain}) e per la neve (K_{snow}) per mesi esclusivamente piovosi o nevosi.

Stima della precipitazione invernale ad alta quota

La distribuzione spaziale della precipitazione nella val di Peio è stata calcolata per ogni stagione invernale dal 1978-'79 al 2004-'05. Le stime di precipitazione ad alta quota sono state validate tramite confronto con i corrispondenti valori di bilancio invernale misurati sul ghiacciaio del Careser. I totali stagionali di precipitazione (tra ottobre e maggio compresi) sono stati ragguagliati spazialmente usando il metodo proposto da Gottardi et al. (2007), che consiste in una regressione lineare pesata della precipitazione con la quota. Per ogni cella 30x30 di un modello digitale del terreno (DTM), i pesi vengono calcolati in funzione della distanza dalle stazioni pluviometriche, mediante la seguente relazione:

$$W = \lambda \exp\left(-\left(\frac{d_{3D}}{d_0}\right)^\alpha\right)$$

6

dove λ e α sono i parametri della funzione di pesatura, d_0 è una distanza limite per la selezione delle stazioni, e d_{3D} è la “crossing distance” che separa ogni cella da ogni stazione. La “crossing distance” prende in considerazione sia la distanza orizzontale euclidea, sia la componente verticale legata all’attraversamento delle creste e delle valli. Ogni stazione è inclusa nei calcoli solo nel caso in cui $d_{3D} < d_0$. I residui dell’extrapolazione sono quindi calcolati per ogni cella su cui insiste una stazione pluviometrica, interpolati sull’area di studio mediante una Spline, e sottratti alle prime stime di precipitazione. Questo metodo è stato applicato con successo e cross-validato nell’intera provincia di Trento. Questa applicazione ha fornito utili indicazioni per i valori da assegnare a d_0 , λ e α . Per la val di Peio d_0 è stata posta uguale a 25 km, mentre λ e α sono state poste uguali a 5 e 2 rispettivamente. La distribuzione spaziale della precipitazione media invernale non corretta tra il 1978 e il 2005 in val di Peio è riportata in Figura 34a, mentre in Figura 34b è riportata la precipitazione corretta, e in 34c la differenza tra le due. La correzione delle precipitazioni consente di stimare un apporto pluviometrico mediamente maggiore, e le differenze tra precipitazioni corrette e precipitazioni non corrette aumentano con la quota, raggiungendo un valore massimo di +381 sulle aree sommitali. La differenza media è pari a +182 mm, che corrisponde a $31.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ se distribuita sull’area della val di Peio.

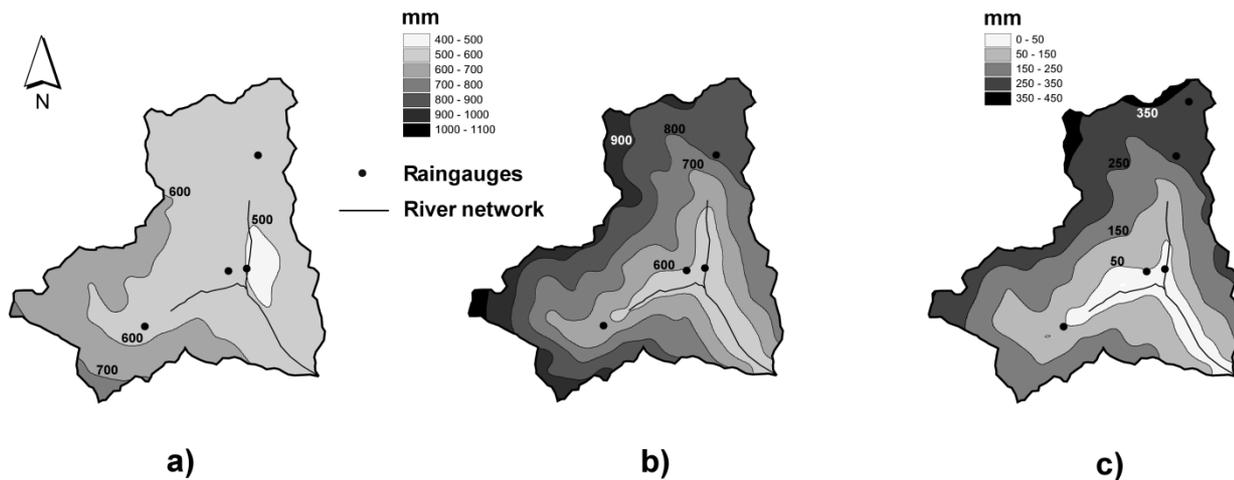


Figura 34 – Distribuzione spaziale media (1978-2005) della precipitazione invernale a) non corretta, b) corretta; in c) la differenza tra a) e b).

I due scattergrammi di Figura 35 riportano il confronto tra i bilanci di massa invernali misurati sul ghiacciaio del Careser e la precipitazione calcolata, per singole stagioni invernali, sul ghiacciaio del Careser per mezzo di precipitazioni corrette e non corrette. La Figura 36 mostra invece l'andamento temporale del bilancio invernale misurato e calcolato.

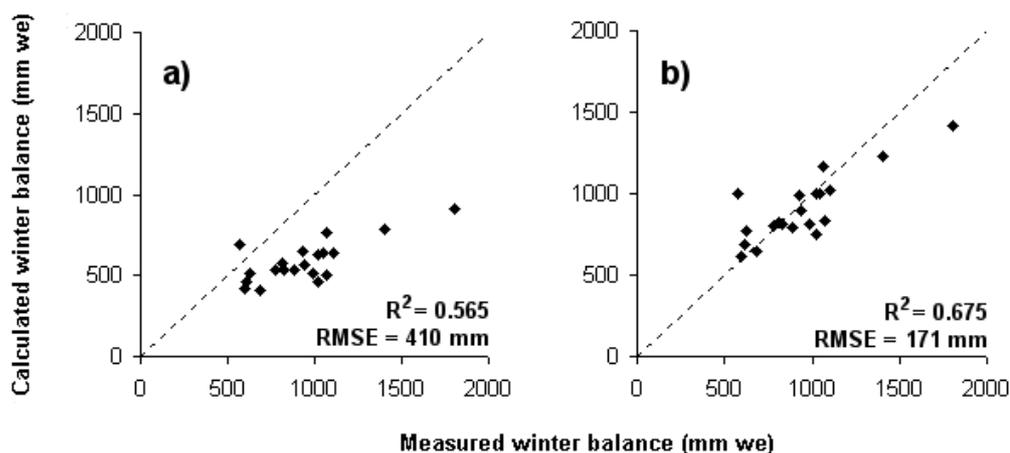


Figura 35 – Confronto tra bilancio di massa invernale misurato sul ghiacciaio del Careser e precipitazione calcolata sul ghiacciaio per mezzo di: a) precipitazioni non corrette, b) precipitazioni corrette.

Le stime di precipitazione ad alta quota sono notevolmente migliorate in seguito alla correzione delle precipitazioni. L'indice di efficienza (EI, Nash e Sutcliffe, 1970) passa da -1.067 a 0.641, correggendo le precipitazioni. I dati grezzi forniscono stime di precipitazione costantemente inferiori alle misure, e inoltre "smussano" in modo significativo la variabilità interannuale degli afflussi in quota. L'errore medio passa da -38% a -2.5%, e il Root Mean Squared Error da 410 a 171 mm.

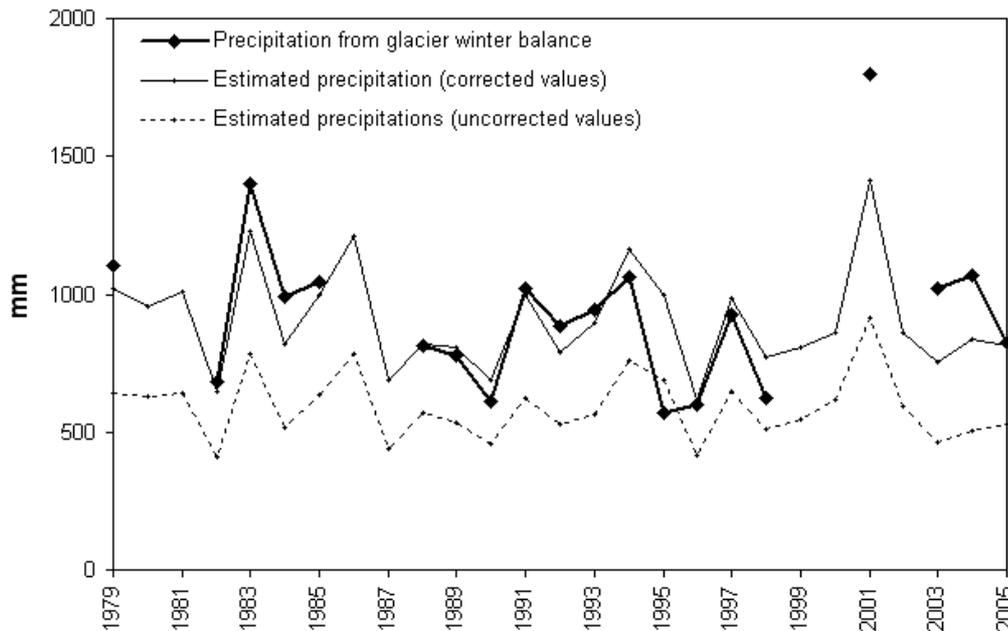


Figura 36 – Andamento temporale del bilancio di massa invernale misurato sul ghiacciaio del Careser, confrontato con le stime di precipitazione ottenute da dati corretti e non corretti nel periodo 1979-2005.

La Figura 37 documenta l'impatto della correzione dei dati grezzi sulla stima del gradiente verticale di precipitazione. In questa analisi sono stati inclusi anche i mesi estivi, in modo da evidenziare le differenze stagionali. I gradienti sono espressi in $\% \text{ km}^{-1}$, sono riferiti alla quota media della val di Peio (2365 m) e sono stati calcolati per l'area del ghiacciaio del Careser. L'errore cui sono affetti i dati grezzi di precipitazione influisce pesantemente sul calcolo dei gradienti, che vengono regolarmente sottostimati, soprattutto in inverno. Nei mesi di ottobre e di novembre i gradienti calcolati per mezzo di precipitazioni non corrette assumono addirittura un valore negativo, indicando un'apparente diminuzione delle precipitazioni con la quota. L'aumento dei gradienti che si verifica utilizzando dati corretti di precipitazione è particolarmente evidente nei mesi invernali, mentre è più marginale nei mesi estivi. Questo è dovuto alla diversa frequenza delle precipitazioni nevose e, di conseguenza, al diverso errore di misura. L'andamento medio del gradiente pluviometrico durante l'anno vede un massimo primaverile e un minimo all'inizio dell'autunno. Questo comportamento è già stato descritto in bibliografia (Schwarb, 2000) ed è compatibile con la climatologia delle precipitazioni dell'area di studio, che vede precipitazioni prevalentemente da sollevamento orografico in inverno, e precipitazioni prevalentemente convettive in estate. Il gradiente medio annuo aumenta dal 5.7 al 19 $\% \text{ km}^{-1}$; il minimo aumenta da -4.3 (ottobre) a 11 $\% \text{ km}^{-1}$ (settembre); il massimo passa da 12.6 (agosto) a 27.9 $\% \text{ km}^{-1}$ (aprile).

Osservazioni conclusive

La valutazione quantitativa delle componenti del bilancio idrologico alla scala di bacino è cruciale nell'ambito della gestione della risorsa idrica, e i modelli idrologici sono strumenti essenziali per la loro stima. Nell'equazione del bilancio idrologico il termine degli afflussi di precipitazione è di solito un input meteorologico che deriva da misurazioni strumentali. Tuttavia, i dati grezzi di precipitazione sono normalmente affetti da errori, principalmente attribuibili alla deviazione del flusso di vento in prossimità dei pluviometri, che aumentano con la quota in modo proporzionale alla frequenza delle precipitazioni solide. Ne consegue che questi errori non sono trascurabili in aree di montagna, e nei modelli idrologici se ne tiene conto tramite opportuni fattori di correzione. Spesso i fattori di correzione sono assegnati in modo da rispettare l'equazione di continuità, ma in tal modo si introducono elementi di distorsione nel processo di calibrazione dei modelli. In aggiunta,

l'estrapolazione delle precipitazioni su aree prive di strumenti di misura ad alta quota richiede un'accurata valutazione dei gradienti verticali di precipitazione, che è soggetta ad errori grossolani nel caso di dati pluviometrici non corretti.

Le osservazioni dirette di equivalente in acqua del manto nevoso presso le stazioni pluviometriche collocate ad alta quota si rivelano estremamente utili, sia per il calcolo dei fattori di correzione, sia per la stima dei gradienti di precipitazione. D'altro canto anche le misure di bilancio invernale sui ghiacciai sono strategiche, poiché consentono di validare le stime di precipitazione ad alta quota, dove le misure sono scarse o totalmente assenti.

La procedura di correzione adottata in questo studio consente un'estrapolazione accurata delle precipitazioni durante la stagione di accumulo alle quote più elevate, come è stato possibile verificare per mezzo dei dati di bilancio invernale del ghiacciaio del Careser. I fattori di correzione calcolati per le stazioni della val di Peio ricadono nel range indicato dalla letteratura scientifica per siti analoghi a quota simile nell'arco alpino. E' stata trovata una stretta relazione dei fattori di correzione con la quota, poiché essi sono fortemente influenzati dalla frequenza delle precipitazioni solide e dall'esposizione al vento.

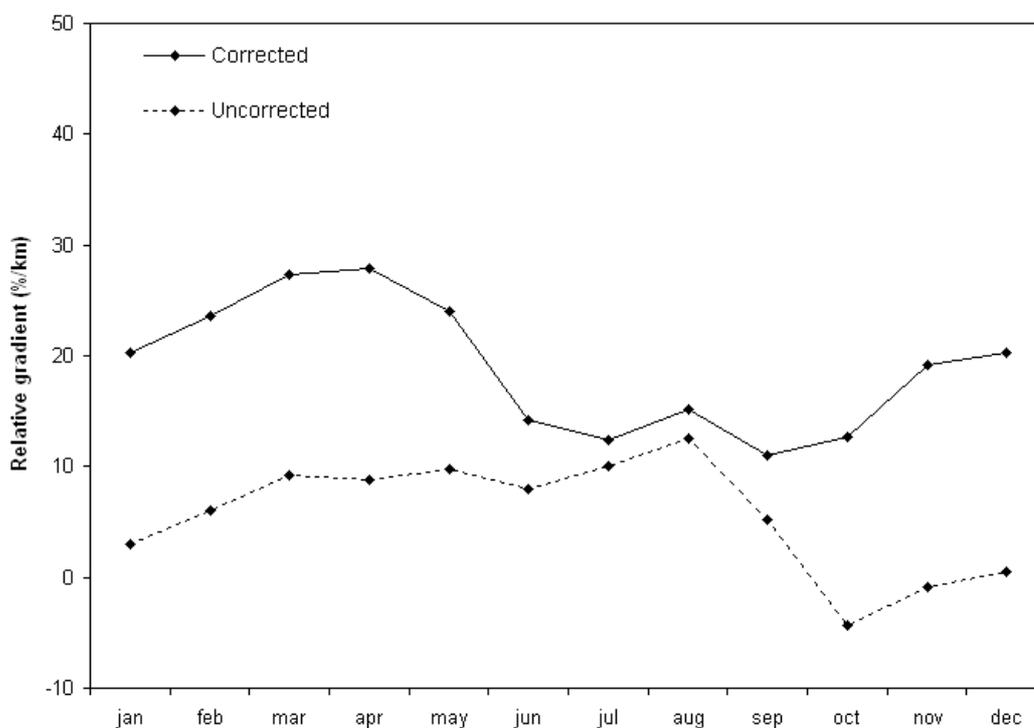


Figura 37 – Gradienti medi verticali di precipitazione mensile ($\% \text{ km}^{-1}$) per la val di Peio nel periodo 1978-2005, calcolati con precipitazioni grezze e con precipitazioni corrette.

3.1.2 Indagini sulla variabilità dell'albedo in ghiacciaio

Le misure distribuite di albedo, eseguite sui ghiacciai del Careser e de La Mare nelle stagioni estive del 2007 e 2008, e i dati di radiazione globale incidente e riflessa acquisiti dalla stazione automatica (AWS) installata sul ghiacciaio de La Mare, sono stati utilizzati per un approfondimento su questo particolare aspetto del bilancio energetico. L'importanza dell'albedo in ghiacciaio deriva dal fatto che, tra le componenti del bilancio energetico, la radiazione solare costituisce normalmente la componente dominante ed è la principale fonte energetica per i processi di fusione (Greuell et al., 1997; Strasser et al., 2004; Oerlemans, 2000). I dati provenienti dall'AWS della mare confermano le indicazioni della letteratura scientifica, come è possibile osservare nella Figura 38, che riporta un esempio di calcolo del bilancio energetico per l'estate 2005.

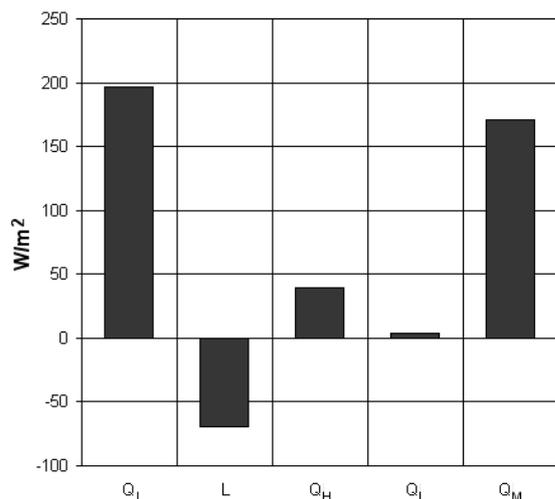


Figura 38 - Componenti del bilancio energetico mediate in condizione di fusione sul ghiacciaio de La Mare, tra il 5 giugno e il 24 settembre 2005, alla stazione automatica di quota 2980 m s.l.m.

L'albedo della superficie è quindi determinante perché da un lato regola l'effettiva quantità di radiazione solare che viene assorbita e si rende disponibile per la fusione, dall'altro rappresenta uno dei più importanti feedback che regolano la sensibilità climatica glaciale (Paul et al., 2005; Hock, 2005). Gran parte della riflessione può essere attribuita alle differenze di grandezza tra grani, all'angolarità e ai legami tra i vari cristalli. Numerose variabili influiscono sul valore di albedo superficiale, che è inversamente proporzionale all'angolo di incidenza dei raggi solari, dimensione dei grani, accumulo di impurità e detrito in superficie (e quindi età della superficie), quantità di acqua liquida, mentre è direttamente proporzionale allo spessore del manto nevoso e alla copertura nuvolosa (Male e Gray, 1981).

In ghiacciaio la variabilità spaziale e temporale dell'albedo è attribuibile anche alla presenza di superfici di diversa natura. Si passa infatti dalla neve fresca, con valori di albedo molto elevati, alla neve residua, la cui superficie va gradualmente perdendo di riflettività durante la stagione di ablazione, soprattutto a causa del progressivo accumulo di polveri e dell'aumentare della dimensione dei grani, oltre che per la presenza di acqua liquida nelle fasi di fusione. Successivamente durante l'estate emergono il ghiaccio di ghiacciaio e localmente anche il firn, che presentano in superficie polveri e detrito accumulatisi nel corso di più anni. La progressiva scoperta dei tre tipi di substrato porta ad un andamento dell'albedo abbastanza caratteristico durante la stagione di ablazione (Figura 39). L'albedo decresce rapidamente nel momento in cui si esaurisce la copertura nevosa stagionale e affiora il ghiaccio sottostante; segue una fase con valori bassi e piuttosto stabili, cui possono alternarsi temporanei picchi di albedo in corrispondenza di eventuali nevicate estive, fino al momento in cui si riforma un manto nevoso stabile, al termine della stagione di ablazione. In tabella 6 sono evidenziati i valori di albedo comunemente riportati in letteratura per i substrati rinvenibili in ghiacciaio.

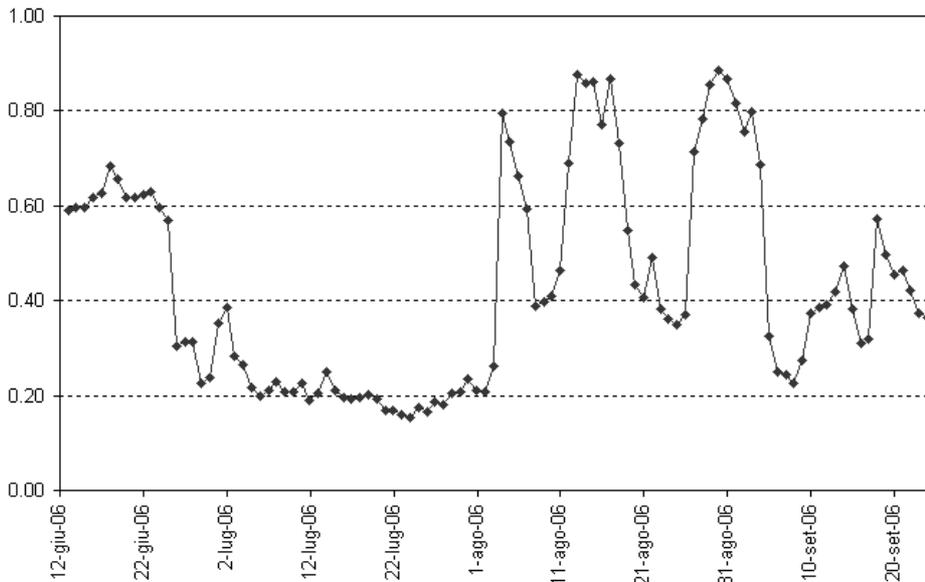


Figura 39 – Andamento dell'albedo medio giornaliero all'AWS del ghiacciaio de La Mare nell'estate 2006.

SUBSTRATO	ALBEDO
Neve fresca	0.90 – 0.98
Neve residua	0.20 – 0.72
Firn	0.30 – 0.53
Ghiaccio	< 0.10 – 0.65

Tabella 6 - Range dei valori di albedo per tipo di substrato riportati più comunemente in letteratura.

Lo scopo dell'analisi è stato quello di descrivere la variabilità dell'albedo e proporre delle semplici parametrizzazioni che tengono conto dei fattori dominanti che influiscono sull'albedo, in modo da essere facilmente incorporabili all'interno del modello di simulazione del bilancio di massa descritto in dettaglio nel Capitolo 4.

Analisi e parametrizzazione dell'albedo della neve

Sui ghiacciai dell'alta val de La Mare, le misure distribuite con albedometro portatile sono state eseguite soprattutto su ghiaccio di ghiacciaio. Le misure su neve residua pongono problemi relativi soprattutto alle condizioni di sicurezza, visto che la neve tende a nascondere le aree crepacciate e i pozzi che sono presenti sui ghiacciai investigati. L'analisi della variabilità dell'albedo della neve è stata quindi eseguita usando i dati misurati dall'AWS della Mare, focalizzando l'attenzione sulla sua variazione temporale, più che sulla sua eterogeneità spaziale. Recenti studi hanno infatti evidenziato una certa omogeneità spaziale dell'albedo della neve in ghiacciaio, soprattutto per quanto riguarda la neve residua durante la stagione di ablazione (Brock et al., 2000; Strasser et al., 2004).

L'albedo della neve, dipende da:

- forma e dimensione dei grani
- contenuto in acqua liquida
- concentrazione di impurità in superficie
- altre variabili di minore importanza (nubi, inclinazione raggi solari)

Tra le variabili meteorologiche maggiormente correlate con l'albedo della neve, la temperatura dell'aria gioca un ruolo predominante. Essa infatti agisce sulla rapidità di metamorfismo dei cristalli

in superficie (arrotondamento, accrescimento, fusione e presenza di acqua liquida). La concentrazione di impurità è funzione soprattutto del tempo trascorso dal momento della nevicata, ma è altresì ben correlata con grandezze ricavabili dalla temperatura dell'aria (come ad esempio la fusione cumulata, oppure il cumulo delle temperature massime dalla nevicata) (Brock et al., 2000).

Si è quindi proceduto nell'analisi dei dati di albedo giornaliero misurati dall'AWS della Mare, cercando di individuare una correlazione tra albedo e somma termica oraria positiva, cumulata dal momento di formazione di uno strato nevoso. I dati di albedo presi in considerazione sono quelli delle ore 12.00 solari di ogni giorno in cui, all'AWS, l'equivalente in acqua del manto nevoso era superiore a zero. Si è scelto di utilizzare i valori di albedo delle ore 12 poiché sono quelli che risentono meno di fenomeni quali il ricongelamento superficiale, l'errore di misura del sensore con sole basso sull'orizzonte, ed eventuali deviazioni dell'asse del sensore dal piano perpendicolare alla superficie (Jonsell et al., 2003).

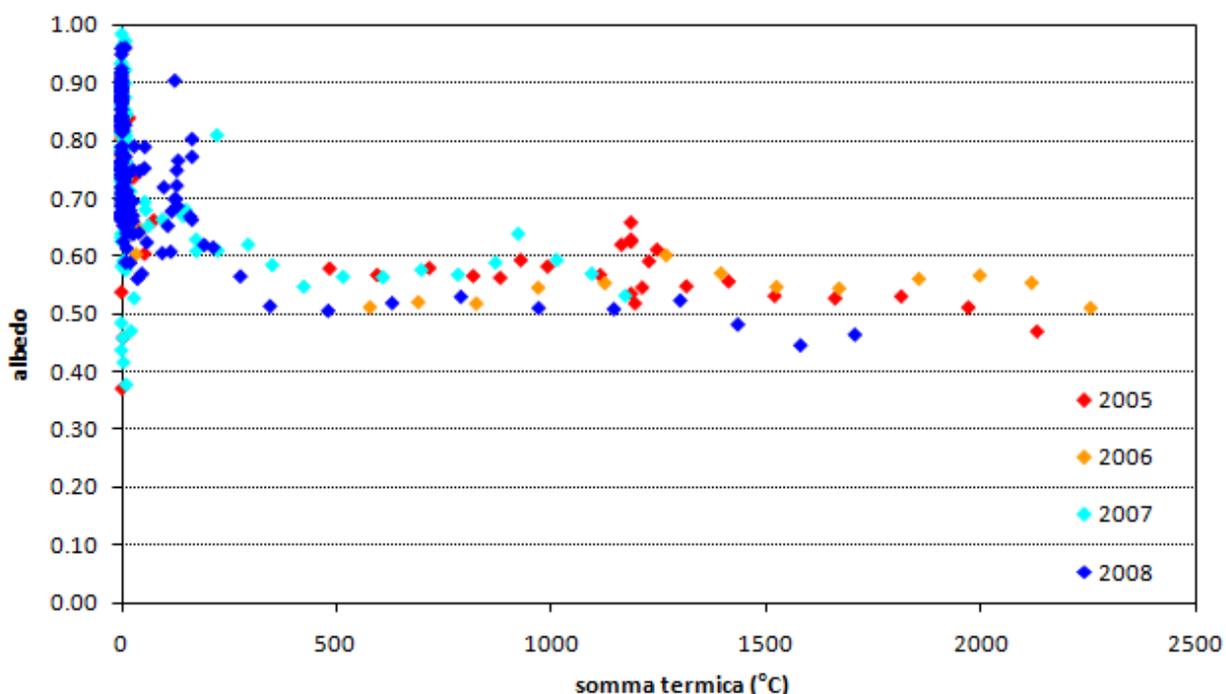


Figura 40 - Relazione tra valori giornalieri di albedo (ore 12.00) misurati all'AWS della Mare e somme termiche orarie positive.

La Figura 40 riporta uno scattergramma con i valori di albedo giornaliero nell'asse delle ordinate e le somme termiche positive orarie nell'asse delle ordinate. Per l'analisi sono stati usati quattro anni di misurazioni, dal 2005 al 2008. Si osserva una rapida decrescita dell'albedo dai valori tipici della neve fresca a valori attorno a 0.55 per somme termiche fino a 500°C. Successivamente la decrescita dell'albedo è molto più lenta, avvicinandosi al valore di 0.50 subito prima dell'esaurimento del manto nevoso, che sul sito dell'AWS si verifica di solito verso fine giugno. Si osserva inoltre un'elevata dispersione dei valori di albedo con basse somme termiche. Questo avviene in caso di ridotto spessore della neve fresca (<5 cm), con copertura spesso discontinua, su ghiaccio di ghiacciaio. In questi casi il ghiaccio, più scuro, influisce sul valore di albedo in superficie. Una certa dispersione si osserva anche per elevate somme termiche positive, tuttavia le differenze di albedo da un anno all'altro si mantengono su valori inferiori al 10%. Si osservano inoltre dei temporanei aumenti dell'albedo con elevati valori di somma termica (ad esempio nel 2005). Si tratta di episodi di temporaneo ricongelamento degli strati superiori del manto nevoso, dovuti a fasi fredde con temperature che si mantengono sotto il punto di congelamento anche durante il giorno. Dal grafico

di Figura 40 si intuisce un andamento di tipo logaritmico dell'albedo in funzione della somma termica oraria positiva. Per calcolare questa funzione è stata fatta un'aggregazione dei dati di albedo, raggruppandoli in classi di somma termica. In Figura 41 si riportano i dati raggruppati in questo modo e l'andamento della funzione che permette di calcolare l'albedo in funzione della somma termica. La funzione di decadimento assume la seguente forma:

$$\alpha_s = 0.8359 - 0.0919 \cdot \log_{10} T_a \quad 7$$

dove α_s è l'albedo della neve e T_a è la somma termica oraria positiva.

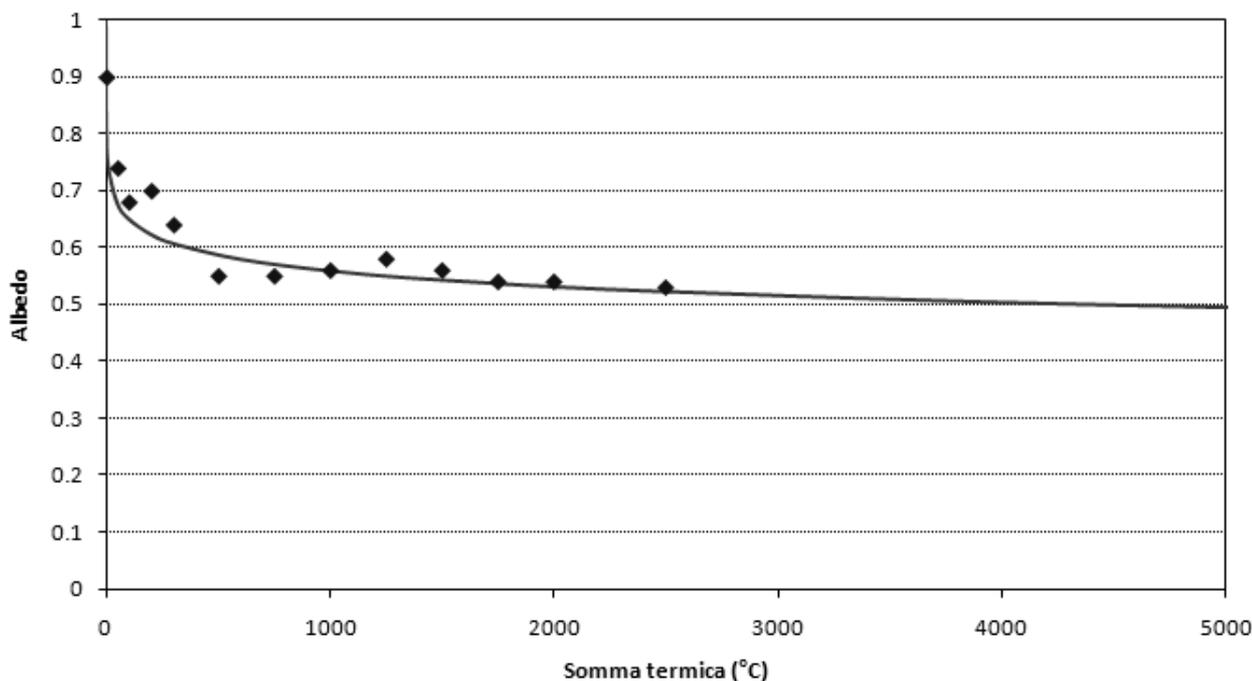


Figura 41 - Relazione tra valori giornalieri di albedo (ore 12.00) misurati all'AWS della Mare, raggruppati per classi di somma termica positiva.

Nella Tabella che segue si riportano i valori di albedo calcolati con questa funzione in corrispondenza di alcuni valori di somma termica. Il valore di 0.47, calcolato con somma termica di 10000°C, può essere considerato rappresentativo dell'albedo di fine estate. Le poche misure eseguite con albedometro portatile alla fine dell'estate suggeriscono una possibile sovrastima dell'albedo della neve residua (4 osservazioni, valore medio 0.36). Tuttavia non si dispone al momento di un numero sufficiente di osservazioni per poter condizionare il calcolo della funzione di decadimento con valori di somma termica superiori a 3000 °C.

Somma termica positiva (°C)	Albedo
0.1	0.93
0.3	0.88
0.7	0.85
1.1	0.83
1.5	0.82
2	0.81
10	0.74
50	0.68
100	0.65
200	0.62
300	0.61
600	0.58
1000	0.56
1500	0.54
2500	0.52
5000	0.50
10000	0.47

Tabella 7 - Alcuni valori di albedo calcolati in funzione della somma termica positiva utilizzando la funzione di decadimento ricavata dai dati sperimentali dell'AWS della Mare.

Analisi e parametrizzazione dell'albedo del ghiaccio

Nella tabella 8 si riporta la localizzazione dei punti di misura e i corrispondenti valori di albedo del ghiaccio misurati nelle stagioni estive 2007 e 2008 sui ghiacciai de La Mare e del Careser. I dati sperimentali sono stati sottoposti ad un'analisi mirata all'identificazione dei fattori più influenti sul valore di albedo e all'individuazione di una possibile relazione dell'albedo del ghiaccio con la quota.

L'albedo del ghiaccio esibisce una marcata variabilità. Il valore medio di albedo ottenuto mediante 69 misurazioni si attesta a 0.24, con estremi pari a 0.07 e 0.48. Sui ghiacciai investigati sono state rilevate diverse tipologie di ghiaccio, che vanno dal ghiaccio molto sporco, quasi completamente coperto di detrito e con abbondante acqua di fusione in superficie, al ghiaccio bianco, congelato in superficie, molto poroso e totalmente privo di copertura detritica (Figura 42). Tale marcata eterogeneità suggerisce che l'adozione di un unico valore di albedo del ghiaccio, costante nel tempo e nello spazio, può essere eccessivamente semplificativa in sede di modellazione del bilancio di massa glaciale.

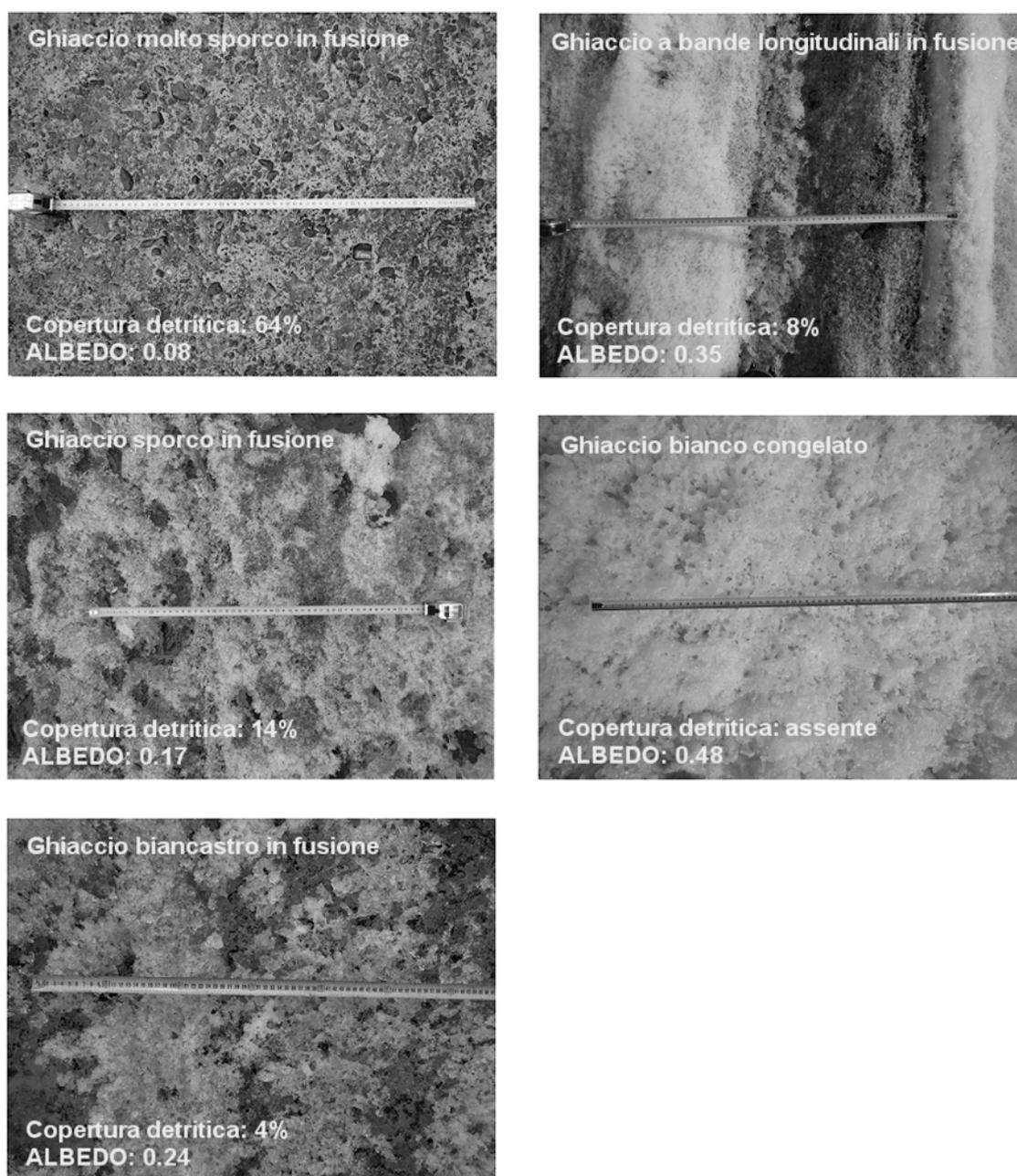


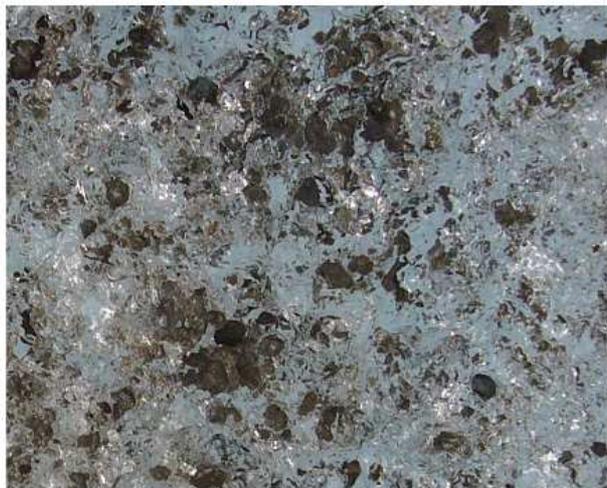
Figura 42 – Alcune superfici rinvenute durante le misure di albedo su ghiaccio.

Data 6-08-2007				Data 14-09-2007			
Punto	E	N	Albedo	Punto	E	N	Albedo
palina 7	1624998	5143061	0.30	palina 5	1631191	5146366	0.38
palina 8	1625244	5143123	0.21	palina 5L	1631761	5146100	0.38
palina 5	1625310	5143529	0.20	palina 6A	1632204	5145943	0.30
palina 14	1625525	5143567	0.24	palina 6L	1632244	5145650	0.29
palina 3	1625898	5143606	0.09	palina 7B	1632389	5145426	0.30
AWS	1625961	5143482	0.21	palina 7A	1632024	5145361	0.25
Data 15-09-2007				palina 3B	1631888	5145722	0.32
Punto	E	N	Albedo	palina 8D	1631671	5145444	0.34
Palina 10	1626808	5143753	0.09	palina 2B	1631360	5145501	0.29
Palina 1	1626551	5143580	0.23	palina 13	1630443	5145834	0.33
palina 2	1626113	5143429	0.32	palina 3L	1630473	5145585	0.18
palina 13	1625852	5143470	0.48	palina 9B	1630563	5145310	0.21
palina 3	1625894	5143604	0.14	palina 10A	1629765	5145490	0.38
palina 15	1625512	5143691	0.35	palina 9C	1629665	5145293	0.34
palina 14	1625511	5143562	0.36	palina 4L	1629842	5145214	0.39
palina 5	1625297	5143526	0.24	palina 1B	1630896	5145112	0.17
palina 8	1625230	5143111	0.36	palina 8L	1631305	5145135	0.17
palina 7	1624992	5143057	0.34	Data 21-08-2008			
palina 16	1625805	5142963	0.40	Punto	E	N	Albedo
Data 19-07-2008				palina 1B	1630894	5145113	0.08
Punto	E	N	Albedo	punto	1630877	5145142	0.10
palina 10	1626808	5143757	0.07	palina 9B	1630562	5145313	0.15
palina 9	1626720	5143737	0.13	palina 3L	1630473	5145590	0.14
palina 1	1626561	5143590	0.17	palina 4L	1629840	5145220	0.20
palina 2	1626121	5143438	0.23	palina 9C	1629660	5145295	0.23
palina 12	1626031	5143338	0.37	punto	1629745	5145408	0.32
palina 13	1625860	5143474	0.30	palina	1629761	5145487	0.26
Data 20-08-2008				palina 13	1630441	5145836	0.24
Punto	E	N	Albedo	punto	1630544	5145868	0.11
palina 10	1626808	5143757	0.07	palina 5L	1631760	5146104	0.19
palina 9	1626720	5143737	0.10	palina 6A	1632201	5145946	0.16
palina 1	1626561	5143590	0.20	palina 6L	1632244	5145654	0.19
palina 2	1626121	5143438	0.34	palina 7B	1632388	5145430	0.12
palina 12	1626031	5143338	0.37	palina 7A	1632022	5145364	0.16
AWS	1626004	5143499	0.38	palina 8D	1631668	5145451	0.22
palina 13	1625860	5143474	0.34	palina 2B	1631357	5145509	0.18
palina 15	1625518	5143695	0.21	palina 8L	1631300	5145139	0.12
palina 14	1625530	5143576	0.23	punto	1631208	5145035	0.08
palina 5	1625313	5143535	0.26				
palina 16	1625829	5142974	0.22				
palina 3	1625900	5143601	0.13				

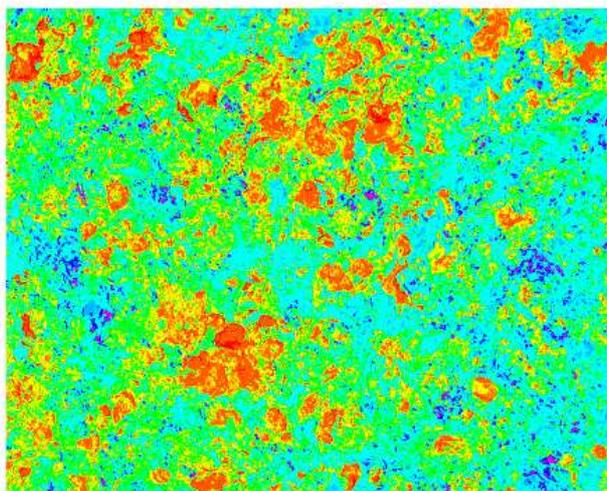
Tabella 8 - Misure di albedo sul ghiaccio eseguite nelle stagioni estive 2007 e 2008 sul ghiacciaio de La Mare (a sinistra) e sul ghiacciaio del Careser (a destra).

E' stata dapprima valutata l'influenza della copertura detritica sul valore di albedo, poiché è noto che il detrito, specie se bagnato, possiede normalmente bassi valori di albedo. Per ricavare la percentuale di copertura detritica si è proceduto alla classificazione automatica dei fotogrammi acquisiti al termine di ogni misura di albedo. La tecnica di classificazione è schematizzata in Figura 43, e consiste nella suddivisione del fotogramma originario in classi cromatiche con successiva identificazione del valore tonale "soglia" che consente di distinguere, fotogramma per fotogramma, il detrito dal substrato privo di copertura.

FOTOGRAMMA ORIGINALE



**CONVERSIONE A GRID E SUDDIVISIONE
IN CLASSI CROMATICHE**



**IDENTIFICAZIONE DEL VALORE TONALE
SOGLIA E QUANTIFICAZIONE DELL'AREA
RICOPERTA DI DETRITO**

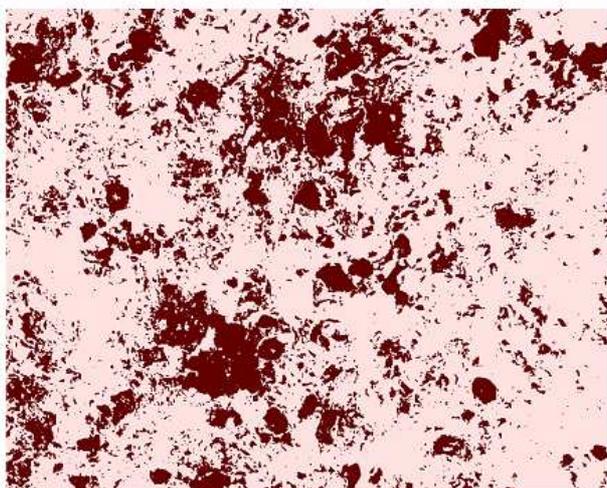


Figura 43 – Schema della tecnica di classificazione usata per quantificare la percentuale di copertura detritica, a partire dai fotogrammi acquisiti durante le misurazioni di albedo.

La copertura detritica si rivela decisiva nel determinare la variabilità spaziale dell'albedo del ghiaccio, come si può osservare in Figura 44. Esiste un'elevata sensibilità dell'albedo nei confronti della copertura detritica fino a circa il 5%; poi questa sensibilità decresce asintoticamente. La relazione tra copertura detritica e albedo è assimilabile ad una funzione logaritmica. Sulla base di queste osservazioni, i dati di albedo sono stati suddivisi in classi in funzione della copertura detritica, con ampiezza pari ad un'unità percentuale fino al 10%, due unità dal 10% al 20%, cinque unità dal 20% al 40% e dieci unità dal 40% al 100% (per un totale di 25 classi).

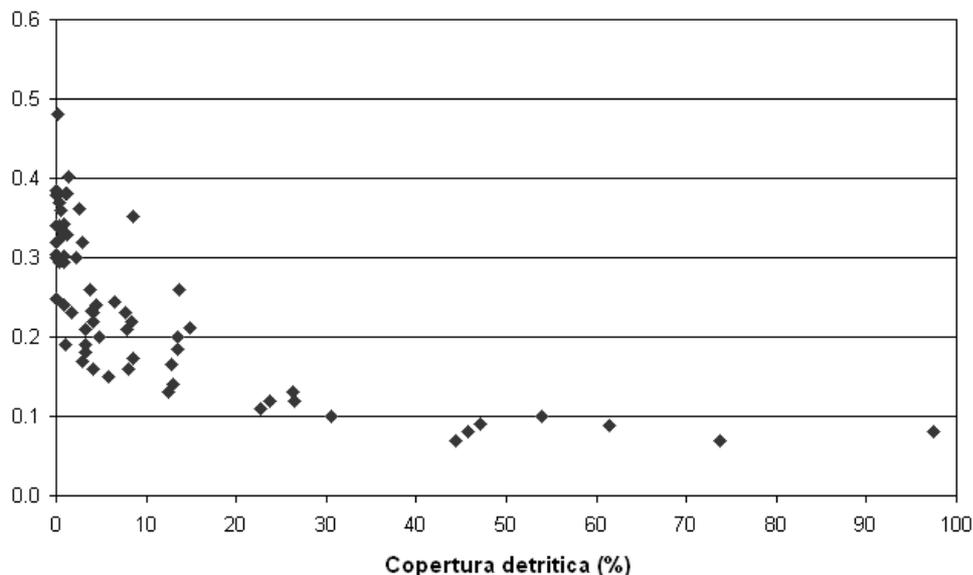


Figura 44 - Relazione tra albedo del ghiaccio di ghiacciaio e percentuale di copertura detritica.

In figura 45 sono riportati i valori medi per i dati di albedo, raggruppati in classi di copertura detritica. E' evidente un'aggregazione dei dati sperimentali in tre sottogruppi, con albedo piuttosto omogeneo al loro interno, separati da evidenti discontinuità in corrispondenza di ben definiti valori di copertura detritica.

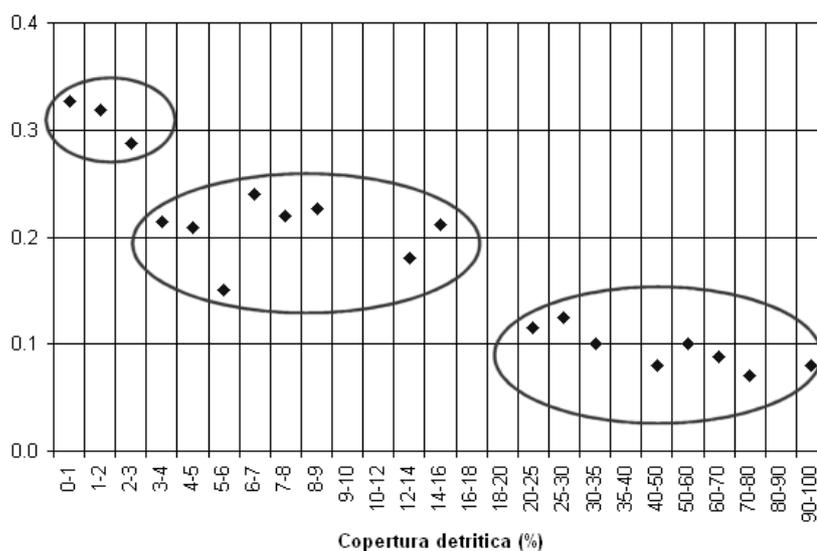


Figura 45 - Valori medi per i dati di albedo del ghiaccio, raggruppati in classi di copertura detritica. Si nota l'aggregazione dei valori di albedo in tre "cluster" principali.

E' quindi possibile suddividere le misure in tre classi di copertura detritica (evidenziate nel grafico con ellissi):

- Classe 1 (CL1): copertura detritica da 0 a 3%
- Classe 2 (CL2): copertura detritica da 3 a 16%
- Classe 3 (CL3): copertura detritica > 16%

I valori “soglia” di copertura detritica (3% e 16%) che separano le tre classi consentono quindi di definire con sufficiente approssimazione il valore medio di albedo del ghiaccio. Considerando poi le osservazioni eseguite durante il rilievo e riguardanti le condizioni del substrato, si è valutata la possibilità di introdurre un'ulteriore articolazione della classificazione, prevedendo ulteriori 3 sottoclassi per ciascuna classe di copertura detritica, in funzione di:

- Fusione lenta o assente (FL)
- Fusione attiva (FA)
- Fusione attiva con acqua in scorrimento superficiale (FH)

In totale si sono ottenute 9 classi, anche se una di esse non è rappresentata (classe 3FL, elevata copertura detritica con fusione lenta o assente). In Figura 46 i dati di albedo del ghiaccio sono stati raggruppati in funzione della copertura detritica e delle condizioni superficiali del substrato. Si nota come l'eterogeneità di albedo all'interno di ciascuna classe di copertura detritica cala progressivamente dalla prima classe verso la terza, e come la sovrapposizione dei valori di albedo tra prima e seconda classe sia superiore rispetto a quella tra seconda e terza. La terza classe presenta una ridottissima variabilità di albedo, a dispetto dell'ampio range di copertura detritica (dal 16 a 97%). Per quanto riguarda invece sia la presenza/assenza di acqua di fusione in superficie, sia l'anno di esecuzione delle misure, non si evidenziano particolari tendenze al raggruppamenti dei dati.

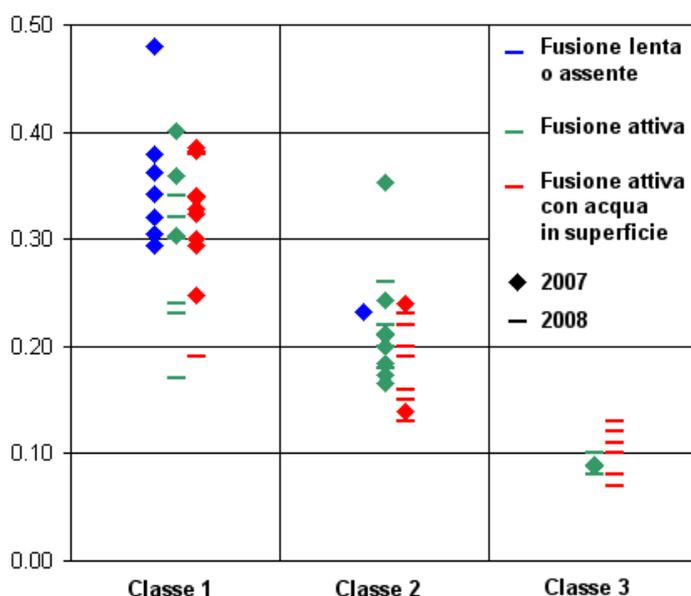


Figura 46 - Suddivisione dei dati di albedo del ghiaccio in sottoclassi, in funzione della copertura detritica (in ascissa le tre classi di copertura) e presenza di fusione lenta (in blu), attiva (in verde) e con acqua in superficie (in rosso). Anno di osservazione: rombo = 2007, trattino = 2008.

Questi esiti indicano il ruolo di gran lunga predominante esercitato dalla copertura detritica nel determinare il valore di albedo superficiale del ghiaccio di ghiacciaio, che si dimostra invece molto meno sensibile alla presenza di fusione e acqua in superficie. Nemmeno le diverse condizioni

meteorologiche che hanno accompagnato e preceduto il momento delle misurazioni nel 2007 e nel 2008 sembrano influire più di tanto sul valore di albedo.

Nel grafico di figura 47 si riportano i valori di albedo medi per ognuna delle 9 classi ottenute dalla combinazione di copertura detritica e presenza/assenza di fusione e acqua superficiale. L'andamento è generalmente in linea con quanto atteso, con valori medi di albedo decrescenti passando da fusione lenta a fusione attiva, e quindi a fusione attiva con scorrimento di acqua. Tuttavia neanche i valori medi paiono sufficientemente differenziati all'interno di ogni classe di copertura detritica. Anzi, in un paio di casi (valori cerchiati nel grafico) l'andamento è addirittura opposto a quanto atteso.

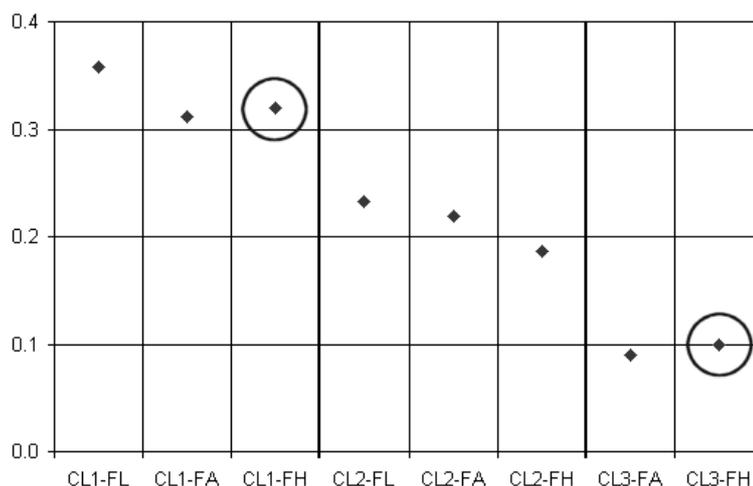


Figura 47 – Valori medi di albedo del ghiaccio calcolati per i dati classificati secondo copertura detritica e presenza di fusione lenta, attiva e con acqua in scorrimento superficiale.

In Figura 48 è riportata la variazione dell'albedo con la quota sui due ghiacciai investigati, a settembre 2007 e ad agosto 2008 (sono stati presi in considerazione solo i rilievi eseguiti nello stesso periodo su entrambi i ghiacciai). Si possono osservare sia un chiaro aumento dell'albedo con la quota, sia un valore di albedo mediamente più basso nell'agosto 2008, rispetto al settembre 2007. La correlazione con la quota e la variazione tra le due date sono più evidenti sul ghiacciaio del Careser. Sul ghiacciaio de La Mare, invece, esiste una maggior dispersione e a parità di quota si possono avere, nella stessa data, valori sensibilmente diversi di albedo. Si osserva in particolare una scarsa variazione di albedo, tra le due date, sui punti con ghiaccio più ricco di detrito in superficie (alla fronte e nei pressi di una morena mediana a 3000 m di quota). La variazione di albedo tra le due date è verosimilmente attribuibile alle diverse condizioni di alterazione della superficie (cosiddetta "weathering crust"), legate alle condizioni meteorologiche verificatesi nei giorni precedenti ai rilievi (Jonsell et al., 2003).

L'esistenza di una relazione tra albedo e quota è probabilmente riconducibile ad un graduale aumento del detrito e delle impurità superficiali dalla quota della linea di equilibrio alla fronte. Questo tipo di relazione è stato descritto più volte in letteratura (ad esempio, Oerlemans, 1992; Koelmeijer et al., 1993) anche se in altri casi si è dimostrato assente (Klok et al., 2003; Brock et al., 2000; Greuell et al., 1997) La correlazione tra albedo e quota consente di proporre una semplice parametrizzazione in grado di descriverne con sufficiente approssimazione la variabilità spaziale. A tale scopo sono stati calcolati, per ognuno dei due ghiacciai, i valori medi di albedo sui siti sottoposti a misure in entrambi i periodi (14-15 settembre 2007 e 20-21 agosto 2008). Tali valori sono riportati in funzione della quota in Figura 49. Come si può vedere, i dati dei due ghiacciai sono ben sovrapposti, e consentono di ottenere una buona correlazione ($R^2 = 0.57$).

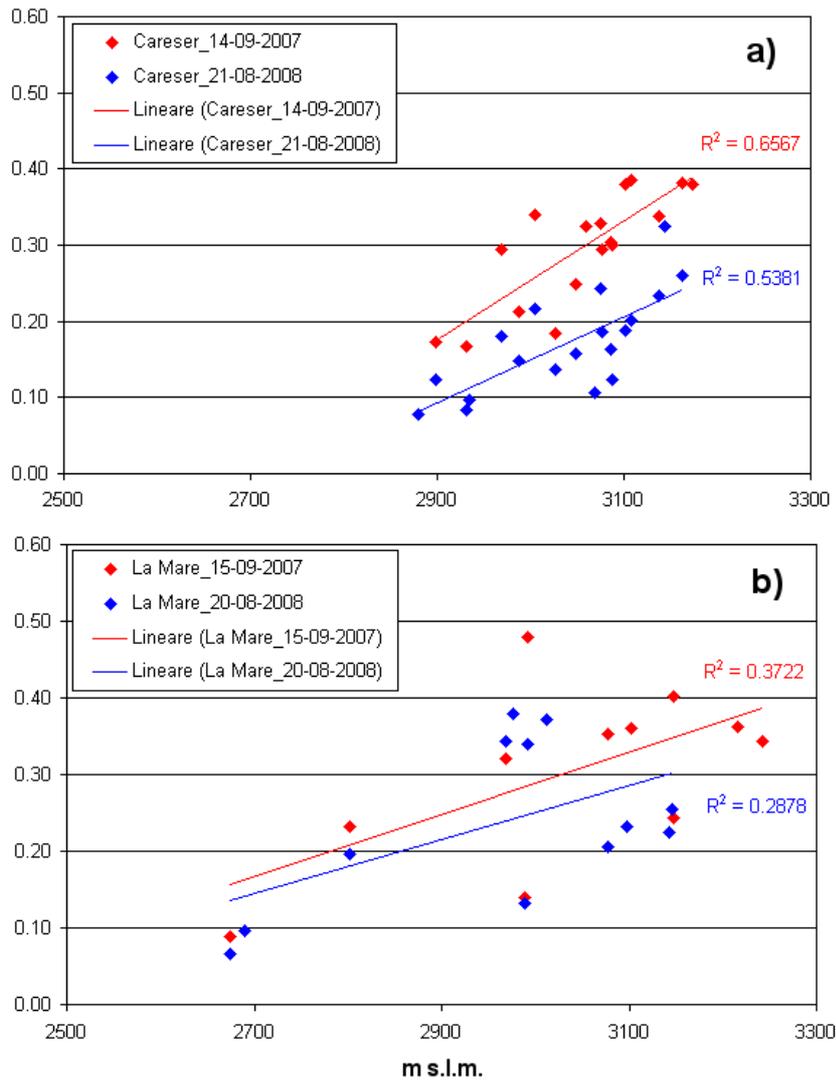


Figura 48 – Variazione dell'albedo del ghiaccio con la quota sui ghiacciai a) del Careser, e b) de La Mare, tra il 14-15 settembre 2007 e tra il 20-21 agosto 2008.

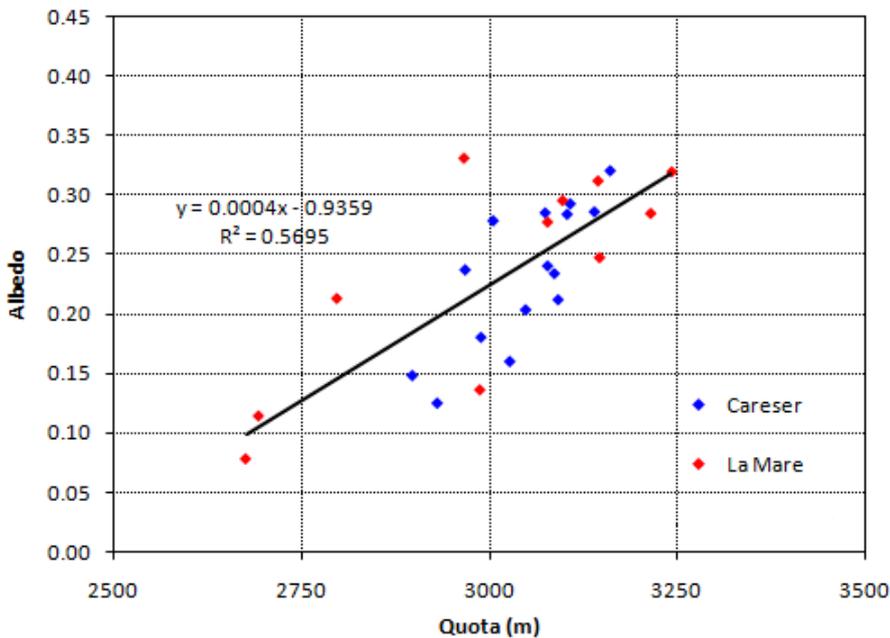


Figura 49 – Valori medi di albedo in funzione della quota sui ghiacciai del Careser e de La Mare, nelle due stagioni di ablazione in cui sono state eseguite le misurazioni.

L'equazione riportata nel grafico di Figura 49 è stata utilizzata per calcolare l'albedo in funzione della quota e ha consentito la creazione di una mappa della distribuzione dell'albedo del ghiaccio, utilizzabile ai fini della modellazione del bilancio di massa (Capitolo 4).

3.1.3 Analisi della ciclicità diurna della copertura nuvolosa

I primi tentativi di applicazione e miglioramento del modello di bilancio di massa glaciale proposto da Cazorzi et al., (2005), sui ghiacciai dell'alta val de La Mare (Capitolo 4) hanno rivelato che, utilizzando come indice morfoenergetico la radiazione globale potenziale in condizioni di cielo sereno, l'errore di simulazione a modello calibrato tende ad aggregarsi spazialmente. In particolare si osservava una generale sottostima dell'ablazione sulle aree esposte ad est e una sovrastima dell'ablazione sulle aree con esposizione occidentale. Si è quindi ipotizzata l'esistenza di una ciclicità diurna nella copertura nuvolosa, responsabile di una disomogenea distribuzione spaziale dell'energia disponibile per la fusione. Tale ipotesi nasce dall'osservazione di un comportamento abbastanza tipico da parte della copertura nuvolosa che durante l'estate, in assenza di perturbazioni atmosferiche, tende ad essere assente o minima al primo mattino, per poi aumentare durante il giorno a causa della convezione termica. La copertura nuvolosa raggiunge di solito un massimo nel tardo pomeriggio, quando è altresì frequente il verificarsi di rovesci sparsi, anche a carattere temporalesco.

Per trovare un riscontro quantitativo a questa ipotesi basata su osservazioni qualitative, si è proceduto ad un confronto tra i valori di radiazione globale potenziale simulati dal modello in condizioni di cielo sereno, e i valori effettivamente misurati sul piano orizzontale dalle stazioni automatiche installate sul bacino dell'alta val de La Mare. I dati di radiazione misurati sul piano orizzontale, e quindi utilizzabili ai fini di questa analisi, riguardano le tre stagioni estive 2005, 2006 e 2007 sul ghiacciaio de La Mare e l'estate 2007 alla diga del Careser. Si è proceduto preliminarmente ad una taratura del modello in giornate di cielo sereno, in modo da ottenere una perfetta sovrapposizione tra radiazione misurata e simulata. Successivamente è stato calcolato il rapporto tra radiazione misurata e simulata, su base oraria. Si è quindi proceduto al calcolo del valore medio stagionale di questo rapporto, per ogni ora in cui la radiazione simulata è superiore a 100 W m^{-2} (in modo da escludere le ore prossime all'alba e al tramonto). I risultati a livello stagionale vengono riportati in Figura 50.

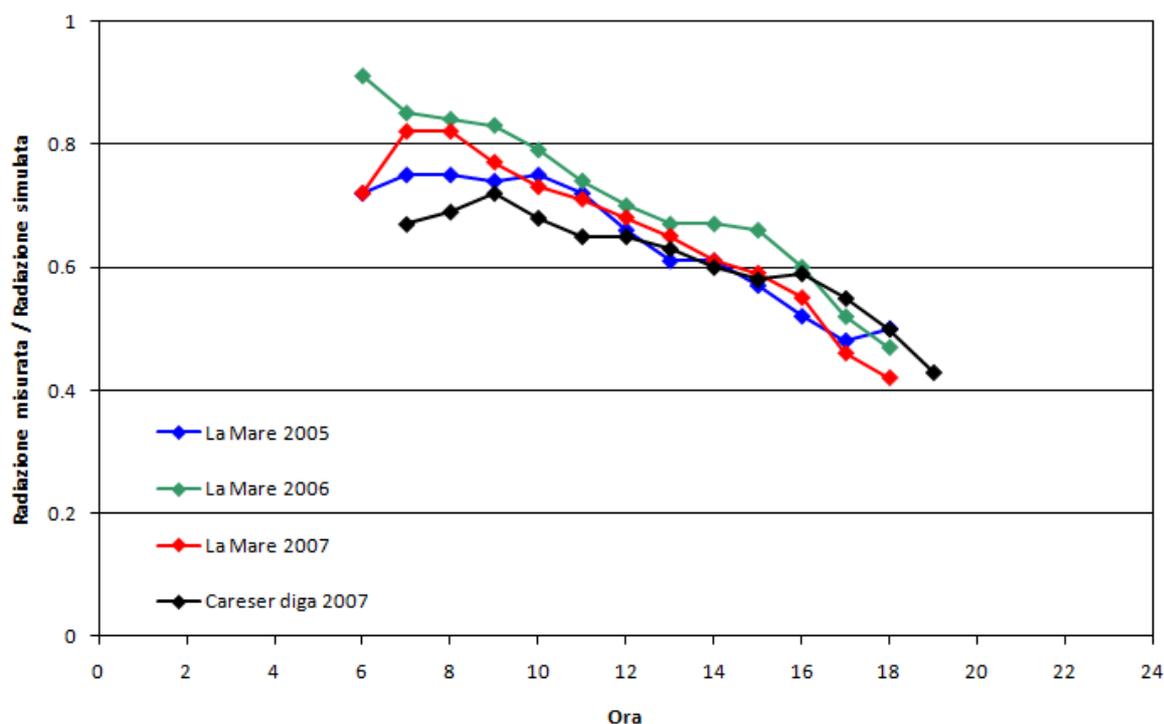


Figura 50 – Rapporto medio stagionale tra radiazione oraria misurata e radiazione simulata in condizioni di cielo sereno, alle stazioni automatiche della Mare e di Careser diga (orario solare).

Dai dati a disposizione emerge un andamento piuttosto ripetitivo, la cui costanza nel tempo è notevole. Il confronto tra Careser diga e l'AWS della Mare, sebbene sia possibile solo nell'estate 2007, suggerisce una certa uniformità del fenomeno sia per quanto riguarda la tempistica, sia per quanto concerne gli effetti di riduzione rispetto alle radiazioni potenziali con cielo sereno.

È interessante osservare come, di fatto, la percentuale di radiazione potenziale disponibile nelle ore del tardo pomeriggio sia mediamente dimezzata rispetto alla percentuale disponibile nelle prime ore del mattino. Questo comportamento ha certamente significative ripercussioni sui processi di ablazione in ambiente glaciale che, si è visto, sono fortemente dipendenti dalla radiazione ad onda corta. Sembrano quindi confermate le ipotesi iniziali, che attribuivano almeno parte dell'aggregazione spaziale dell'errore di simulazione alla ciclicità diurna della copertura nuvolosa (non simulata nella versione originale del modello). Sulla base di queste osservazioni, nel Capitolo 4 viene proposta una parametrizzazione che tiene conto di questo fenomeno.

Simili osservazioni vengono riportate nella letteratura scientifica meteorologica e climatologica (Gray e Jacobson, 1977; Kondragunta e Gruber, 1996; Cairns, 1995; Bergman e Salby, 1996), tuttavia esse non trovano particolari riscontri nelle recenti pubblicazioni relative alla modellazione del bilancio di massa glaciale, e sono anche per questo meritevoli di ulteriori approfondimenti.

3.2 Misure di bilancio di massa glaciale

Nei paragrafi che seguono si presentano i risultati delle misurazioni di bilancio di massa sui ghiacciai del Careser e de La Mare nel triennio 2007-2009. Per il ghiacciaio de La Mare si propone inoltre il confronto tra due metodologie di rilievo, diretto e idrologico, negli anni 2008 e 2009.

La Tabella 9 riporta le anomalie stagionali di temperatura e precipitazioni alla stazione di Careser diga nel periodo considerato. La prima annata di bilancio, 2006-'07, è stata caratterizzata da una stagione invernale decisamente anomala, con scarse precipitazioni e temperature molto elevate che hanno portato ablazione in ghiacciaio in periodi inconsueti. L'estate successiva non è stata eccessivamente calda, nel complesso, ma alcune ondate di calore tra giugno e luglio hanno rapidamente fuso la poca neve accumulatasi in inverno. L'anno idrologico 2007-'08 ha presentato precipitazioni invernali leggermente superiori alla media, ma temperature estive più elevate del normale. L'anno 2008-'09 ha fatto registrare precipitazioni invernali decisamente abbondanti, tuttavia i prolungati calori estivi hanno in gran parte annullato questi abbondanti accumuli.

Anno	Stagione di accumulo (ottobre-maggio)		Stagione di ablazione (giugno-settembre)	
	Precipitazione (%)	Temperatura (°C)	Precipitazione (%)	Temperatura (°C)
2006-2007	-18.6	+3.2	+24.8	-0.1
2007-2008	+13.2	+0.5	+39.1	+0.3
2008-2009	+67.1	-0.4	-13.4	+1.1

Tabella 9 - Anomalie stagionali di temperatura e precipitazioni registrate alla stazione di Careser diga nel periodo 2007-2009.

3.2.1 Misure con il metodo glaciologico diretto

La tabella 10 presenta i valori stagionali e annuali di bilancio di massa misurati sui ghiacciai del Careser e de La Mare tra il 2007 e il 2009, e i corrispondenti valori di quota della linea di equilibrio (ELA) e Accumulation Area Ratio (AAR). Come già osservato in Carturan e Seppi, (2007 e 2009), in quest'area geografica le condizioni climatiche e le caratteristiche morfologiche dei ghiacciai determinano un'elevata sensibilità del bilancio di massa alle temperature estive, mentre la sensibilità alle precipitazioni invernali è minore rispetto ai gruppi montuosi posti più a meridione e a ghiacciai con tipo di alimentazione misto (diretta e valanghiva).

		Bilancio invernale (mm)	Bilancio estivo (mm)	Bilancio netto (mm)	ELA (m)	AAR
Careser	2006-2007	381	-3127	-2746	> 3279 m	0
	2007-2008	839	-2773	-1934	> 3279 m	0
	2008-2009	1424	-2754	-1330	> 3279 m	0
	Media:	881	-2885	-2003	/	0
La Mare	2006-2007	487	-1062	-575	3328	0.34
	2007-2008	961	-1405	-444	3317	0.36
	2008-2009	1767	-1669	+98	3210	0.55
	Media:	1072	-1379	-307	3285	0.42

Tabella 10 - Risultati delle misurazioni di bilancio di massa nel periodo 2007-2009 sui ghiacciai del Careser e de La Mare.

E' evidente una prevalenza di valori di bilancio negativi, tuttavia esistono significative differenze di comportamento tra i due ghiacciai sottoposti a misurazione. Il ghiacciaio del Careser è molto più in disequilibrio con le condizioni climatiche attuali rispetto al ghiacciaio de La Mare, come si osserva sia dai valori annuali di bilancio, sia dalla quota della ELA (sempre superiore alla quota massima

del ghiacciaio), che comporta una sostanziale assenza di area di accumulo. Il ghiacciaio de La Mare perde massa ad un ritmo decisamente inferiore, e presenta ancora una significativa porzione al di sopra della linea di equilibrio. Su entrambi i ghiacciai l'anno più negativo risulta essere il 2007, mentre il meno negativo è il 2009. La differenza interannuale, però, è molto più elevata sul Careser rispetto alla Mare, a testimonianza di una sensibilità climatica decisamente superiore.

Le Figura 51 riporta la distribuzione spaziale del bilancio netto medio annuale nel periodo 2007-2009 sui due ghiacciai. Solo sul ghiacciaio de La Mare si nota la presenza di un'area di accumulo, sul settore superiore, mentre il ghiacciaio del Careser presenta valori negativi su tutta la superficie. La distribuzione del bilancio riflette le condizioni topografiche superficiali. Sul Careser si nota una distribuzione piuttosto omogenea con valori di bilancio direttamente proporzionali alla quota. Sulla Mare la distribuzione è in relazione con la quota ma è più irregolare, così come la morfologia superficiale che determina una rilevante disomogeneità nella distribuzione degli accumuli nevosi.

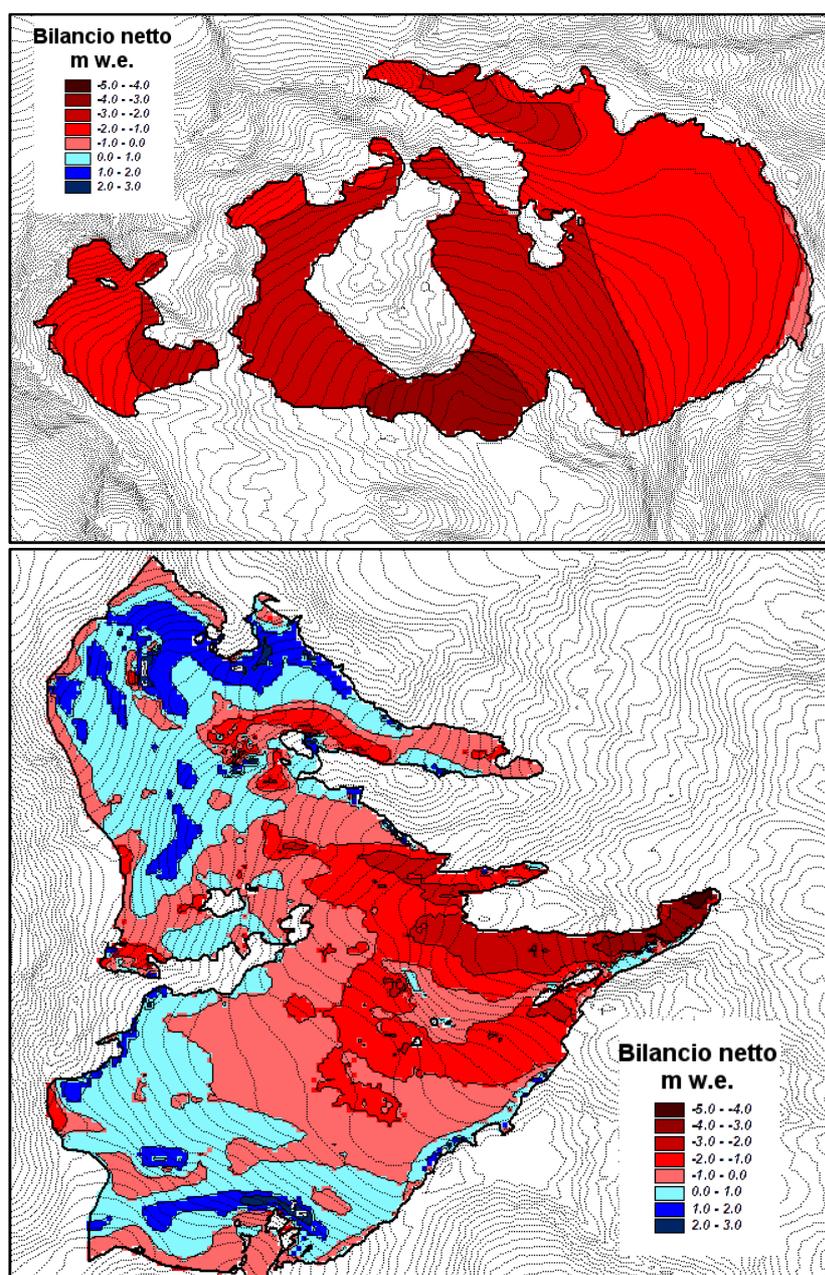


Figura 51 - Distribuzione spaziale del bilancio netto medio annuale tra il 2007 e il 2009 sui ghiacciai del Careser (in alto) e de La Mare (in basso).

La Figura successiva illustra le serie storiche di bilancio di massa netto annuale e cumulato sui due ghiacciai. Per il Careser sono disponibili misurazioni a partire dal 1967, per la Mare dal 2003. La

serie più lunga rende conto di una fase di stazionarietà fino al 1980, seguita da una fase fortemente negativa, accentuatasi a partire dal 2003. Negli anni '60 e '70 il ghiacciaio de La Mare si trovava invece in una fase con prevalenti bilanci positivi, così come attestato da un avanzamento frontale di 320 m culminato nel 1985 (Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, 1986). Tuttavia anche su questo ghiacciaio a partire dal 1986 è iniziata una fase di sostenuto ritiro frontale, a testimonianza di prevalenti bilanci di massa negativi, continuata finora. Nel periodo di osservazione comune (2003-2009) i due ghiacciai presentano un andamento sub-parallelo, anche se il Careser amplifica evidentemente il segnale climatico. Dal 2007 è possibile osservare una tendenza alla riduzione del tasso di ablazione, tuttavia questo trend è imputabile in larga misura ad un aumento delle precipitazioni invernali, più che ad una diminuzione delle temperature estive. Queste considerazioni fanno propendere quindi per l'ipotesi di un'attenuazione temporanea delle perdite di massa, che potrebbe somigliare al recente periodo 2001-2002.

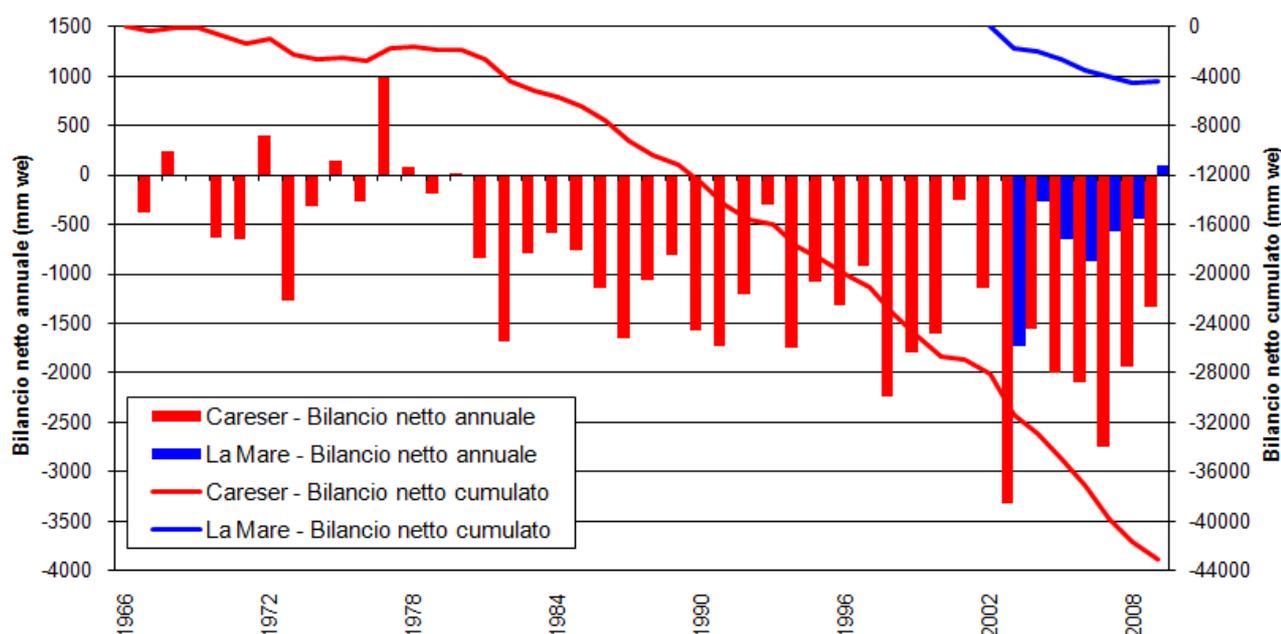


Figura 52 - Serie storiche di bilancio di massa per i ghiacciai del Careser e de La Mare.

Data la vicinanza geografica dei due corpi glaciali, che implica una sostanziale omogeneità di condizioni climatiche, le notevoli differenze di comportamento che si osservano tra i due ghiacciai sono in gran parte ascrivibili alle loro caratteristiche morfologiche. Ci si riferisce in particolare alla diversa distribuzione altimetrica delle superfici (ipsometria), che è direttamente responsabile della sensibilità climatica di un ghiacciaio (Benn e Gemmel, 1997; Benn e Evans, 1998).

Nei due grafici di Figura 53 si riporta la distribuzione altimetrica del bilancio di massa (valori medi nel periodo 2007-2009 per quanto riguarda le componenti stagionali e valori annuali) e delle superfici. Nella Figura 54 si confrontano gli andamenti del bilancio in funzione della quota sui due ghiacciai. Il ghiacciaio del Careser, oltre ad avere una quota media di 228 m più bassa rispetto al ghiacciaio de La Mare, è caratterizzato da un'esposizione prevalentemente meridionale e da una pendenza media inferiore (Tabella 3). Gran parte della sua superficie (95%) è collocata tra 2900 e 3200 m, e quindi variazioni climatiche anche modeste possono portare questo ghiacciaio interamente al di sotto o al di sopra del limite delle nevi persistenti. A partire dagli anni '80 il Careser è venuto a trovarsi quasi costantemente in area di ablazione. Il ghiacciaio de La Mare invece presenta una distribuzione altimetrica delle superfici più favorevole, con circa i 2/3 posti al di sopra dei 3200 m.

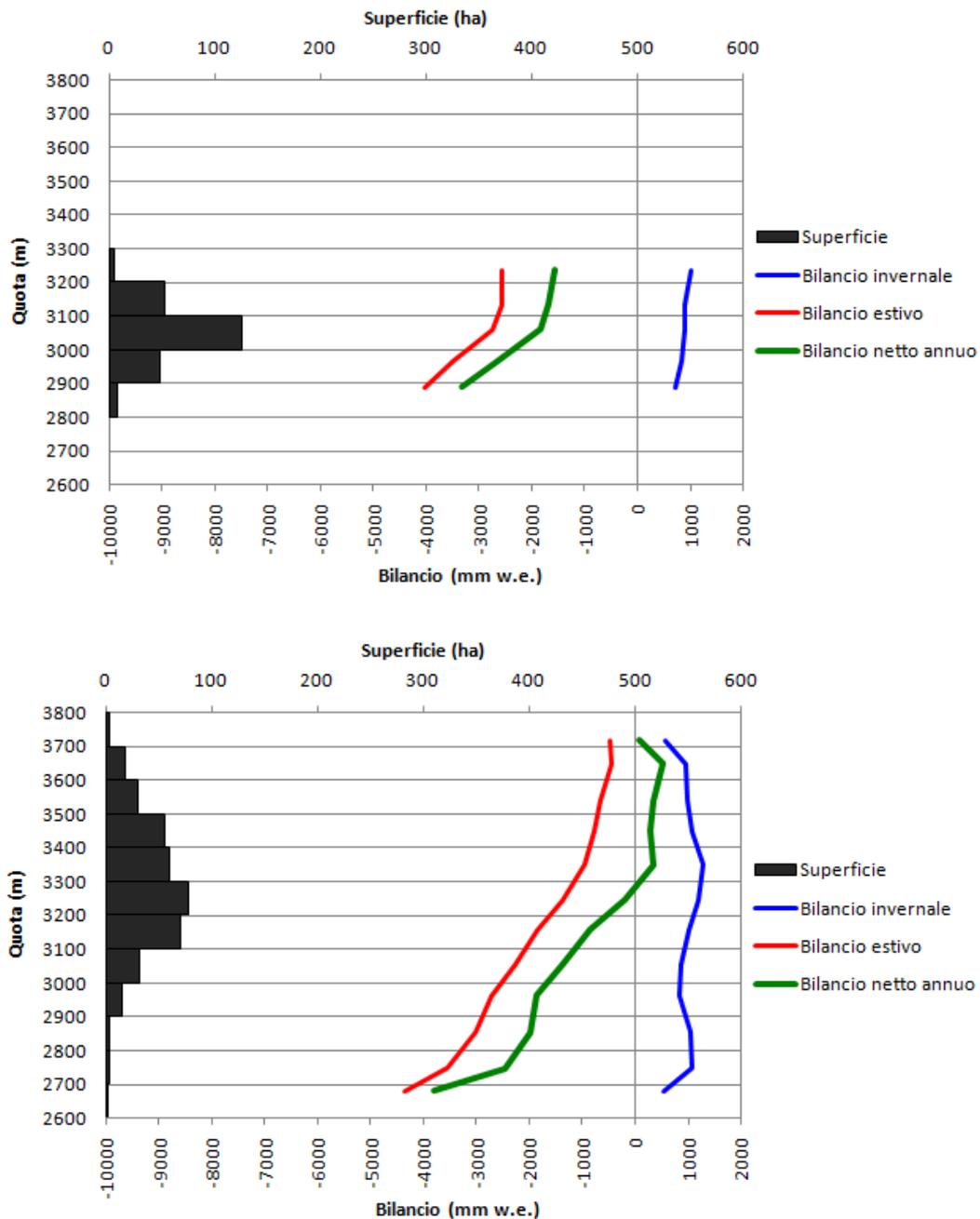


Figura 53 - Distribuzione altimetrica delle superfici e del bilancio di massa medio annuale nel periodo 2007-2009 sui ghiacciai del Careser (in alto) e de La Mare (in basso).

E' però costituito da due settori morfologicamente diversi. Il settore meridionale, che alimenta la lingua valliva, è esposto a nord-est ed è caratterizzato da ampi settori sub-pianeggianti, il più esteso dei quali si trova tra 3200 e 3300 m di quota. Il settore settentrionale invece è più ripido e raggiunge quote più elevate, ma è esposto a sud-est. Durante la Piccola Età Glaciale (PEG) la lingua valliva alimentata dal settore meridionale raggiungeva i 2700 m di lunghezza e una quota minima frontale di 2300 m. Questa lingua ha sempre mostrato oscillazioni più ampie dal termine della PEG (1850 circa) ad oggi, rispetto alle fronti alimentate dal settore settentrionale. Questo comportamento è un'ulteriore conferma dell'importanza dell'ipsometria nel determinare la sensibilità climatica glaciale.

In Figura 54 si osserva una dipendenza quasi nulla del bilancio invernale rispetto alla quota. Questo comportamento è dettato in primo luogo dalla redistribuzione degli accumuli nevosi, causata soprattutto dall'azione eolica, ma è anche il risultato di una sostanziale assenza di fusione durante la

stagione invernale a tutte le quote. Alle quote più elevate, oltre i 3300 m, si osserva addirittura una relazione inversa tra quota e accumuli. Molto più correlato con la quota risulta invece il bilancio estivo, così come il bilancio netto, almeno fino alla quota della linea di equilibrio. Dai grafici risulta evidente quanto il ghiacciaio del Careser sia attualmente lontano da condizioni di equilibrio, visto che il bilancio di massa risulta fortemente negativo fin sui settori più elevati.

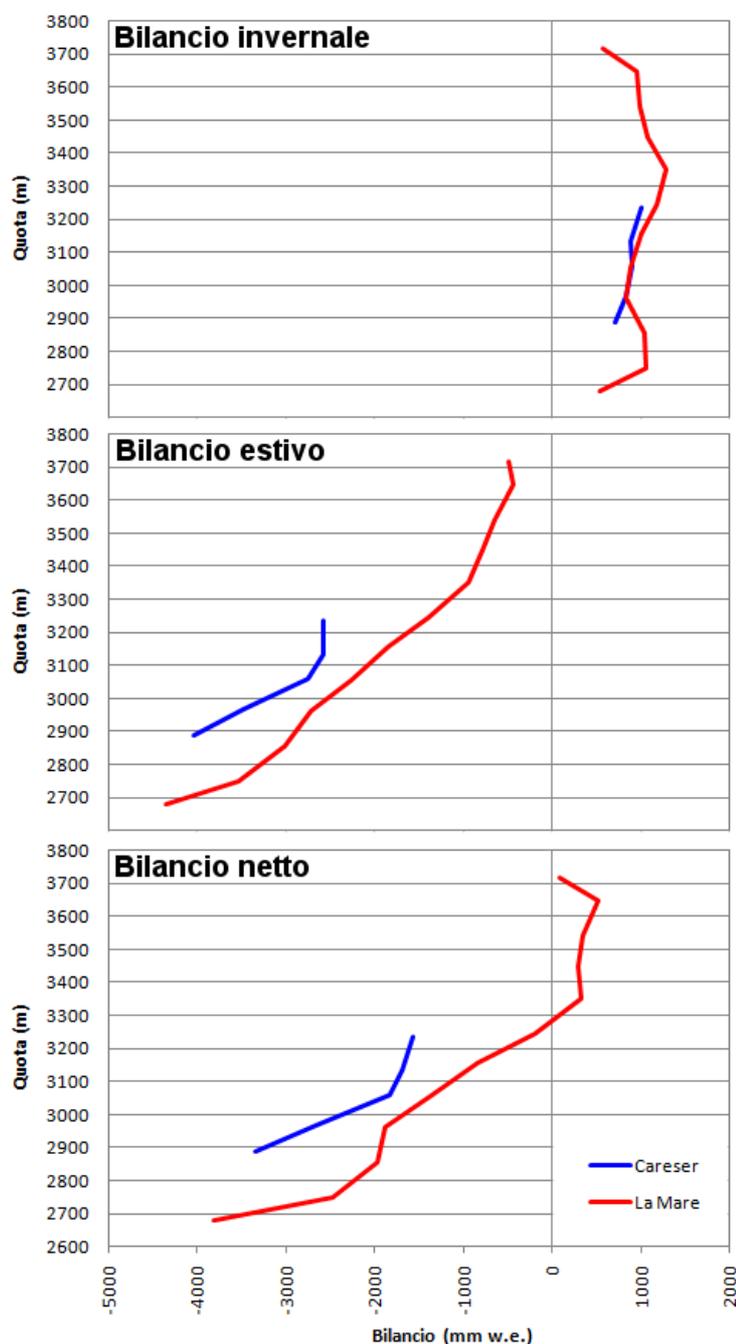


Figura 54 - Confronto tra la distribuzione altimetrica dei valori medi 2007-2009 di bilancio invernale, estivo e netto annuale sui ghiacciai del Careser e de La Mare.

I confronti in Figura 54 evidenziano una sostanziale corrispondenza nella distribuzione altimetrica del bilancio invernale tra il Careser e La Mare. Il bilancio estivo e quello netto annuale invece, a parità di quota, sono decisamente più negativi sul Careser, mentre i gradienti altimetrici di bilancio netto annuale sono confrontabili (5 mm m^{-1} sul Careser e 6 mm m^{-1} sulla Mare). Questo comportamento è verosimilmente dovuto all'esposizione e al feedback dell'albedo. Una minor durata dell'innnevamento durante l'estate si traduce infatti in una più prolungata ablazione a carico di ghiaccio, con tassi di fusione più sostenuti a causa dell'albedo ridotto rispetto alla neve. L'albedo quindi, in combinazione con l'ipsometria e l'esposizione prevalente del ghiacciaio del Careser, sembrano essere i principali responsabili della sua maggiore sensibilità climatica.

Sul ghiacciaio de La mare il settore settentrionale è in una condizione di minor disequilibrio, mentre sul settore meridionale si misurano maggiori perdite. Decisiva si rivela la ripetuta scopertura del pianoro situato tra 3200 e 3300 m, che a fine estate si presenta sempre privo di neve residua. Quest'area semipianeggiante costituisce gran parte del bacino di accumulo del settore meridionale, ed è la zona in cui si decide, di fatto, l'andamento del bilancio di massa annuale.

Nel corso dell'estate 2008 è stato fatto un rilievo speditivo dei margini glaciali, mediante GPS portatile e foto da terra, che ha consentito di aggiornare la delimitazione dei due ghiacciai. Il confronto tra le superfici nel 2003 e nel 2008 è illustrato in Figura 55.

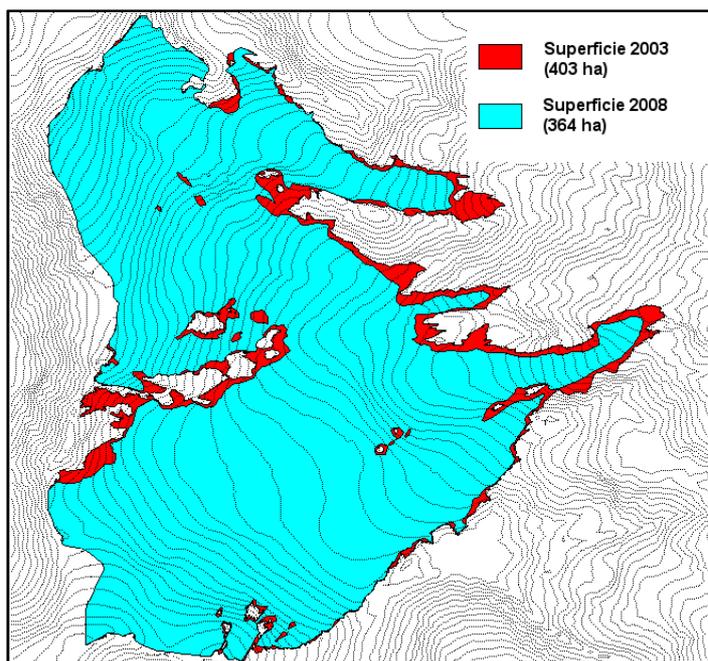
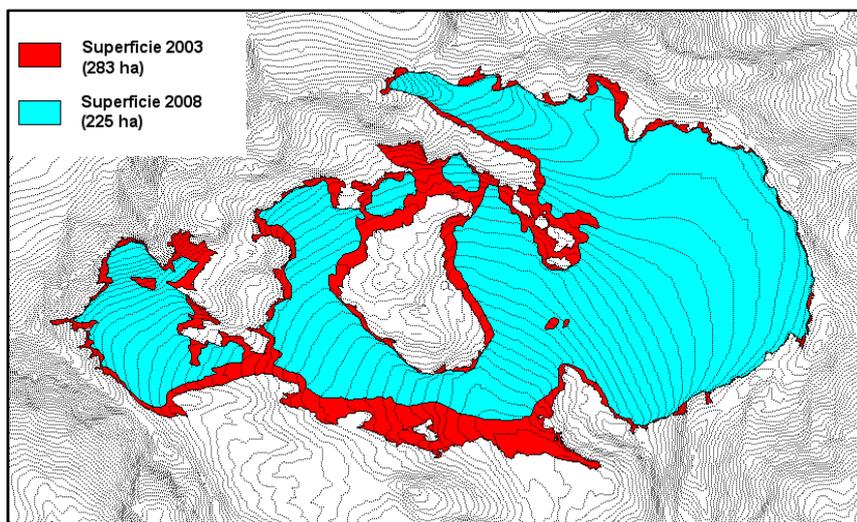


Figura 55 - Confronto tra l'estensione dei ghiacciai del Careser e de La Mare nel 2003 e nel 2008.

Come si può osservare, stanno avvenendo importanti riduzioni di superficie. Oltre al ritiro frontale (mediamente 35 m/anno sul Careser e 21 m/anno sulla Mare) si osserva una generale contrazione del margine inferiore e l'emersione di affioramenti rocciosi causata dall'abbassamento della superficie glaciale. Il substrato roccioso sta affiorando a quote piuttosto elevate, fino a oltre 3500 m sulla Mare. In alcune aree gli affioramenti vanno rapidamente a congiungersi, formando setti rocciosi che tendono a smembrare i ghiacciai in unità glaciali separate. Questo processo è particolarmente evidente sul Careser, dove nel corso dell'estate 2005 si è verificato il distacco dell'intero settore occidentale (34 ha), e di due porzioni centrali tra il 2007 e il 2008. Il Careser in cinque anni ha perso il 20% della sua superficie, La Mare il 10%.

Nel caso in cui le condizioni climatiche attuali si dovessero mantenere anche in futuro, i due ghiacciai sarebbero destinati ad un'ulteriore intensa riduzione. Il ghiacciaio del Careser è destinato dapprima a frammentarsi e poi ad estinguersi rapidamente nel suo settore centro-occidentale, mentre il settore orientale potrebbe persistere per circa 30-35 anni grazie agli ingenti spessori accumulati durante la PEG (stime recenti riportano spessori residui massimi vicini a 70 m, Eisemburger et al., 2001). Il ghiacciaio de La Mare invece subirebbe un processo di riduzione e separazione in corpi glaciali a sé stanti, collocati oltre i 3300-3400 m. Un'ipotesi della possibile copertura glaciale futura è proposta in Figura 56.

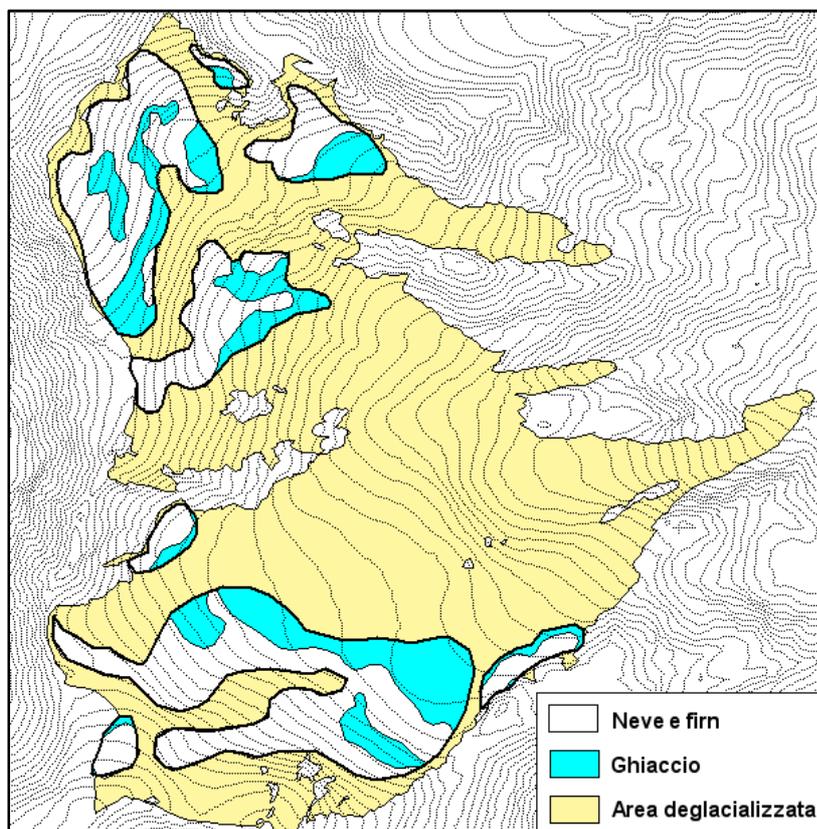


Figura 56 - Ipotetica copertura glaciale residua sull'area dell'attuale ghiacciaio de La Mare, in un futuro caratterizzato da condizioni climatiche simili a quelle degli ultimi 6 anni.

3.2.2 Misure con il metodo idrologico

Calcolo della scala delle portate e analisi degli idrogrammi

Le condizioni particolari in cui si trova ad operare il piezometro sul torrente alimentato dal ghiacciaio de La Mare hanno comportato alcune problematiche. Il sensore di pressione inferiore, immerso nel torrente, è molto sensibile e soggetto a staratura in caso di urti accidentali o pressioni eccessive. L'utilizzo di un alloggiamento protettivo costituito da un tubo di ferro zincato ha consentito di prevenire gli impatti diretti del detrito trasportato sul fondo del torrente, ma non ha potuto impedire la formazione di ghiaccio nei mesi invernali. Conseguenza diretta di tale congelamento è stata una prima staratura del sensore, nel corso dell'inverno 2007-'08. Una seconda staratura è avvenuta il 23-07-2009, ed è stata verosimilmente causata dal forte impatto di detrito contro il tubo protettivo, durante un evento di piena con forte trasporto solido.

Per il calcolo della scala delle portate sono state utilizzate le misure eseguite con la tecnica della diluizione salina, durante le quali è stata misurata anche l'altezza idrometrica, utile ad un'ulteriore verifica delle misure. In una prima fase, usando i valori di altezza idrometrica, si è proceduto alla omogeneizzazione della serie di misurazioni di differenza di pressione (dP) tra il sensore immerso e il sensore emerso del piezometro, in modo da correggere gli errori dovuti alle starature strumentali. La Figura 57 riporta tutte le misure di portata eseguite nei tre anni e i corrispondenti valori di dP omogeneizzata. Queste coppie di valori hanno consentito il calcolo della scala delle portate, che serve per calcolare i deflussi in funzione di dP. Le coppie di valori in Figura 57 sono abbastanza ben allineate ed individuano una relazione assimilabile ad una funzione potenza, con elevato coefficiente di determinazione ($R^2 = 0.902$). L'uso di due funzioni diverse, con punto di discontinuità corrispondente a $dP = 25$ mbar, consente di migliorare ulteriormente la stima dei valori di portata. Questi risultati indicano che è stato scelto un punto di misura adeguato visto che la sezione, pur essendo naturale, non ha subito modificazioni tali da determinare una significativa variabilità temporale della scala delle portate, pur essendosi verificati picchi di piena con considerevole trasporto solido. Ne consegue un elevato grado di confidenza nella stima dei valori di portata durante tutto il periodo di funzionamento del piezometro.

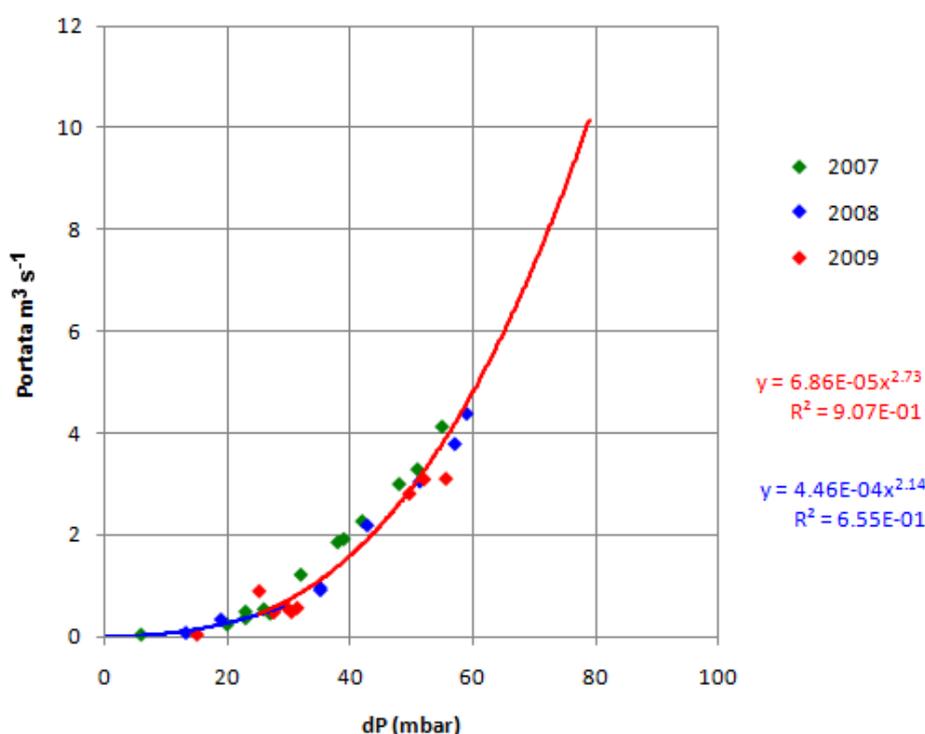


Figura 57 - Scala delle portate calcolata su valori di dP omogeneizzati, mediante due funzioni potenza.

Durante il periodo invernale, caratterizzato da valori di dP molto variabili a causa del congelamento, si è assunta una portata costante calcolata tra l'ultimo valore valido di dP in autunno, e il primo valore valido di dP al disgelo. La Figura 58 mostra l'andamento temporale dei valori di portata media oraria relativo ai due anni idrologici 2007-'08 e 2008-'09. L'inizio e la fine delle annate idrologiche sono state poste in coincidenza dei giorni in cui sono state eseguite le misurazioni conclusive di bilancio di massa, con il metodo glaciologico diretto, sul ghiacciaio de La Mare (15 settembre 2007, 10 settembre 2008, 13 settembre 2009). La Figura 59 mostra invece i valori di portata media giornaliera e il range di portata giornaliero, calcolato con differenza tra il valore massimo e minimo giornaliero.

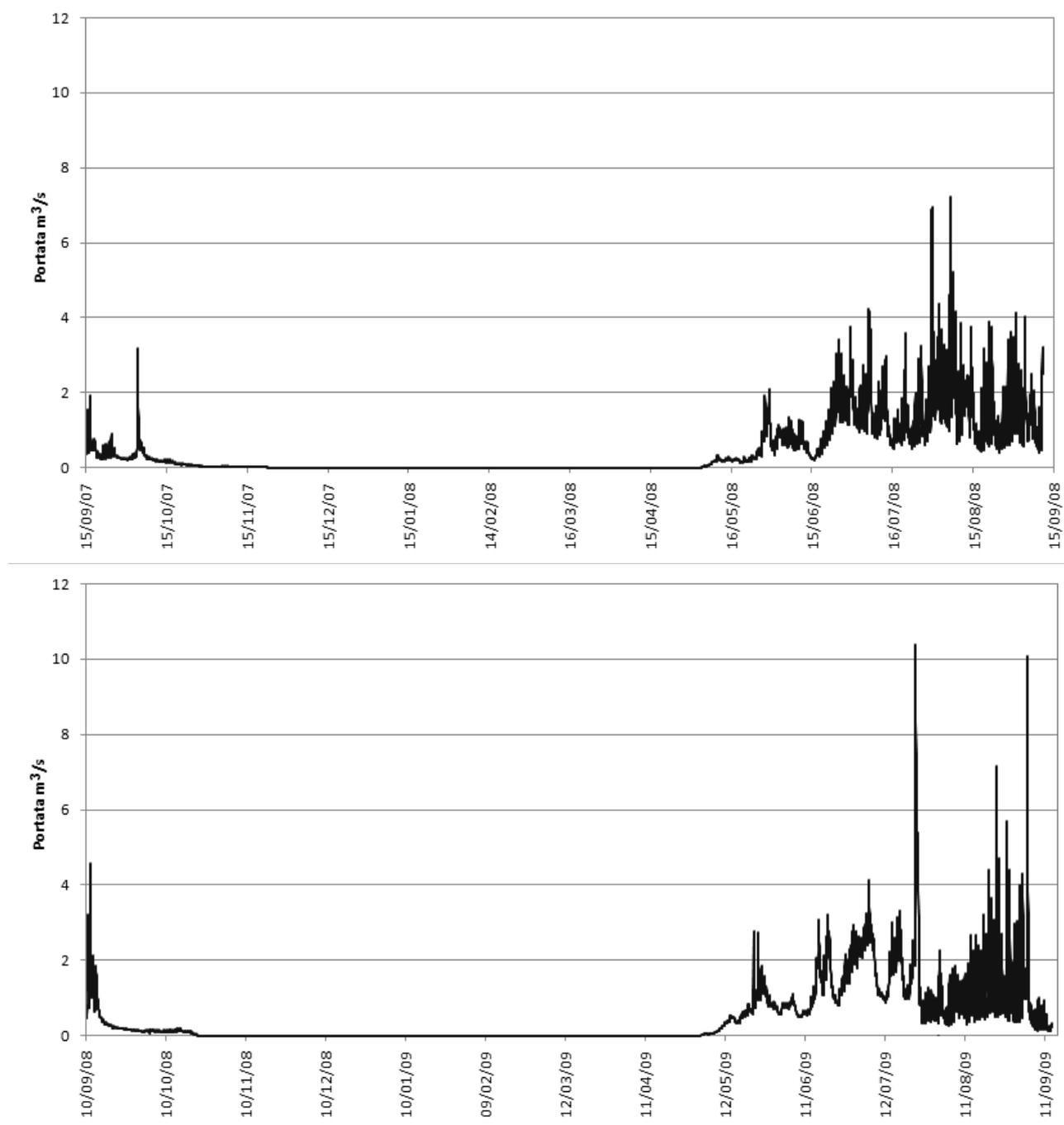


Figura 58 - Andamento dei valori di portata oraria misurati all'idrometro del Pian Venezia nell'anno idrologico 2007-'08 (in alto) e 2008-'09 (in basso).

E' evidente una netta distinzione tra stagione di accumulo e stagione di ablazione, che nei due anni investigati è iniziata nella prima decade di maggio ed è terminata entro i primi dieci giorni di

ottobre. I deflussi, ancora ridotti fino a metà giugno, tendono successivamente ad aumentare indicando l'inizio della fase più calda dell'estate. Il ghiacciaio tende progressivamente a perdere la copertura nevosa invernale durante la stagione di ablazione, a partire dal settore inferiore. La scoperta del ghiacciaio, più che ripercuotersi sui valori medi di portata giornaliera, produce effetti sul range di portata giornaliero che aumenta a mano a mano che si scoprono porzioni di ghiacciaio più vaste. Nell'estate 2008 il ghiacciaio si è scoperto a luglio, mentre nel 2009 grazie ai maggiori accumuli nevosi si è scoperto tra fine luglio e inizio agosto. Prima della scoperta la differenza tra portata minima e massima giornaliera è tipicamente di $1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, dopo la scoperta questo range sale a $2.5 - 3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Un'altra differenza che si osserva riguarda il momento del giorno in cui si verificano i picchi massimi di portata. Con ghiacciaio ancora totalmente innevato il picco di portata si verifica verso sera, tra le 19 e le 20, e i deflussi permangono piuttosto elevati anche durante la notte successiva. Con ghiacciaio scoperto invece il picco si verifica di solito tra le 14 e le 16, e durante la notte i deflussi calano rapidamente fino a raggiungere un minimo pronunciato attorno alle 9 del mattino successivo. Simili osservazioni sono riportate, ad esempio, da Willis et al., (2002). Questo comportamento è da attribuire ai tempi di propagazione del deflusso di acqua di fusione all'interno del manto nevoso, mentre sulla superficie del ghiaccio scoperto la propagazione è molto rapida. Si possono inoltre osservare alcuni picchi di piena con valori di portata media oraria superiori a $6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. In 3 casi (30-07-2008, 6-08-2008 e 4-09-2009) si tratta di picchi dovuti alla concomitanza di precipitazioni piovose intense fino alla quota del ghiacciaio, a stagione estiva avanzata. Negli altri due casi (23-07-2009 e 23-08-2009) i picchi di piena non sono stati accompagnati di precipitazioni, ma sono riconducibili ad abbondanti deflussi da fusione in giornate particolarmente calde e soleggiate. Peculiare è il picco verificatosi il 23 luglio 2009, con il ghiacciaio de La Mare ancora in gran parte coperto di neve. Non è escluso che questa piena sia in parte da attribuire all'improvviso svuotamento di un invaso, temporaneamente formatosi sul ghiacciaio o al suo interno.

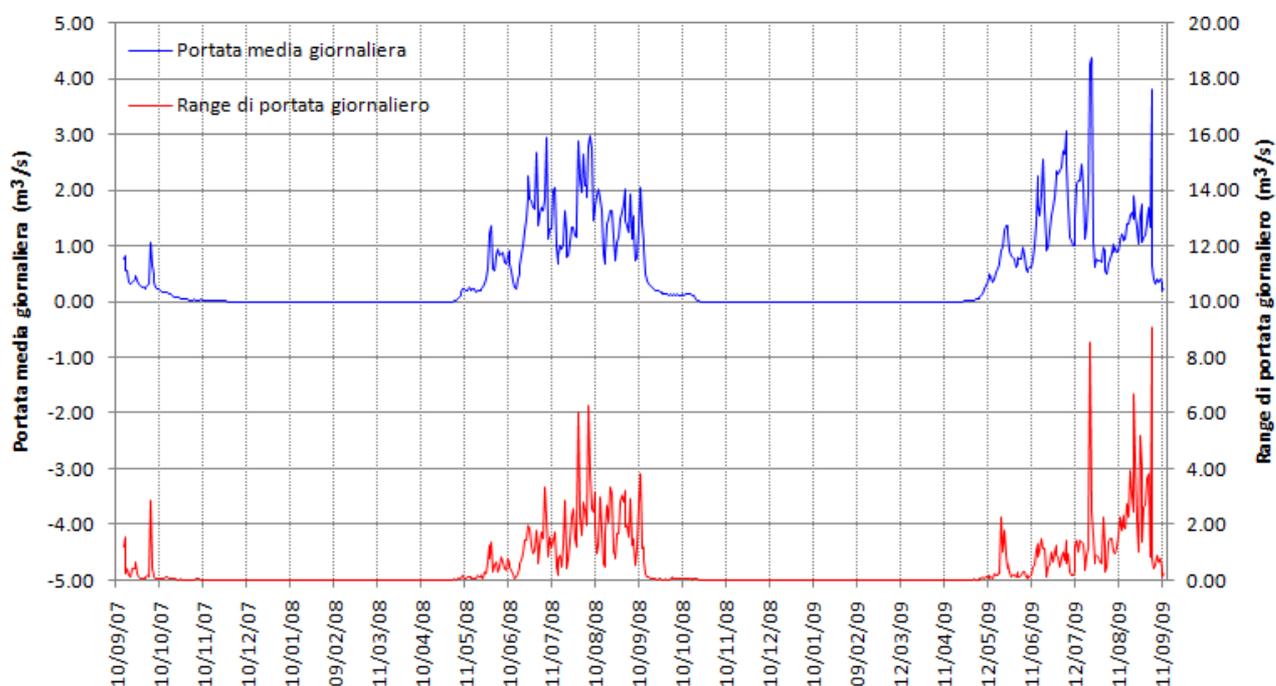


Figura 59 - Andamento temporale della portata media giornaliera e del range di portata giornaliero nei due anni idrologici 2007-'08 e 2008-'09.

Calcolo delle componenti del bilancio idrologico e valutazione del bilancio di massa sul ghiacciaio de La Mare

I valori di deflusso calcolati dalle portate misurate all'idrometro del Pian Venezia, nei due anni di bilancio, sono riportati in Tabella 11. Gli afflussi di precipitazione sono stati calcolati a partire dai dati di Cogolo Pont (1200 m) e di Careser diga (2605 m) (Figura 11). Le precipitazioni sono state preliminarmente corrette in funzione dell'errore strumentale, tenendo conto della localizzazione del pluviometro, della ventosità media e dello stato delle precipitazioni. A Careser diga si disponeva inoltre dei valori di equivalente in acqua del manto nevoso (Carturan et al., 2010a; paragrafo 3.1.1) Successivamente è stato calcolato il gradiente pluviometrico verticale tra le due stazioni. Viste le differenze che normalmente si misurano tra inverno ed estate, si è ritenuto opportuno utilizzare valori di gradiente differenziati in funzione della stagione. Le precipitazioni annuali sono quindi state calcolate su tutto il bacino in funzione della quota, ottenendo il valore medio degli afflussi riportato in Tabella 11.

La stima delle perdite per evaporazione pone i maggiori problemi, poiché non esistono misurazioni dirette nell'area di studio. Una valutazione preliminare a carattere indicativo della massima evaporazione possibile è stata fatta calcolando l'evapotraspirazione potenziale (ETP) mediante la formula di Hamon (1961):

$$ETP = 0.165 \cdot C \cdot U$$

8

dove C è un coefficiente che tiene conto di variabili astronomiche (angolo orario al tramonto, declinazione solare, latitudine) e U è l'umidità assoluta (funzione della temperatura dell'aria). Questa formula, che si applica su scala giornaliera, ha il vantaggio di consentire stime attendibili di ETP in funzione della sola temperatura dell'aria e della latitudine del bacino. La temperatura media giornaliera è stata calcolata suddividendo il bacino in due settori principali: i) il ghiacciaio de La Mare, ii) l'area non glacializzata. Questa suddivisione è resa necessaria dalla presenza dell'effetto raffreddante esercitato dalle superfici glaciali sulla temperatura dell'aria. La temperatura è stata stimata in funzione della quota, applicando i gradienti giornalieri calcolati tra le stazioni di Cogolo Pont e Careser diga e applicando in ghiacciaio un fattore di raffreddamento pari a 0.66 (Carturan et al., 2010b). Le stime di ETP ottenute sui due settori sono state mediate utilizzando come peso la superficie di ognuno. Nei due anni di bilancio l'ETP è risultata molto simile, 284 mm nel 2007-'08 e 288 mm nel 2008-'09. Queste stime possono essere considerate come valori massimi dell'evaporazione effettivamente avvenuta. Tuttavia le stime non includono le perdite per sublimazione che avvengono in concomitanza con episodi di forte redistribuzione eolica della neve. E' quindi possibile che la sovrastima dell'evaporazione reale compensi del tutto o in parte i processi di sublimazione da trasporto eolico, localmente non trascurabili, come ad esempio in prossimità delle creste montuose (Strasser et al., 2008).

Alcune valutazioni dell'evaporazione in bacini di alta quota e in bacini glacializzati sono rintracciabili in letteratura. Lang (1981) riporta valori medi annui variabili tra un minimo di 150 e un massimo di 350 mm/anno su bacini a quote superiori ai 2000 m. Hoinkes e Lang, (1962) hanno compiuto uno studio durato due anni sul bacino dell'Hintereisferner (Oetztal, Austria) con quota media di 2981 m e 58% di superficie glacializzata. Hanno combinato osservazioni sul bilancio di massa glaciale e osservazioni sul bilancio idrologico, utilizzando valori di precipitazione corretta per mezzo dell'equivalente in acqua del manto nevoso. La loro stima dell'evaporazione ha fornito un valore medio pari a 180 mm/anno. Moser et al., (1986) hanno quantificato l'evaporazione come residuo del bilancio idrologico nel periodo 1978-1985 sul bacino del Vernagtferner (Oetztal, Austria), calcolando un valore medio di 157 mm/anno e un range compreso tra 124 e 186 mm/anno. Escher-Vetter et al., (2005) hanno usato un valore medio pari a 170 mm/anno nel loro studio sul bilancio idrologico del bacino del Vernagtferner (quota media pari a circa 3100 m, glacializzato per il 79%). Studi su altri bacini glaciali riportano valori di evaporazione compresi tra 114 e 221 mm/anno (Braun et al., 1994). Si può quindi concludere che in bacini con caratteristiche analoghe a

quello del ghiacciaio de La Mare l'evaporazione media ammonta a circa 200 mm/anno, con ragionevole margine di certezza.

Il bilancio idrologico tra due differenti date è dato dalla formula:

$$\Delta S = P - R - ET$$

9

dove ΔS è la variazione d'invaso, P sono gli afflussi di precipitazione, R sono i deflussi, e ET è l'evapotraspirazione. Data la geologia del bacino in questione, dominato da rocce metamorfiche impermeabili, si può assumere che i deflussi sotto-superficiali siano trascurabili e che l'identificazione dello spartiacque topografico consenta di delimitare in modo accurato la porzione di territorio che viene effettivamente drenata dalla sezione su cui è installato il piezometro. Si assume inoltre che le uniche variazioni d'invaso avvengano a carico della riserva di neve e ghiaccio costituita dal ghiacciaio de La Mare, essendo trascurabile la presenza di altri nevai e glacionevati ed essendo assenti laghi e bacini sotterranei.

In tabella 11 si riportano i valori annuali delle componenti del bilancio idrologico e si mettono a confronto i bilanci di massa ottenuti mediante il metodo idrologico e mediante il metodo glaciologico diretto. Nei calcoli del bilancio idrologico è stato assunto un valore costante di evaporazione annuale pari a 200 mm. Il valore di evaporazione è stato calcolato anche come residuo rispetto al bilancio di massa calcolato con metodo glaciologico diretto. Esiste una buona corrispondenza tra i due metodi di calcolo del bilancio. Nel 2007-'08 il valore finale è praticamente identico. Nel 2008-'09 il segno del bilancio è positivo nel caso del metodo glaciologico, mentre è negativo nel caso del bilancio idrologico, e tra i due metodi emerge una differenza di 142 mm. Questa discrepanza è tuttavia trascurabile rispetto al margine di incertezza con cui vengono calcolate le componenti del bilancio idrologico e con cui si estrapola il bilancio di massa dai punti di misura all'intera superficie del ghiacciaio.

L'approccio combinato consente di pervenire a due stime indipendenti del bilancio di massa. Nell'eventualità di una buona corrispondenza tra le due stime, come nel caso in oggetto, questo tipo di approccio aggiunge robustezza alla valutazione del bilancio annuale di un ghiacciaio.

Anno idrologico	Metodo glaciologico diretto	Metodo idrologico applicato al bacino chiuso al Pian Venezia					Calcolo ET come residuo rispetto al bilancio con metodo glaciologico diretto
		P	R	ET	Bilancio	Bilancio ghiacciaio	
2007-'08	-444	1673	1655	200	-182	-405	218
2008-'09	98	1918	1738	200	-20	-44	136

Tabella 11 - Valori di bilancio di massa del ghiacciaio de La Mare, ottenuti con metodo glaciologico diretto e con metodo idrologico nei due anni 2007-'08 e 2008-'09.

3.2.3 Sviluppo di una tecnica di estrapolazione del bilancio di massa mediante regressione lineare multipla

Nell'ambito delle ricerche sul bilancio di massa dei ghiacciai dell'alta val de La Mare, è stata studiata la possibilità di estrapolare le misure puntuali alle aree non direttamente investigate, mediante semplici tecniche di regressione lineare (Carturan et al., 2009a). In questo paragrafo si presentano le tecniche sviluppate e si discutono i risultati ottenuti.

Considerazioni iniziali

La conoscenza della distribuzione spaziale del bilancio di massa glaciale è fondamentale nel caso in cui si decida di intraprendere studi sulla sensibilità climatica e sulla risposta idrologica di un bacino glacializzato (Fountain et al., 1999). D'altro canto, la presenza di aree inaccessibili è un problema comune a gran parte delle aree glaciali in cui si compiono misure di bilancio di massa. Spesso le zone in cui è possibile eseguire misurazioni dirette di bilancio sono scarsamente rappresentative dell'intero sistema glaciale di una valle; è questo, ad esempio, il caso del ghiacciaio del Careser nei confronti del sistema glaciale dell'Alta Val de La Mare (Tabella 3).

L'interpolazione ed estrapolazione spaziale delle misure puntuali è inoltre soggetta ad errori, soprattutto nel caso in cui i dati siano pochi e sparsi. E' soprattutto in questi casi che i risultati ottenibili mediante software GIS si dimostrano nettamente inferiori rispetto alla mappatura manuale del bilancio di massa. In ogni caso, comunque, qualsiasi ragguaglio spaziale eseguito manualmente implica un certo grado di soggettività (Kaser et al., 2003). L'utilizzo del gradiente verticale del bilancio di massa può dare buoni risultati, purché si disponga di un sufficiente numero di paline disposte nell'intero intervallo altimetrico del ghiacciaio (Fountain e Vecchia, 1999). In questi casi, è tuttavia necessario prestare attenzione all'eventuale presenza di un significativo gradiente laterale di bilancio (Holmlund and Jansson, 1999). Inoltre è opportuno essere cauti nell'estrapolare i risultati a ghiacciai vicini, con diversa geometria, alimentazione, copertura detritica e topografia circostante.

Si è quindi provveduto ad ottimizzare una tecnica di estrapolazione che si basa sull'osservazione del fatto che, di anno in anno, il pattern di distribuzione spaziale del bilancio di massa rimane abbastanza costante ed è controllato soprattutto dalla topografia locale, che influisce sia sui processi di accumulo, sia sui processi di ablazione. Questa tecnica usa attributi topografici direttamente ricavati dal DTM del bacino per interpretare e descrivere la variabilità spaziale dei processi, per mezzo di un'analisi di regressione. La procedura volutamente non prevede l'utilizzo di dati meteorologici, soprattutto in relazione all'obiettivo di mantenere massime la semplicità di applicazione e la generalizzabilità del metodo.

La procedura è stata sviluppata utilizzando i dati di bilancio invernale (bw) ed estivo (bs) misurati dal 2004 al 2006 sui ghiacciai del Careser e de La Mare (mediamente 125 misure di bw e 32 misure di bs per anno idrologico). Il DTM utilizzato, con dimensione delle celle pari a 10x10 m, è stato ricavato da dati LiDAR ad alta risoluzione acquisiti nel settembre 2006 dalla Provincia Autonoma di Trento.

Estrapolazione del bilancio invernale

I dati di bw sono stati preliminarmente sottoposti ad analisi di correlazione utilizzando quattro attributi topografici ricavati dal DTM: quota, pendenza, esposizione e un quarto attributo topografico denominato REA_r (Relative Elevation Attribute), definito come:

$$REA_r = \bar{E}_r - E_{DTM} \quad 10$$

dove \bar{E}_r è la quota media di un'area circolare avente raggio "r" attorno alla cella con quota E_{DTM} . Questo attributo esprime il grado di esposizione o protezione di ogni cella nei confronti del vento; il suo valore è positivo nelle conche, depressioni e al piede delle pareti rocciose, mentre è negativo sulle creste, cime e generalmente nelle aree convesse. Questo attributo topografico ha inoltre il vantaggio di poter lavorare con un raggio variabile, che consente in definitiva di regolare l'area che influisce sull'attitudine locale a sovra-accumulare o sotto-accumulare.

Anno (numerosità)	2004 (103)	2005 (127)	2006 (142)
E	0.356	0.489	0.373
α	0.069	-0.041	-0.109
S	0.363	0.323	0.243
REA ₂₀	0.353	0.240	0.127
REA ₄₀	0.482	0.364	0.316
REA ₆₀	0.543	0.465	0.378
REA ₈₀	0.553	0.497	0.408
REA ₁₀₀	0.541	0.497	0.396
REA ₁₂₀	0.525	0.483	0.379
REA ₁₄₀	0.494	0.448	0.356
REA ₁₆₀	0.456	0.406	0.331
REA ₁₈₀	0.410	0.360	0.301
REA ₂₀₀	0.361	0.313	0.269

Tabella 12 - Correlazione (R) tra bw e alcuni attributi topografici ricavati da DTM (E = quota, α = esposizione, S = pendenza, REA_r = Relative Elevation Attribute). I valori di correlazione con livello di significatività pari a 0.05 sono in grassetto.

Da questa prima analisi (Tabella 12) è emerso come i dati di bw siano significativamente e direttamente correlati sia con la quota (E) sia con REA_r , mentre la correlazione positiva con la pendenza pare del tutto casuale. Si sono quindi confrontate due tecniche di regressione del bw :

- W1) regressione lineare semplice tra quota (E) e bw
- W2) regressione lineare multipla tra quota (E), REA_r , e bw .

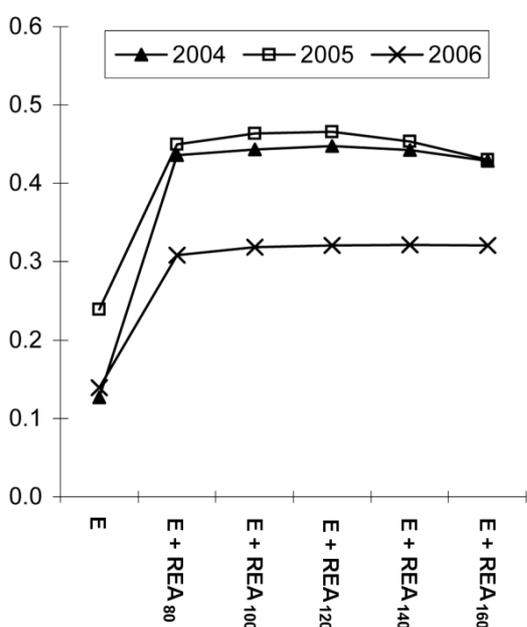


Figura 60 - Coefficiente di determinazione (R^2) della regressione lineare semplice tra bw e E (quota) e della regressione lineare multipla tra bw , E e REA_r (Relative Elevation Attribute).

I risultati (Figure 60 e 61) confermano un netto e costante miglioramento della correlazione e della stima del bilancio invernale includendo, nella regressione, REA_r . La quota da sola riesce a spiegare circa la metà della varianza spiegata con la regressione multipla. Il raggio ottimale per il calcolo di REA_r è risultato essere pari a 120 m.

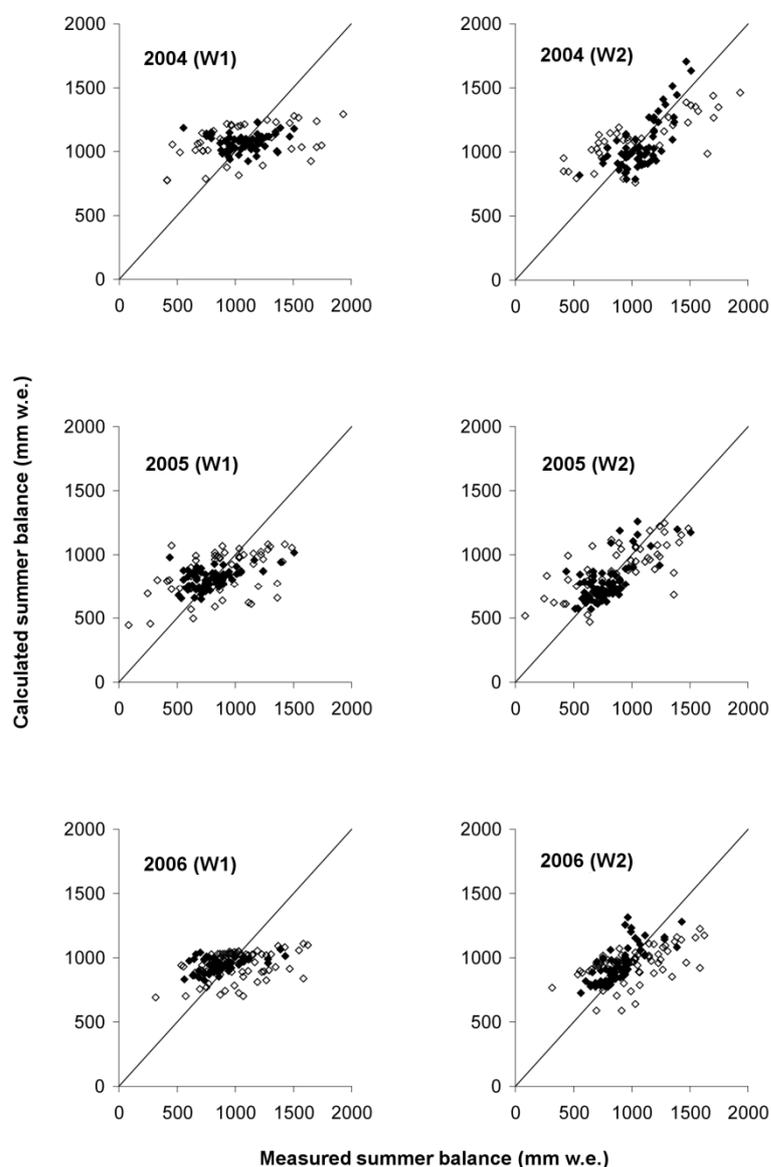


Figura 61 – Bilancio invernale misurato e calcolato usando la regressione lineare semplice con la quota (W1) e la regressione lineare multipla con quota e REA_r (W2). Quadri pieni = Careser, vuoti = La Mare. La retta indica una relazione 1:1.

Un'analisi punto per punto delle coppie di valori misurati-calcolati indica che la quota, da sola, sottostima l'accumulo sui depositi eolici e lo sovrastima sulle aree erose dal vento; viceversa, REA_r da solo tende a sovrastimare l'accumulo a bassa quota e a sottostimarlo ad alta quota. La combinazione tra le due variabili consente di colmare considerevolmente queste lacune, anche se la semplicità del metodo comporta inevitabilmente delle limitazioni. Tra queste si può citare una dipendenza dalla scala del processo di redistribuzione (più localizzato a bassa quota) e l'incapacità di cogliere i depositi eolici nei pressi di bruschi cambi di pendenza.

Sono stati eseguiti tre test di validazione delle procedure di estrapolazione del b_w , per valutarne la performance e individuare eventuali problemi derivanti da una calibrazione eseguita su aree poco rappresentative. Nel primo test (T1) metà dei dati di b_w sono stati scelti casualmente per la

calibrazione e l'altra metà è stata usata per la validazione. Nel secondo e terzo test (T2 e T3) per la calibrazione sono stati presi i dati provenienti da uno dei due ghiacciai (Careser in T1, La Mare in T2), e per la validazione si sono usati i dati provenienti dall'altro ghiacciaio. La tabella che segue mostra i risultati dei tre test, applicati alle due tecniche di estrapolazione W1 e W2. I risultati dei tre test confermano quelli dell'analisi di regressione, poiché la regressione multipla (metodo W2) fornisce stabilmente valori più elevati di R², valori più bassi di RMSE e range di valori calcolati che maggiormente si avvicinano ai range di valori osservati.

Test		R ²	RMSE	Range	Media
T1 - 2004	Misurato (<i>n</i> = 52)			458-1933	1045
	Calcolato (W1)	0.073	313	794-1361	1101
	Calcolato (W2)	0.372	252	713-1538	1053
T2 - 2004	Misurato (<i>n</i> = 38)			413-1933	1066
	Calcolato (W1)	0.194	391	984-1142	1076
	Calcolato (W2)	0.248	368	904-1332	1114
T3 - 2004	Misurato (<i>n</i> = 66)			552-1509	1075
	Calcolato (W1)	0.012	190	883-1259	1061
	Calcolato (W2)	0.510	283	476-2203	967
T1 - 2005	Misurato (<i>n</i> = 64)			248-1507	875
	Calcolato (W1)	0.260	245	566-1012	801
	Calcolato (W2)	0.562	190	508-1177	815
T2 - 2005	Misurato (<i>n</i> = 56)			83-1487	881
	Calcolato (W1)	0.225	298	356-1112	843
	Calcolato (W2)	0.483	253	556-1163	890
T3 - 2005	Misurato (<i>n</i> = 72)			439-1507	792
	Calcolato (W1)	0.235	172	692-1029	842
	Calcolato (W2)	0.461	173	466-1379	723
T1 - 2006	Misurato (<i>n</i> = 71)			555-1585	943
	Calcolato (W1)	0.092	203	637-1169	963
	Calcolato (W2)	0.230	189	509-1334	946
T2 - 2006	Misurato (<i>n</i> = 80)			317-1625	996
	Calcolato (W1)	0.133	270	502-1137	892
	Calcolato (W2)	0.258	244	567-1145	897
T3 - 2006	Misurato (<i>n</i> = 63)			563-1431	886
	Calcolato (W1)	0.203	189	886-1098	993
	Calcolato (W2)	0.532	159	737-1448	981

Tabella 13 - Risultati dei test di validazione applicati alle due tecniche di estrapolazione di bw. I caratteri in grassetto indicano coefficienti di determinazione (R²) con livello di significatività pari a 0.05.

Estrapolazione del bilancio estivo

Per quanto riguarda il bilancio estivo (*bs*), le variabili indipendenti prese in considerazione sono state la quota (*E*) e la radiazione solare con cielo sereno (Clear Sky Radiation, *CSR*). Si è scelto di utilizzare la quota perché è un buon indicatore della temperatura dell'aria, che a sua volta è strettamente correlata con gli apporti di radiazione ad onda lunga e con gli scambi turbolenti, oltre che regolare la frazione delle precipitazioni che cade in forma solida. D'altro canto sia i lavori presenti in letteratura (Hock and Holmgren, 1996; Oerlemans, 2000; Greuell and Smeets, 2001;

Strasser and others, 2004), sia le osservazioni compiute recentemente alla stazione meteorologica automatica (AWS) sul ghiacciaio de La Mare, indicano che la radiazione solare ad onda corta domina il flusso energetico durante la fusione (Carturan, 2007). Per questo si è deciso di inserire anche CSR come variabile indipendente, poiché ci si aspetta che consenta di cogliere in modo migliore la variabilità spaziale del processo di fusione. Il ciclo diurno della copertura nuvolosa (paragrafo 3.1.3) agisce, di fatto, come un fattore di redistribuzione della radiazione solare effettivamente disponibile per la fusione. La porzione di CSR che raggiunge la superficie, infatti, è massima per i siti con esposizione orientale e minima per i siti esposti ad ovest. Questo ha importanti ripercussioni sulla rappresentatività dei valori di bs misurati alle paline di ablazione e sull'estrapolazione del bs in aree prive di punti di misura. E' stato quindi proposto un Normalized Cloud Cover Factor ($NCCF$) per ridurre la CSR in funzione dell'esposizione. La sua variazione durante il giorno e durante l'anno è stata descritta usando una semplice funzione armonica che pone $NCCF$ pari a 0 per le celle con esposizione corrispondente all'azimut dell'alba, e pari a 1 per le celle con esposizione corrispondente all'azimut del tramonto:

$$NCCF = 0.5 - 0.5 \sin \left[(\alpha + \alpha_0) \cdot \xi + \alpha_1 \right] \quad 11$$

dove α_0 , α_1 e ξ dipendono dall'azimut di alba e tramonto. La CSR ridotta è quindi calcolabile come segue:

$$RCSR_k = CSR \cdot (1 - k \cdot NCCF) \quad 12$$

dove k è un parametro di calibrazione che varia tra 0 e 1, e che esprime la massima riduzione di CSR dovuta alla copertura nuvolosa, per le celle con esposizione che corrisponde all'azimut del tramonto. La scelta del valore di k più opportuno non implica l'utilizzo di dati meteorologici, ma si consegue per tentativi successivi in modo da far corrispondere al meglio i valori misurati di bs con quelli calcolati.

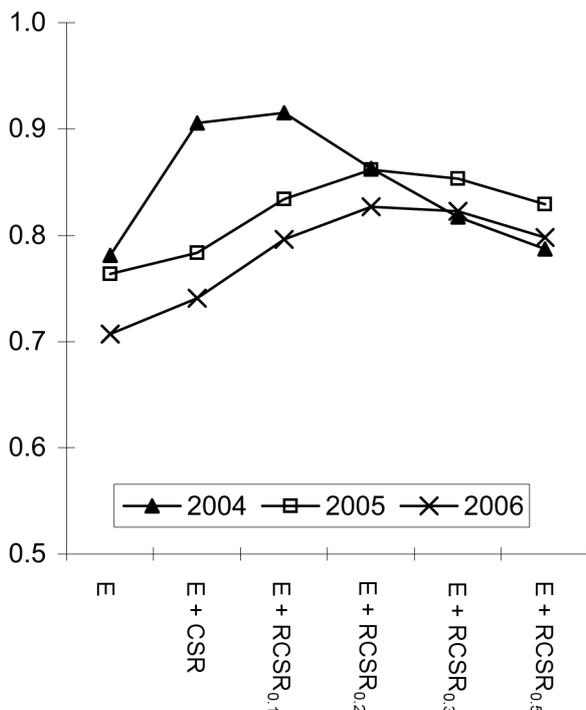


Figura 62 - Coefficienti di determinazione, R^2 , delle regressioni lineari tra il bilancio estivo (bs) e le variabili indipendenti quota (E), Clear Sky Radiation (CSR) e Reduced Clear Sky Radiation ($RCSR_k$).

I dati di bs sono stati preliminarmente omogeneizzati, tenendo conto delle differenze di albedo tra substrati (neve, ghiaccio, firn) misurate dall'AWS sul ghiacciaio de La Mare e riscontrate durante le

sessioni di misura con albedometro portatile (paragrafo 3.1.2). Si sono quindi confrontate tre tecniche di regressione del bs :

S1) regressione lineare semplice tra quota (E) e bs

S2) regressione lineare multipla tra quota (E), CSR , e bs

S3) regressione lineare multipla tra quota (E), $RCSR_k$, e bs

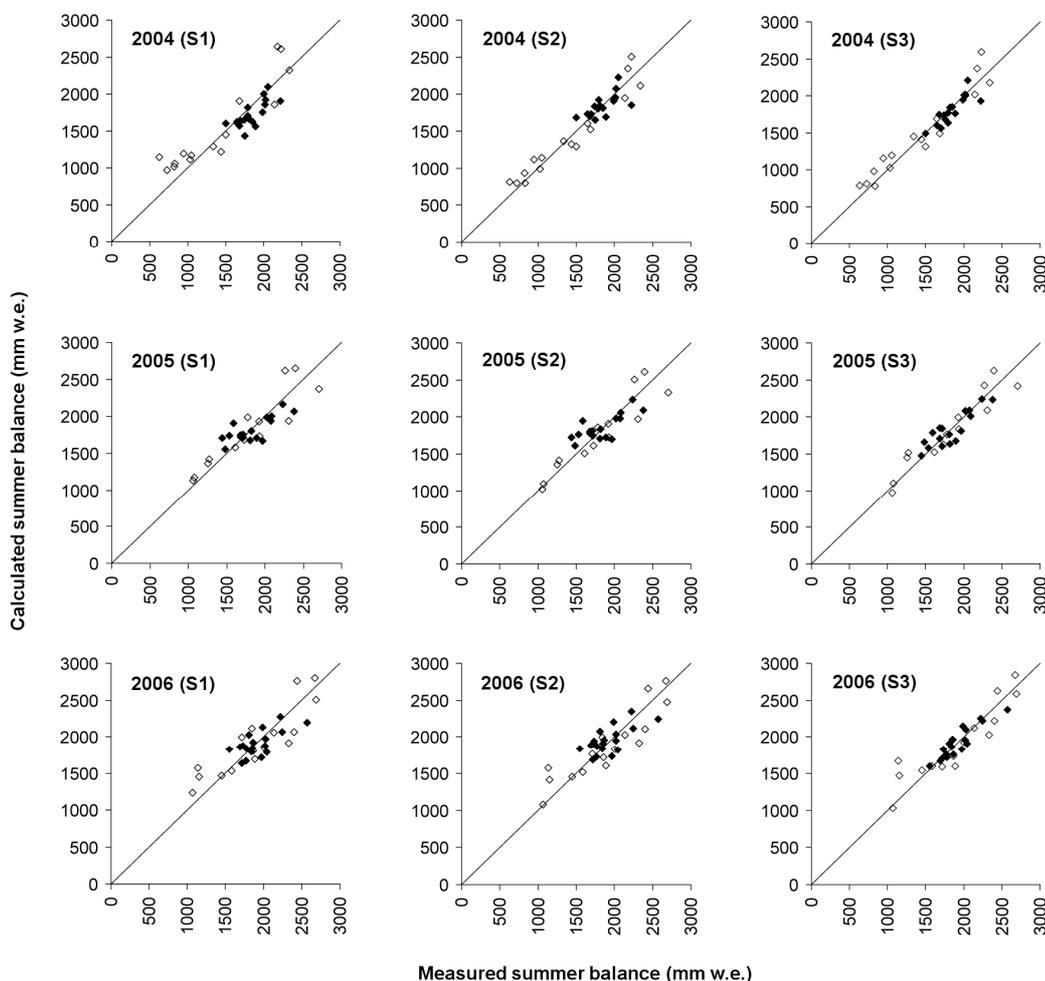


Figura 63 – Bilancio estivo misurato e calcolato usando la regressione lineare semplice con la quota (S1), la regressione lineare multipla con quota e Clear Sky Radiation, (S2), e le regressione lineare multipla con quota e Reduced Clear Sky Radiation (S3). Quadri pieni = Careser, vuoti = La Mare. La retta indica una relazione 1:1.

In figura 62 è possibile osservare come, nel caso del bs , la varianza spiegata sia praticamente doppia rispetto al bw . E' inoltre osservabile come significativi aumenti del coefficiente di determinazione si verifichino solo nel caso del 2004, mentre nel caso del 2005 e del 2006 è necessario introdurre il ciclo diurno della copertura nuvolosa per ottenere un miglioramento apprezzabile. Anche il valore ottimale di k è diverso (0.1 nel 2004 e 0.2 nel 2005 e 2006). Questo comportamento è probabilmente da ricondurre alle condizioni climatiche avutesi nelle tre stagioni di ablazione. Nel 2004 il picco massimo dell'ablazione è stato raggiunto in tarda estate, dopo un inizio di stagione instabile. Nel 2005 e 2006, invece, sono stati i mesi di giugno e luglio ad essere particolarmente caldi, seguiti poi da un agosto più fresco ed instabile.

In figura 63 sono riportati i confronti tra valori misurati e calcolati con i 3 metodi nei 3 anni in questione. Come è possibile osservare, l'introduzione della $RCSR_k$ consente un miglioramento del calcolo che si evidenzia con una minore dispersione e con un maggior allineamento con la retta 1:1.

Anche in questo caso, i miglioramenti sono più apprezzabili nel caso delle estati 2005 e 2006, per i motivi già menzionati.

		R ²	RMSE	Range	Mean
T4 - 2004	Measured (<i>n</i> = 16)			831-2339	1738
	Calculated (S1)	0.798	358	908-3109	1892
	Calculated (S2)	0.889	247	738-2833	1855
	Calculated (S3)	0.901	275	698-2972	1884
T5 - 2004	Measured (<i>n</i> = 16)			628-2339	1407
	Calculated (S1)	0.848	386	1286-2529	1706
	Calculated (S2)	0.850	383	1281-2527	1703
	Calculated (S3)	0.923	236	1024-2527	1568
T6 - 2004	Measured (<i>n</i> = 17)			1499-2220	1850
	Calculated (S1)	0.540	288	1308-1939	1589
	Calculated (S2)	0.411	141	1696-2262	1873
	Calculated (S3)	0.743	143	1445-2128	1741
T4 - 2005	Measured (<i>n</i> = 15)			1061-2706	1928
	Calculated (S1)	0.771	261	951-2959	2003
	Calculated (S2)	0.782	243	848-2872	1992
	Calculated (S3)	0.845	215	813-2872	1959
T5 - 2005	Measured (<i>n</i> = 13)			1061-2706	1792
	Calculated (S1)	0.833	248	989-2863	1827
	Calculated (S2)	0.806	282	1096-2925	1890
	Calculated (S3)	0.892	173	937-2702	1801
T6 - 2005	Measured (<i>n</i> = 17)			1439-2378	1830
	Calculated (S1)	0.590	175	1541-2132	1795
	Calculated (S2)	0.509	262	1811-2432	2018
	Calculated (S3)	0.752	129	1450-2250	1827
T4 - 2006	Measured (<i>n</i> = 17)			1065-2572	1853
	Calculated (S1)	0.732	189	1253-2159	1818
	Calculated (S2)	0.659	200	983-2270	1853
	Calculated (S3)	0.876	129	1013-2333	1804
T5 - 2006	Measured (<i>n</i> = 16)			1065-2688	1897
	Calculated (S1)	0.772	252	1300-2767	1947
	Calculated (S2)	0.785	243	1264-2740	1925
	Calculated (S3)	0.814	222	1055-2794	1910
T6 - 2006	Measured (<i>n</i> = 18)			1457-2572	1927
	Calculated (S1)	0.463	181	1597-2247	1874
	Calculated (S2)	0.454	223	1800-2485	2062
	Calculated (S3)	0.814	105	1615-2329	1901

Tabella 14 - Risultati dei test di validazione applicati alle tre tecniche di estrapolazione di bs. Tutti i coefficienti di determinazione (R²) hanno livello di significatività pari a 0.05.

Come per *bw*, anche per *bs* sono stati eseguiti tre test di validazione delle procedure di estrapolazione. Nel primo test (T4) metà dei dati di *bs* sono stati scelti casualmente per la calibrazione e l'altra metà è stata usata per la validazione. Nel secondo e terzo test (T5 e T6) per la

calibrazione sono stati presi i dati provenienti da uno dei due ghiacciai (Careser in T5, La Mare in T6), e per la validazione si sono usati i dati provenienti dall'altro ghiacciaio. La tabella 14 mostra i risultati dei test, applicati alle tre tecniche di estrapolazione S1, S2 e S2. I risultati dei test indicano che il miglior metodo è l'S3 (regressione lineare multipla tra quota, $RCSR_k$, e bs). Al contrario il metodo S2 (regressione lineare multipla tra quota, CSR , e bs) è talora addirittura inferiore anche al metodo più semplice, (S1, regressione lineare semplice tra quota e bs). In particolare questo succede nei test T5 e T6, in cui la regressione viene calibrata sui dati provenienti da uno dei due ghiacciai e applicata per estrapolazioni sull'altro ghiacciaio. L'esposizione prevalente dei due ghiacciai li rende diversi dal punto di vista dell'effetto della copertura nuvolosa sull'energia disponibile per la fusione. La riduzione della CSR da parte delle nubi è infatti mediamente più efficace sul Careser, a causa di una maggior presenza di aree con esposizione meridionale e occidentale.

Calcolo del bilancio netto

Le migliori tecniche di regressione delle componenti stagionali del bilancio di massa sono state combinate per estrapolare i dati sperimentali misurati alle paline e per calcolare il bilancio di massa netto annuale sulla superficie dell'intero sistema glaciale dell'Alta Val de La Mare. Per l'estrapolazione di bw è stata utilizzata una regressione lineare multipla di quota e REA_{120} , mentre per bs si è utilizzata una regressione lineare multipla di quota e $RCSR_k$, con k variabile tra 0.1 (nel 2004) e 0.2 (nel 2005 e 2006). Il bilancio netto è stato calcolato come differenza tra bw e bs , e sull'intero sistema glaciale del bacino è risultato pari a -450 mm nel 2004, -1064 mm nel 2005 e -1011 mm nel 2006.

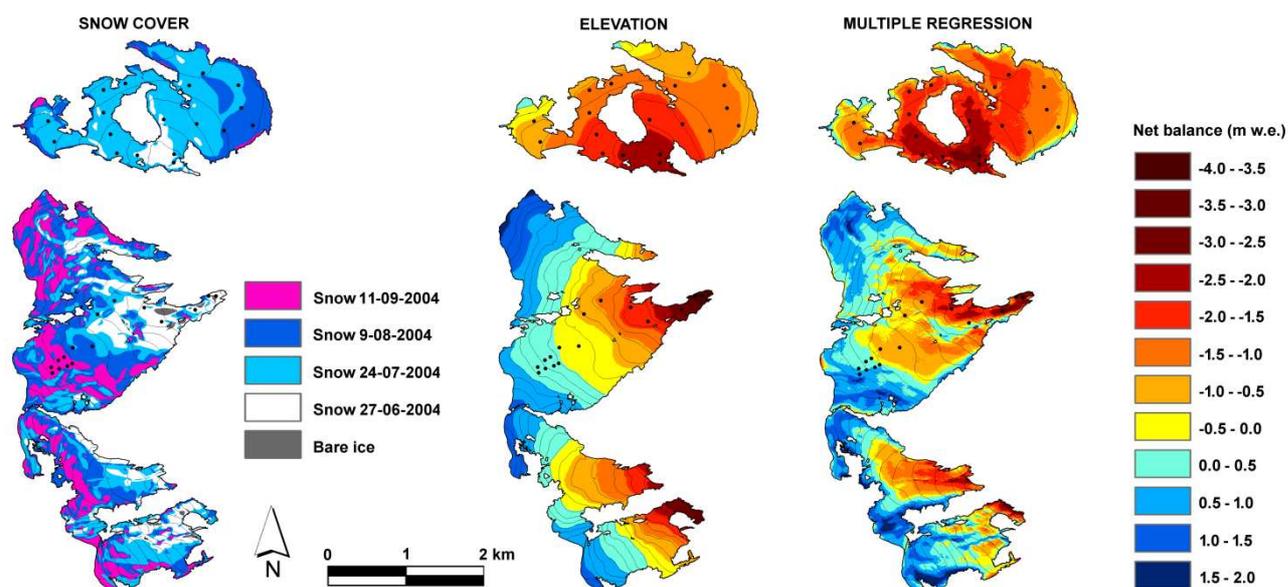


Figura 64 – Mappe d'innevamento per 4 date nel 2004 (a sinistra) e distribuzione del bilancio netto per lo stesso anno, ottenuto mediante regressione lineare semplice con la quota (al centro) e mediante regressione multipla (a destra). I punti neri rappresentano le paline di ablazione. Il ghiacciaio del Careser è stato traslato per entrare nella figura.

A titolo esemplificativo si riportano i risultati per l'anno idrologico 2003-2004. In figura 64 si propone un confronto tra la distribuzione spaziale del bilancio di massa e il pattern di copertura nevosa rilevato in quattro date differenti durante l'estate. Quest'ultimo confronto si basa sull'osservazione che, mediamente, le isolinee del bilancio di massa corrono parallele alla snow-line temporanea (Kamniansky e Pertziger, 1996). In figura 65 si mettono a confronto i valori misurati e calcolati utilizzando sia la regressione semplice con la quota, sia la regressione multipla. In entrambi i casi risulta evidente come l'utilizzo di una regressione multipla consenta un sensibile

miglioramento nella stima del bilancio di massa sulle aree prive di punti di misura. L'uso di questa tecnica consente inoltre di svincolarsi dalla rappresentatività spaziale dei punti di misura, permettendo di cogliere i processi dominanti che regolano la distribuzione spaziale di accumulo e ablazione sulle superfici glaciali.

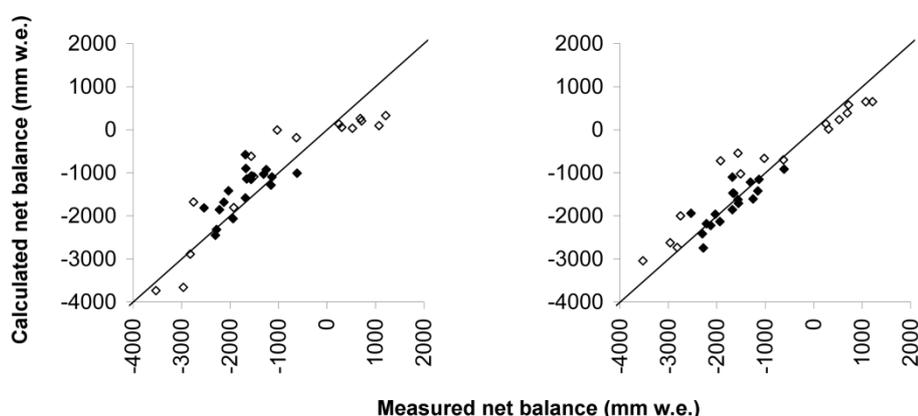


Figura 65 – Bilancio netto misurato e calcolato alle paline di ablazione del ghiacciaio del Careser (quadri pieni) e del ghiacciaio de La Mare (quadri vuoti) nel 2004, a sinistra mediante regressione lineare semplice con la quota, a destra mediante regressione multipla.

Considerazioni conclusive

L'utilizzo di variabili topografiche facilmente ricavabili da un modello digitale del terreno (E , α , CSR , $NCCF$, REA_r) consente una buona interpretazione dei processi dominanti che governano gli scambi di massa in ghiacciaio. L'analisi di regressione eseguita sui dati di bilancio misurati tra il 2004 e il 2006 sui ghiacciai dell'alta val de La Mare ha fornito valori di varianza spiegata quasi doppi nel caso del bilancio estivo, rispetto al bilancio invernale. L'uso di REA_r consente di cogliere i processi di redistribuzione del manto nevoso e migliora la stima del bilancio invernale ottenibile mediante regressione lineare semplice in funzione della sola quota. L'uso della CSR consente miglioramenti sensibili anche nell'estrapolazione del bilancio estivo, tuttavia le stime possono essere ulteriormente migliorate introducendo l'effetto del ciclo diurno della copertura nuvolosa.

Alcuni aspetti rimangono tuttavia irrisolti e riguardano soprattutto i processi di accumulo, come ad esempio la redistribuzione valanghiva, la formazione di accumuli nevosi in prossimità di bruschi cambi di pendenza, la diminuzione del bilancio invernale al di sopra di una certa quota a causa di una maggiore efficienza nella redistribuzione eolica e di un possibile appiattimento dei gradienti di precipitazione. In ogni caso va ricordata la notevole semplicità del metodo proposto, che non richiede alcun input meteorologico.

3.3 Indagini sul regime termico del suolo e sulla distribuzione del permafrost

3.3.1 Indagini geomorfologiche

All'interno del bacino dell'alta val de La Mare sono stati rilevati e censiti 14 rock glaciers. Nella Tabella 15 si riporta un elenco di questi rock glaciers, con le caratteristiche più rilevanti per l'identificazione del loro grado di attività. In Figura 66 si riporta la loro localizzazione spaziale all'interno dell'area di studio.

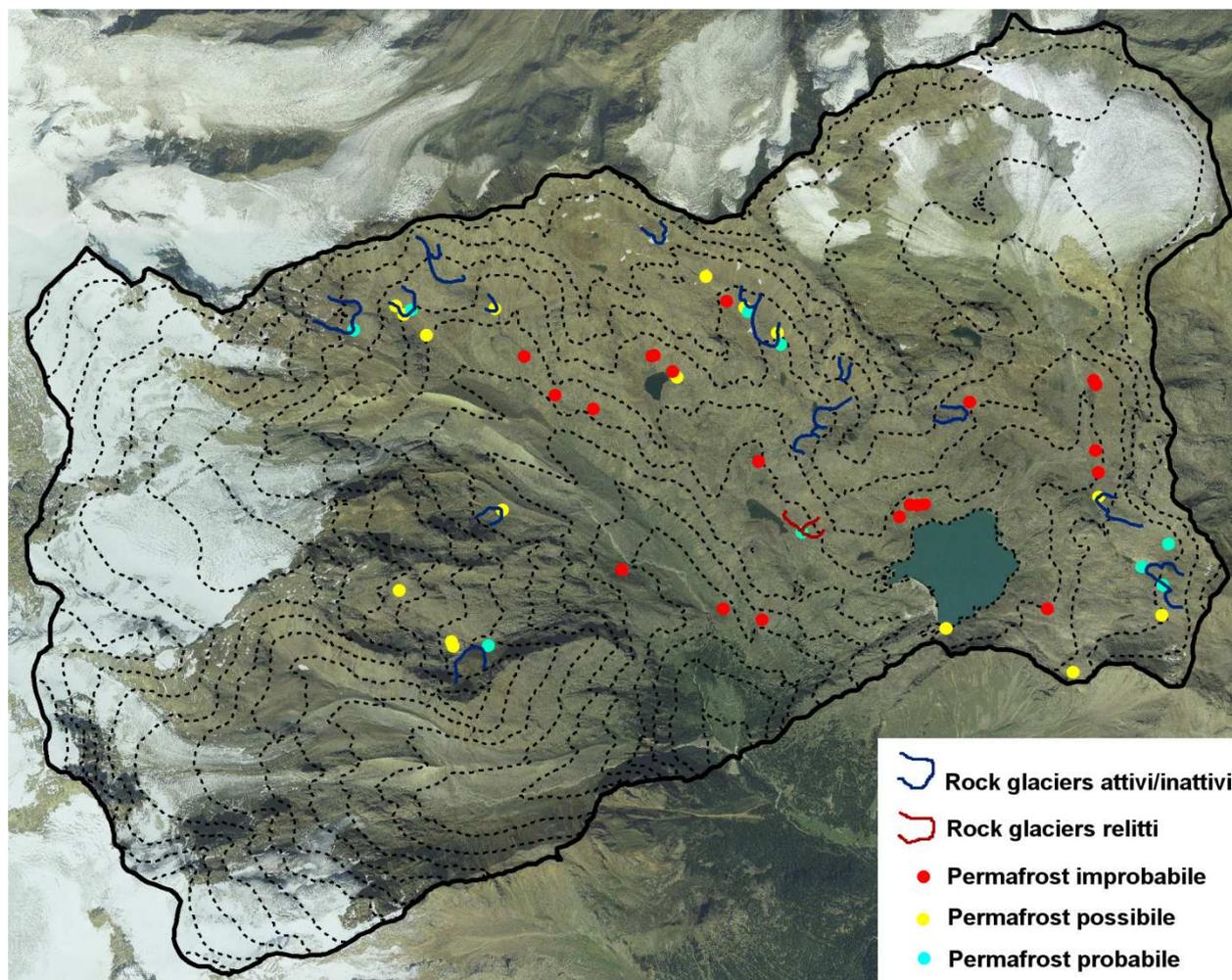


Figura 66 - Localizzazione spaziale dei rock glaciers censiti nell'alta val de La Mare e delle misure di temperatura delle sorgenti. La numerazione dei rock glaciers corrisponde a quella riportata in Tabella 15.

Tredici di questi rock glacier sono considerabili "intatti", cioè attivi (contenenti permafrost e dotati di movimento) o inattivi (contenenti permafrost ma privi di movimento). E' stato possibile giungere a questa conclusione sulla base di osservazioni riguardanti la morfologia, il grado di alterazione superficiale del materiale e di copertura vegetale del deposito, eventuali segni di dislocazione recente di detrito alla fronte, la presenza di forme nivo-glaciali sui depositi (Barsch, 1996). Queste osservazioni sono state integrate, dove possibile, con misure BTS (Bottom Temperature of winter Snowcover) e di temperatura delle sorgenti, che hanno sostanzialmente confermato le deduzioni dell'analisi morfologica. Solo il rock glacier (n° 11), collocato sulla sponda orientale del Lago Lungo, risulta relitto, con morfologia abbastanza appiattita, forte alterazione e lichenizzazione dei clasti superficiali e copertura vegetale di tipo erbaceo. Tuttavia la temperatura della sorgente (+0.5°C) indica la probabile conservazione di un nucleo di ghiaccio o permafrost "fossile" all'interno di questo deposito.

No	Nome	Quota fronte	Esp.	Geometria e forma	Copertura vegetale	Forme glaciali	Sorgente (T°C)	Attività
1	Dosso di Venezia	2698	N	Tongue-shaped, semplice	Assente	Glacionevati nevai	Presente (+0.5)	Intatto
2	Val Venezia	2520	NE	Tongue-shaped, semplice	Quasi assente	Nessuna	Presente (+1.1)	Intatto
3	La Mare	2944	SE	Tongue-shaped, semplice	Assente	Glacionevati nevai	Presente (+0.0)	Intatto
4	Forcola occidentale	2783	SE	Tongue-shaped, semplice	Assente	Glacionevati nevai	Presenti (+0.8 e +1.4)	Intatto
5	Forcola	2837	S	Tongue-shaped, complessa	Assente	Glacionevati nevai	Presente non misurata	Intatto
6	Forcola inferiore	2705	SE	Tongue-shaped, semplice	Assente	Nessuna	Presente (+1.8)	Intatto
7	Cima Marmotta occidentale	3024	SE	Tongue-shaped, semplice	Assente	Glacionevati nevai	Presente non misurata	Intatto
8	Cima Marmotta meridionale	2778	SW	Tongue-shaped, complessa	Assente	Glacionevati nevai	Presenti (+0.3, +0.8, +1.0, +1.5)	Intatto
9	Cima Lago Lungo occidentale superiore	2899	S	Tongue-shaped, semplice	Assente	Nevai	Assente	Intatto
10	Cima Lago Lungo occidentale	2702	W	Tongue-shaped e lobate, complessa	Quasi assente	Nevai	Presente non misurata	Intatto
11	Lago Lungo	2558	SW	Tongue-shaped e lobate, complessa	Presente, vegetazione erbacea	Nessuna	Presente (+0.5)	Relitto
12	Cima Lagolungo orientale	2811	E	Tongue-shaped, semplice	Assente	Nevai	Assente	Intatto
13	Cima Pontevecchio inferiore	2731	NW	Tongue-shaped, semplice	Assente	Nessuna	Presente (+1.0)	Intatto
14	Cima Pontevecchio superiore	2825	NW	Tongue-shaped, complessa	Assente	Glacionevati nevai	Presenti (+0.1, +0.8)	Intatto

Tabella 15 - Elenco dei rock glaciers censiti nell'alta val de La Mare.

Dal punto di vista morfologico si tratta prevalentemente di “*tongue shaped*” rock glaciers (depositi più sviluppati in lunghezza che in larghezza), mentre sono classificabili come “*lobate*” (depositi più larghi che lunghi) solo alcuni settori appartenenti a rock glaciers con morfologia complessa. In tre casi si può parlare di “*glacier-derived*” rock glaciers, cioè derivati da morene a nucleo di ghiaccio o dall’evoluzione della parte terminale di un ghiacciaio coperto di detrito. Questi due apparati si sono sviluppati su siti che durante la Piccola Età Glaciale erano occupati da ghiacciai o glacionevati e presentano tuttora affioramenti di ghiaccio. Negli altri 12 casi si può invece parlare di “*talus-derived*” rock glaciers, derivanti cioè da depositi di falda. (Humlum, 1998).

Considerando l'estensione dei ghiacciai fino al termine della Piccola Età Glaciale (PEG, 1850), si può affermare che i rock glaciers sono forme piuttosto diffuse in alta val de La Mare. La numerosa presenza di questi depositi è riscontrabile anche nelle valli vicine ed è tipica del settore meridionale del gruppo Ortles-Cevedale (Seppi et al., 2005). Ciò deriva probabilmente dalla combinazione di favorevoli condizioni litologiche e strutturali (rocce metamorfiche facilmente disgregabili per crioclastismo) e climatiche (precipitazioni relativamente poco abbondanti) che favoriscono l'alimentazione dei depositi e la loro formazione al posto dei ghiacciai (Haerberli, 1985; Humlum 1998). Diversamente da quanto si può osservare in aree limitrofe, dove i rock glaciers raggiungono lunghezze chilometriche, in alta val de La Mare i depositi sono di ridotte dimensioni e con la loro fronte non si discostano in modo significativo dalle aree di formazione, cioè dalle aree favorevoli all'aggradazione e conservazione del permafrost. La quota minima della fronte varia tra 2520 e 3024 m e la superficie occupata dai rock glaciers è collocata in gran parte oltre i 2700 m. Solo in tre casi la fronte si colloca sotto i 2700 m, ma si tratta di rock glaciers con esposizione settentrionale (rock glacier del Dosso di Venezia e della val Venezia) oppure di rock glacier relitti (lago Lungo).

Pur con evidenti limiti legati alle ridotte dimensioni dell'area di studio e al basso numero di rock glaciers presi in considerazione, basandosi sulle indagini geomorfologiche eseguite in alta val de La Mare è possibile fare una prima stima del limite inferiore del permafrost discontinuo. Tale limite dovrebbe collocarsi attorno ai 2700 m in aree con prevalente esposizione meridionale (come la maggioranza dei casi presi in esame), mentre in zone con esposizione settentrionale il limite può scendere a quote inferiori, almeno fino a 2500 m. In alcuni casi sporadici, costituiti da rock glaciers relitti, è altresì possibile la locale presenza di corpi di permafrost "fossile" in ambiti territoriali attualmente sfavorevoli alla presenza di permafrost.

3.3.2 Misure di temperatura delle sorgenti

Nel corso dell'estate 2007 si è proceduto alla misurazione della temperatura dell'acqua in corrispondenza di 46 sorgenti. La localizzazione spaziale delle sorgenti misurate è riportata in Figura 66. La Tabella 16 riporta le caratteristiche dei siti di misura e i dati di temperatura rilevati. Sono state misurate 13 sorgenti alimentate da rock glaciers, una sorgente su morena, una sorgente su roccia in posto e 31 sorgenti alla base di falde o conoidi detritici. Si propone qui di seguito un'analisi della relazione tra temperatura delle sorgenti e quota, finalizzata all'individuazione del limite inferiore del permafrost.

Il primo grafico (Figura 67) riporta la relazione tra la quota e la temperatura di tutte le sorgenti misurate. Il coefficiente di determinazione è abbastanza basso ($R^2 = 0.32$), tuttavia la relazione tra quota e temperatura è statisticamente significativa. Secondo l'equazione della retta di regressione tra quota e temperatura, il limite inferiore del permafrost "possibile" (temperatura $<2^{\circ}\text{C}$) si colloca a 2748 m, mentre quello del permafrost "probabile" (temperatura $<1^{\circ}\text{C}$) si colloca a 2930 m. La dispersione dei punti suggerisce la presenza di processi diversi dalla temperatura dell'aria (che è funzione inversa della quota) nel controllo della temperatura delle sorgenti e della presenza di permafrost. Date le caratteristiche del campione sperimentale (ridotta numerosità e prevalente esposizione meridionale), si è ritenuto opportuno focalizzare l'attenzione su due di queste variabili, che caratterizzano i bacini drenati dalle sorgenti in questione: i) la presenza/assenza di rock glacier, ii) l'esposizione ai quadranti meridionali o settentrionali.

Sorgente No	Data	Quota (m)	Esposizione bacino	Caratteristiche	Vegetazione	Temperatura (°C)
1	20-07-2007	2722	SW	Falda, detrito fine	Erb. discontinua	3.3
2	20-07-2007	2721	SW	Falda, detrito fine	Erb. discontinua	2.5
3	20-07-2007	2686	W	Falda, detrito fine	Erb. discontinua	2.4
4	20-07-2007	2689	NW	Falda, detrito fine	Assente	2.1
5	20-07-2007	2738	NW	Rock glacier, massi	Assente	1.0
6	22-07-2007	2337	S	Falda, detrito fine	Erb. continua	5.0
7	22-07-2007	2558	SW	Rock glacier, massi	Erb. discontinua	0.5
8	22-07-2007	2590	W	Falda, detrito fine	Erb. continua	4.8
9	22-07-2007	2720	NW	Falda, massi	Erb. discontinua	1.2
10	22-07-2007	2717	SW	Falda, detrito fine	Erb. continua	2.7
11	22-07-2007	2738	SW	Conoide, massi	Erb. discontinua	3.7
12	22-07-2007	2737	S	Falda, detrito fine	Erb. continua	3.9
13	22-07-2007	2270	W	Falda, detrito fine	Erb. continua	4.4
14	27-07-2007	2520	NE	Rock glacier, massi	Assente	1.1
15	22-08-2007	2323	NE	Morena, detrito fine	Erb. continua	4.2
16	26-08-2007	2703	NW	Falda, detrito fine	Erb. discontinua	2.2
17	26-08-2007	2811	W	Lobo solif.	Erb. discontinua	1.4
18	26-08-2007	2892	NW	Falda, detrito fine	Assente	1.2
19	26-08-2007	2917	NW	Rock glacier, roccia	Assente	0.1
20	26-08-2007	2812	NW	Rock glacier, massi	Assente	0.8
21	26-08-2007	2860	W	Falda, detrito fine	Assente	0.3
22	31-08-2007	2805	SE	Falda, detrito fine	Erb. discontinua	3.8
23	31-08-2007	2600	N	Falda, massi	Assente	1.0
24	02-09-2007	2690	NE	Rock glacier, massi	Assente	0.5
25	02-09-2007	2757	E	Falda, massi	Assente	1.7
26	02-09-2007	2759	E	Falda, massi	Assente	1.3
27	02-09-2007	2945	SE	Falda, massi	Assente	1.5
28	14-09-2007	2636	S	Falda, massi	Erb. discontinua	5.0
29	14-09-2007	2640	SE	Falda, massi	Erb. discontinua	4.4
30	14-09-2007	2656	SE	Falda, massi	Erb. discontinua	3.5
31	14-09-2007	2646	SE	Falda, massi	Erb. discontinua	4.2
32	14-09-2007	2618	SW	Falda, massi	Erb. discontinua	2.9
33	21-09-2007	2617	S	Falda, massi	Erb. discontinua	2.8
34	21-09-2007	2648	SW	Conoide, massi	Erb. discontinua	2.1
35	21-09-2007	2709	SE	Rock glacier, massi	Assente	1.8
36	21-09-2007	2699	SE	Falda, massi	Assente	1.0
37	21-09-2007	2791	SE	Rock glacier, massi	Assente	1.4
38	21-09-2007	2792	SE	Rock glacier, massi	Assente	0.8
39	21-09-2007	2946	SE	Rock glacier, massi	Assente	0.0
40	21-09-2007	2940	SE	Falda, detrito fine	Assente	1.7
41	21-09-2007	2872	SE	Falda, detrito fine	Assente	3.3
42	21-09-2007	2842	S	Rock glacier, massi	Assente	1.0
43	21-09-2007	2836	S	Rock glacier, massi	Assente	0.9
44	21-09-2007	2808	SW	Rock glacier, massi	Assente	1.5
45	21-09-2007	2781	W	Falda, massi	Assente	0.3
46	14-10-2007	2835	SE	Roccia	Assente	1.0

Tabella 16 - Misure di temperatura delle sorgenti eseguite in val de La Mare nell'estate 2007.

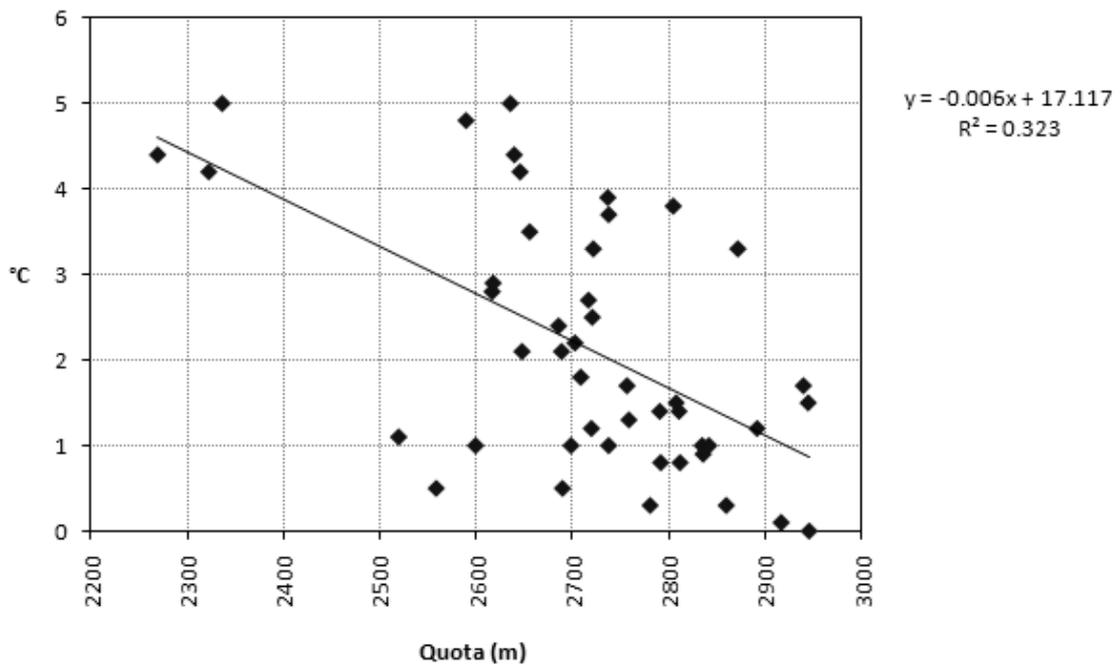


Figura 67 - Valori di temperatura delle sorgenti in funzione della quota.

Il secondo grafico (Figura 68) propone una suddivisione dei dati di temperatura basata sulla presenza o assenza di rock glacier nel bacino che alimenta la sorgente. Come si vede, a parità di quota le sorgenti alimentate da rock glaciers presentano una temperatura dell'acqua mediamente inferiore rispetto alle sorgenti non alimentate da rock glaciers. La correlazione tra quota e temperatura non è significativa nel primo caso ($R^2 = 0.09$), mentre è significativa nel secondo caso ($R^2 = 0.36$), identificando un limite inferiore del permafrost possibile pari a 2799 m e un limite inferiore del permafrost probabile a 2985 m.

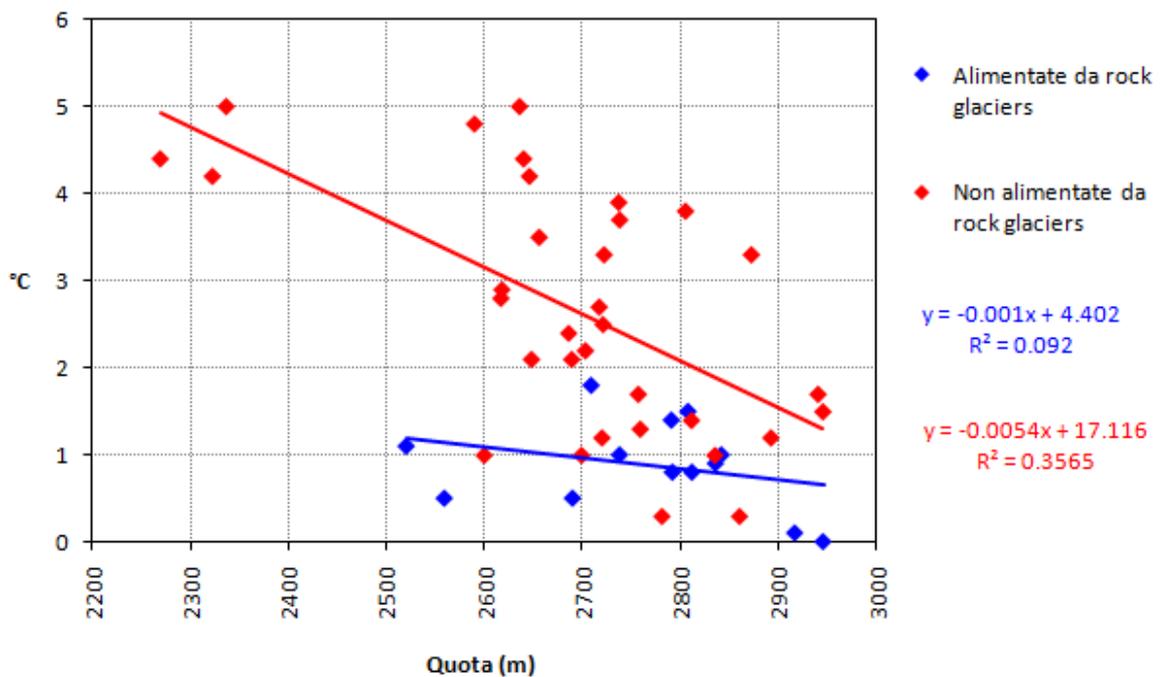


Figura 68 - Valori di temperatura delle sorgenti in funzione della quota, suddivise in base alla presenza o assenza di rock glaciers sul bacino che le alimenta.

Suddividendo questi due sottogruppi in funzione dell'esposizione prevalente si possono fare ulteriori considerazioni. La Figura 69 riporta la relazione tra quota e temperatura delle sorgenti alimentate dai rock glaciers. A parità di quota, le sorgenti alimentate da rock glaciers esposti ai quadranti settentrionali hanno temperatura mediamente più bassa rispetto a quelle alimentate da rock glaciers esposti ai quadranti meridionali. Il divario tende ad aumentare via via che si scende con la quota, mentre non sembrano esserci differenze significative alle quote più elevate. La correlazione tra quota e temperatura è statisticamente significativa per i rock glaciers con esposizione settentrionale ($R^2 = 0.55$), mentre per i rock glaciers con esposizione meridionale sembra non esserci correlazione ($R^2 = 0.05$). Tuttavia, considerando solo i depositi intatti (rock glaciers attivi e inattivi, collegabili con permafrost "attuale") ed escludendo il rock glacier relitto del lago Lungo, si ottiene un'elevata correlazione tra quota e temperatura ($R^2 = 0.81$). Le equazioni delle rette di regressione in Figura 69 indicano che nel caso dei rock glaciers intatti, sui quadranti meridionali il permafrost è possibile al di sopra dei 2697 m e diventa probabile oltre i 2832 m. Sui quadranti settentrionali invece il permafrost è possibile al di sopra dei 2133 m e probabile oltre i 2632 m, tuttavia soprattutto per il limite inferiore del permafrost possibile esistono forti incertezze, visto che si tratta di un valore estrapolato e considerata anche la ridotta numerosità campionaria. Tuttavia le basse temperature misurate alla sorgente del rock glacier relitto del lago Lungo suggeriscono la possibilità di conservazione di permafrost a quote insolitamente basse. In questo caso il permafrost si conserverebbe in profondità, protetto da un deposito a grossi blocchi, almeno 200 m più in basso rispetto ai limiti indicati dalle rette di regressione calcolate sui depositi intatti. Si tratterebbe di permafrost fossile, che ormai non si trova più in condizioni di equilibrio con le condizioni climatiche attuali.

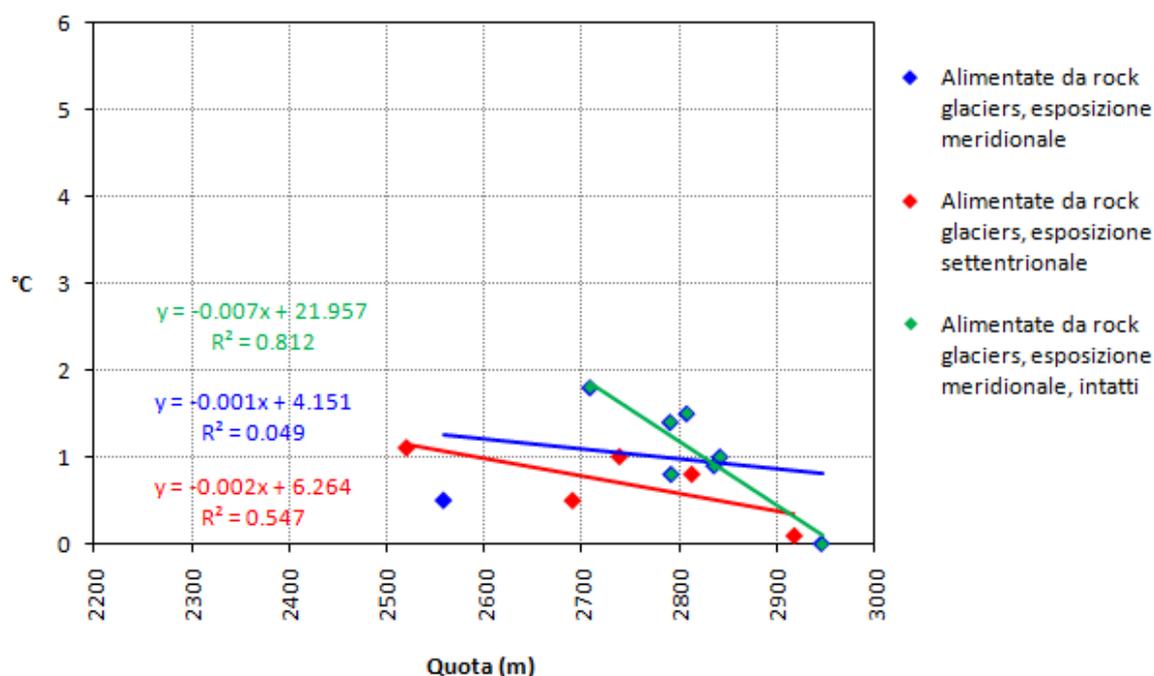


Figura 69 - Valori di temperatura delle sorgenti in funzione della quota, alimentate da rock glaciers e suddivise in base all'esposizione prevalente del bacino. Il rock glacier con esposizione meridionale che alimenta la sorgente posta a 2558 m è relitto, tutti gli altri sono intatti.

La stessa analisi in funzione dell'esposizione prevalente è stata eseguita nel caso delle sorgenti non alimentate da rock glaciers (Figura 70). Pur persistendo una significativa dispersione dei punti, le rette di regressione suggeriscono un coerente andamento della temperatura con la quota e risultano quasi parallele. Secondo le equazioni delle rette di regressione, sui versanti esposti a nord il limite inferiore del permafrost possibile è posto a 2654 m, mentre il permafrost è probabile a partire dai 2850 m. Sui versanti meridionali invece il permafrost è possibile a partire dai 2928 m ed è probabile

oltre i 3124 m. L'esposizione ai quadranti meridionali comporta quindi mediamente un innalzamento dei limiti altitudinali pari a 274 m.

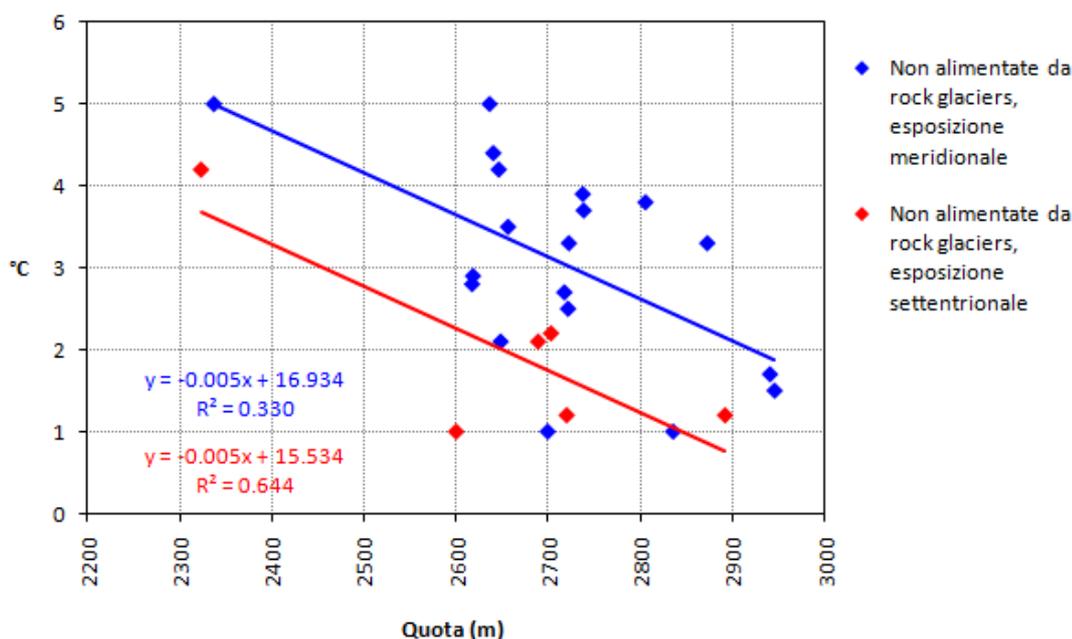


Figura 70 - Valori di temperatura delle sorgenti in funzione della quota, non alimentate da rock glaciers e suddivise in base all'esposizione prevalente del bacino.

3.3.3 Monitoraggio del regime termico della superficie del suolo

La temperatura della superficie del suolo è stata misurata in continuo da dieci mini-loggers tra il 14 ottobre 2007 e il 29 settembre 2009, in corrispondenza di dieci aree campione disposte lungo l'asse principale dell'alta val de La Mare, tra 2000 e 3100 m di quota (Figura 71).

All'inizio di aprile 2008 e 2009 si è inoltre proceduto alla misurazione della BTS (Bottom Temperature of winter Snowcover) su alcune aree significative collocate tra il rifugio Larcher e il passo della Forcola (Figura 72). Sono stati presi in considerazione solo i siti che ad inizio aprile presentavano uno spessore del manto nevoso pari o superiore a 100 cm. L'analisi dei risultati delle misurazioni ha consentito di stimare la WEqT (Winter Equilibrium Temperature), che è direttamente correlata alle condizioni termiche del sottosuolo.

Prima di procedere all'analisi dei dati, le serie termometriche registrate dai mini-logger sono state "ritarate" mediante la seguente:

$$\Delta T = -T_{melt} \quad 13$$

dove ΔT è la correzione applicata all'intera serie e T_{melt} è la temperatura rilevata nella fase di fusione del manto nevoso. Questa temperatura è costante e pari a 0°C durante l'esaurimento della neve, a causa dell'intenso flusso di acqua di fusione che scorre sulla superficie del suolo. Eventuali deviazioni strumentali da 0°C in questa fase sono state considerate come starature, e conseguentemente corrette. Successivamente dai dati orari sono state calcolate le temperature medie giornaliere, sulle quali sono stati fatti i calcoli e i confronti con i dati climatici.

Dal punto di vista climatico i due inverni 2007-'08 e 2008-'09 hanno presentato significative differenze, soprattutto per quanto riguarda le condizioni di innevamento. Il primo inverno ha avuto un inizio dell'innnevamento stabile relativamente tardivo, avvenuto verso la fine di novembre e

preceduto da una consistente diminuzione della temperatura dell'aria. In seguito le nevicate sono state scarse e lo spessore del manto nevoso al suolo non è mai stato particolarmente abbondante. Il secondo inverno è invece stato molto nevoso, con un inizio dell'innevamento stabile ad inizio novembre non preceduto da consistenti cali termici. Queste differenze climatiche sono state particolarmente utili per le ricerche sul regime termico della superficie del suolo, perché hanno consentito di osservare il suo comportamento in condizioni contrastanti e di stimare un possibile comportamento in condizioni "medie".

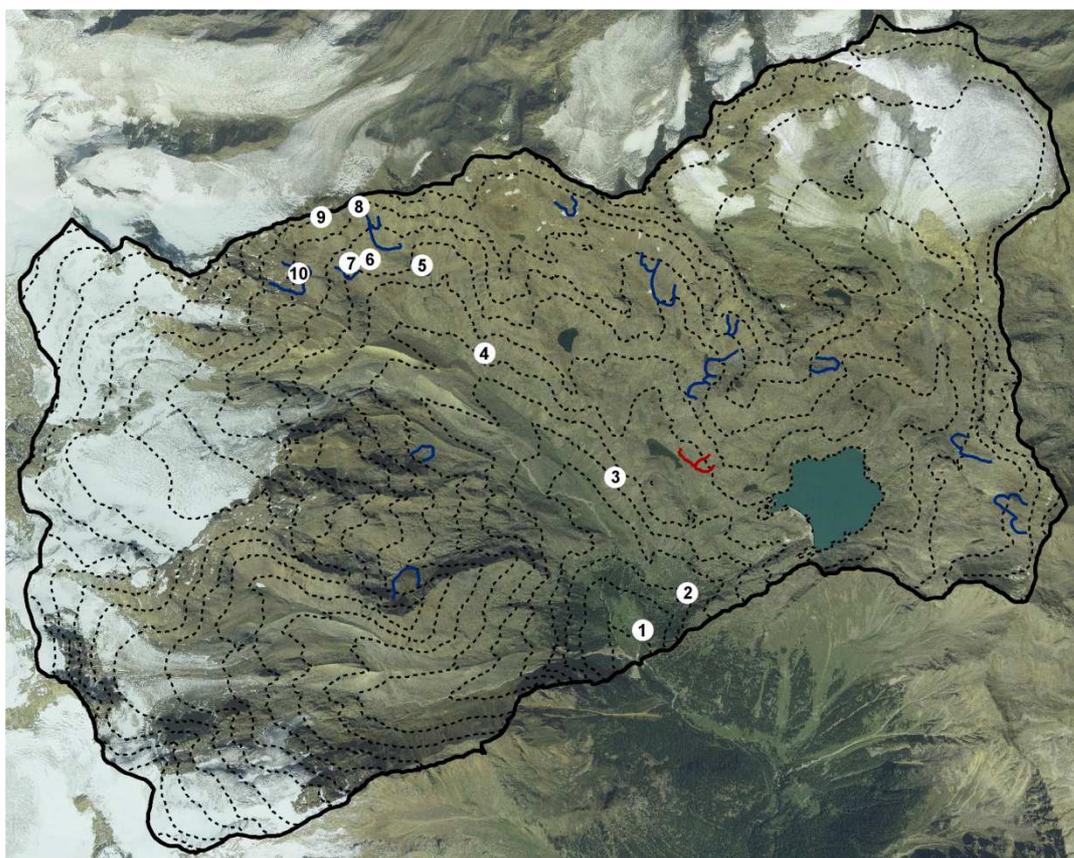


Figura 71 - Localizzazione spaziale dei dieci mini-loggers installati nell'area di studio per il monitoraggio in continuo della temperatura superficiale del terreno.

I grafici in Figura 73 riportano il confronto tra le temperature registrate dai 10 mini-loggers nel 2007-'08 e nel 2008-'09. I loggers n° 5, 7 e 10 sono collocati sulla superficie di tre rock glaciers diversi. Gli altri sono collocati al di fuori dei rock glaciers. Nel caso dei sensori posti a quote inferiori, fino a 2600 m, le differenze tra le due annate non sono particolarmente rilevanti, soprattutto se si considera la fase di raggiungimento della WEqT (fine marzo-inizio aprile). Differenze più significative esistono invece sui loggers posti a quote maggiori. Su questi siti nel mese di novembre 2007 è ben evidente un picco di freddo, che precede una fase di stabilizzazione della temperatura iniziata con la prima nevicata abbondante, a fine mese. I due sensori più elevati si distinguono per la persistenza di forti oscillazioni termiche durante gran parte dell'inverno 2007-'08, a testimonianza della mancata formazione di un manto nevoso sufficientemente spesso da consentire un efficace isolamento dall'atmosfera. Su questi due siti lo spessore massimo della neve è stato raggiunto con le ultime nevicate, durante il mese di aprile 2008, che hanno consentito una breve fase di temperature stabili. Nel corso dell'autunno 2008, invece, la prima nevicata abbondante si è verificata a fine ottobre e le nevicate abbondanti dell'inverno successivo hanno consentito un ottimo isolamento dall'atmosfera su tutti i sensori, fatta eccezione per il mini-logger 10, posto in posizione ventosa. Particolarmente eclatante la diversità tra le due annate sul mini-logger 9, che evidenzia più di ogni altro l'effetto della copertura nevosa sul regime termico della superficie del suolo.

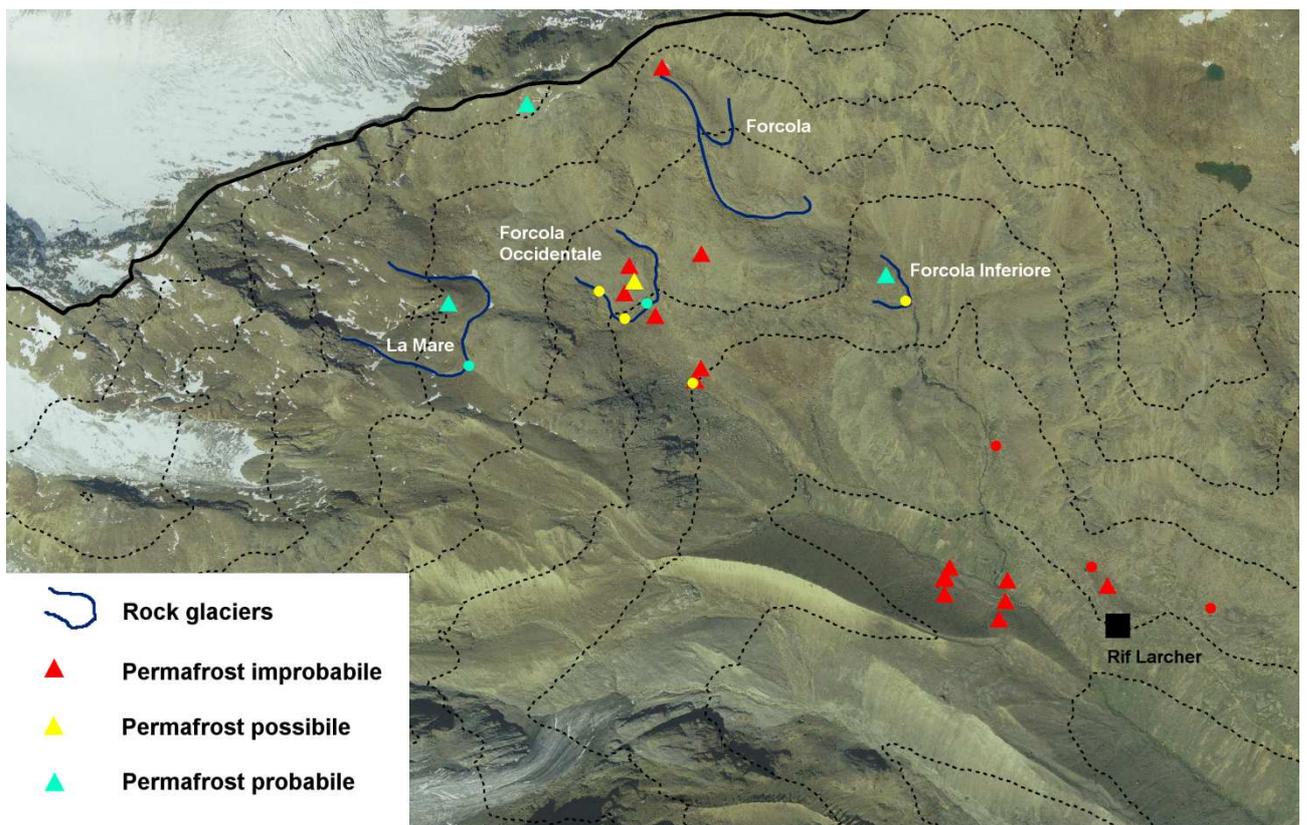
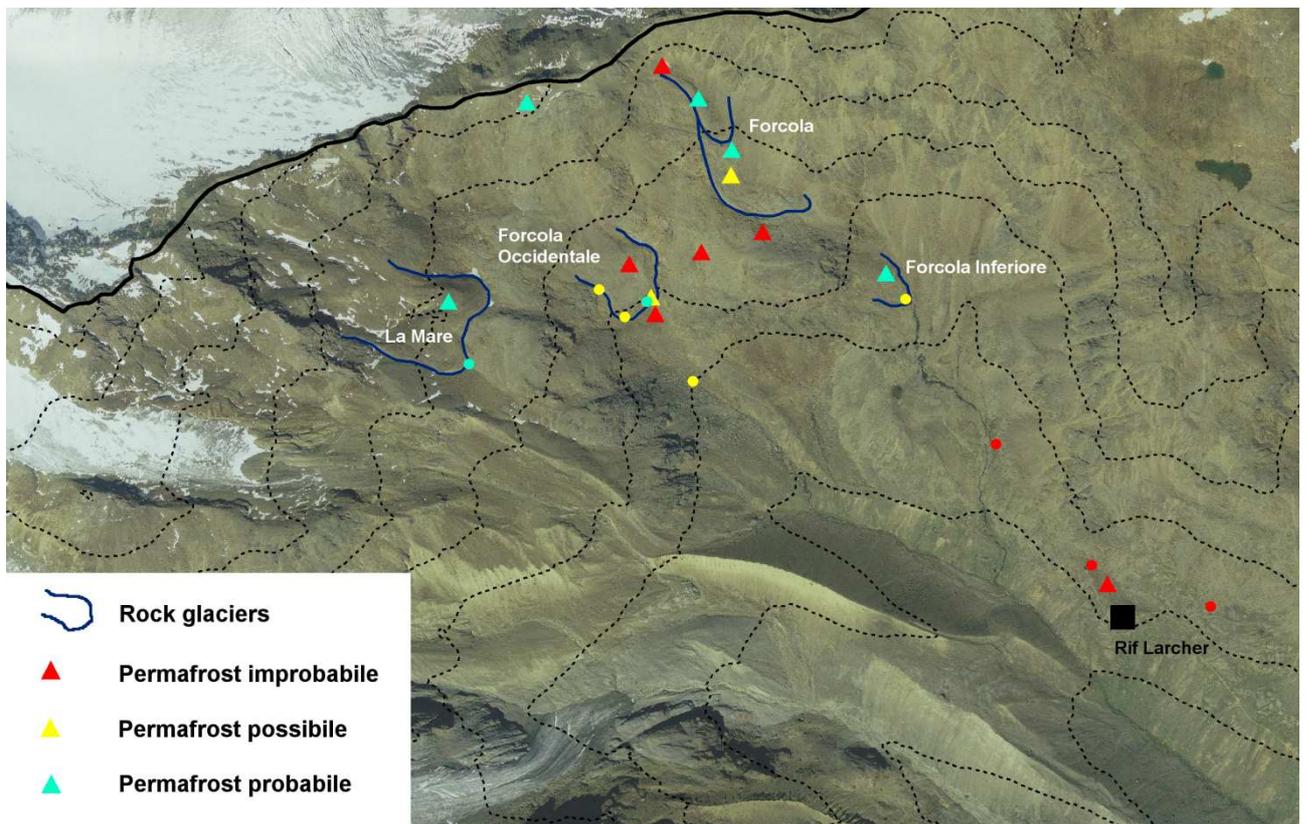
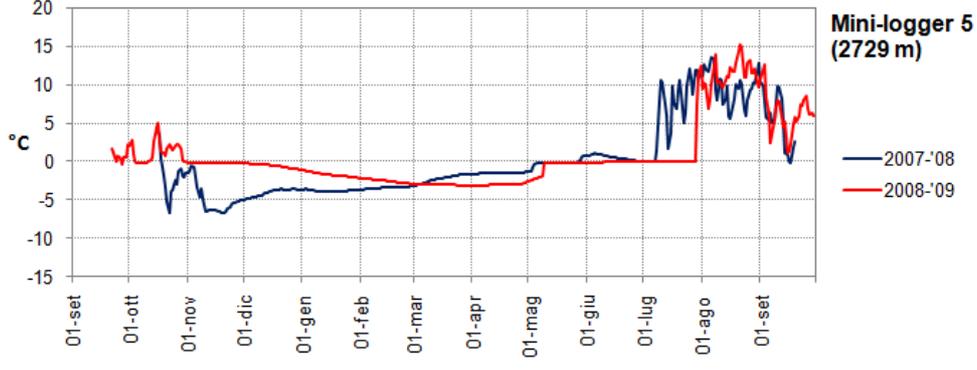
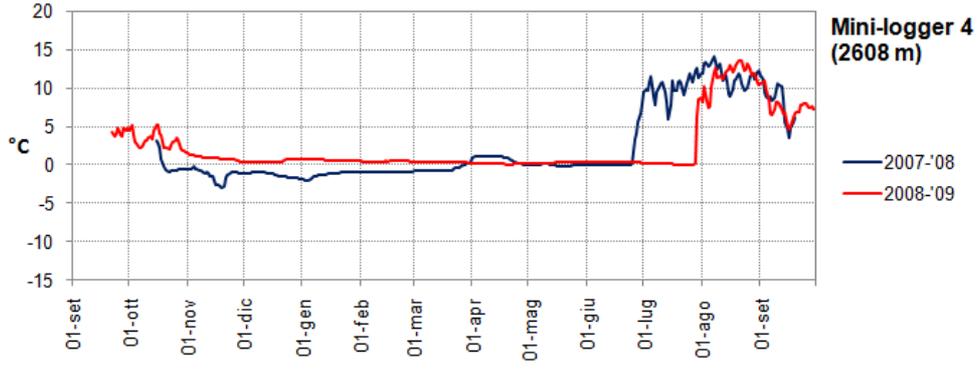
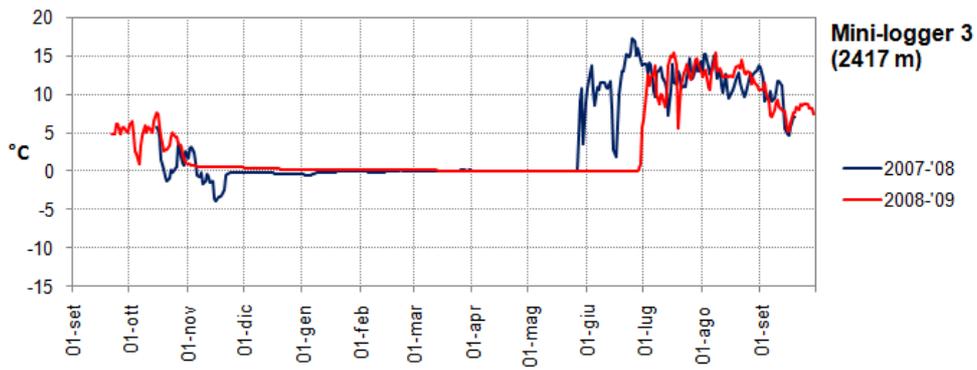
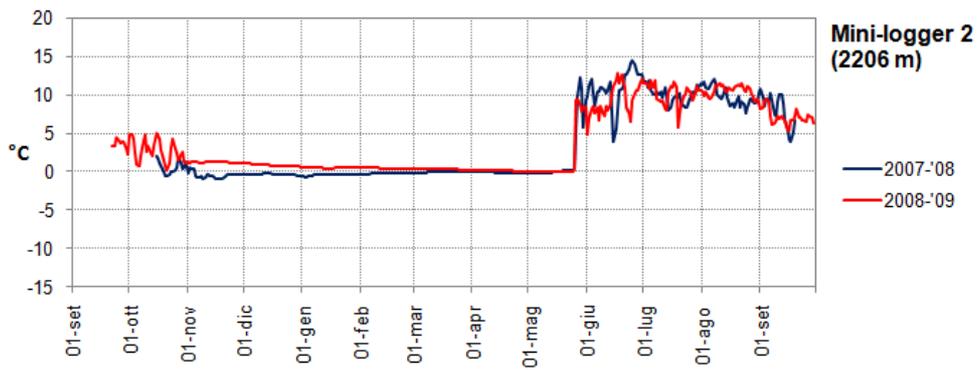
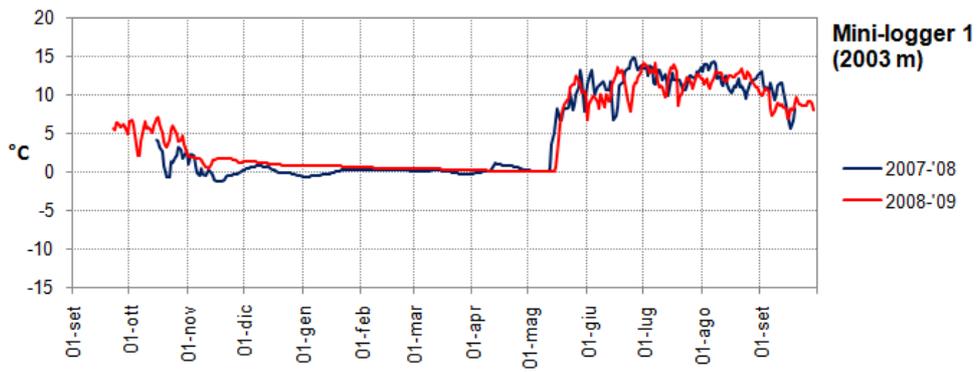


Figura 72 - Localizzazione spaziale delle misure BTS eseguite: sopra nell'aprile 2008, sotto nell'aprile 2009.



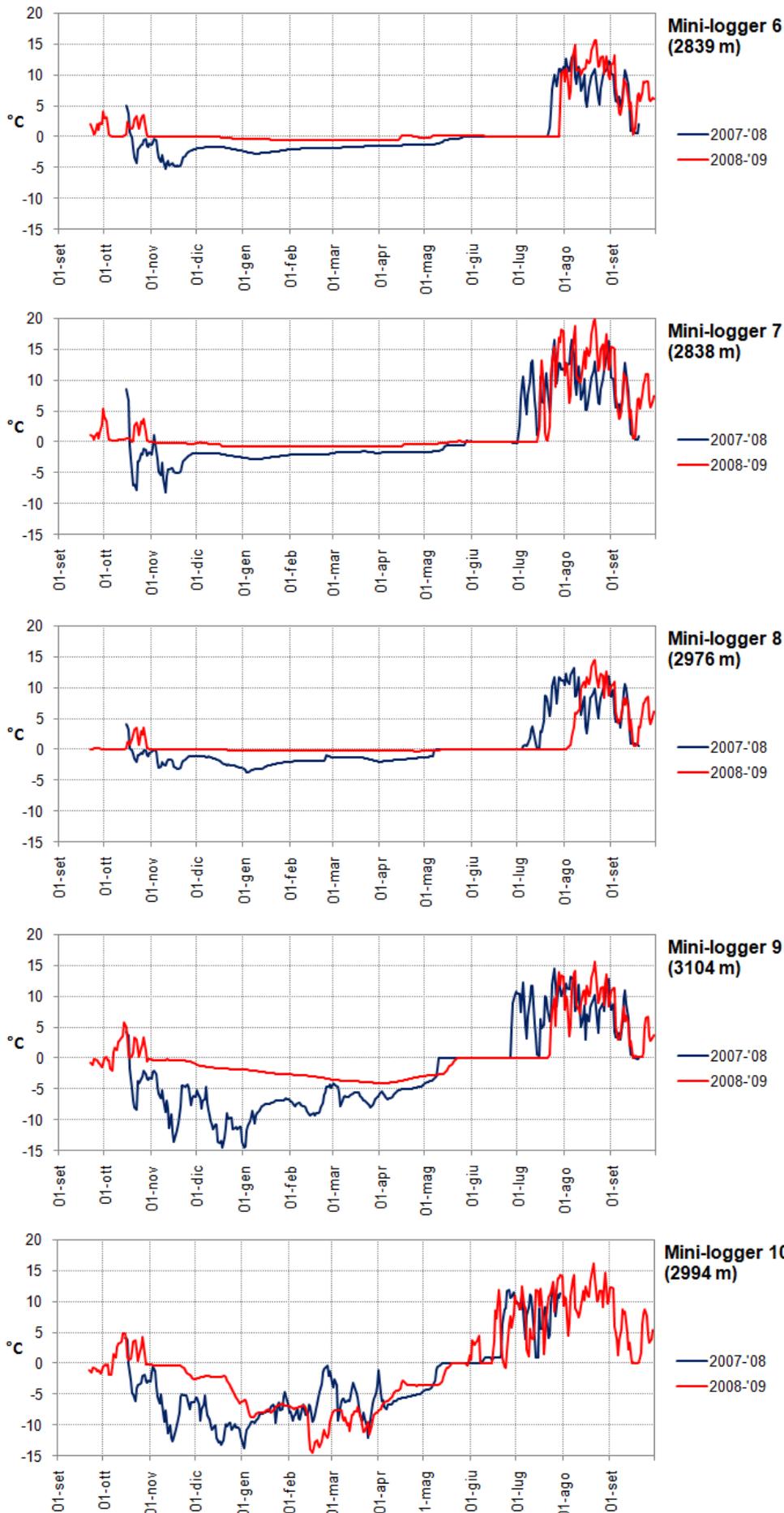


Figura 73- Serie di temperatura registrate dai mini-logger collocati sulla superficie del terreno negli anni idrologici 2007-'08 e 2008-'09.

Nell'inverno e nella primavera 2008 l'andamento della temperatura registrata dai sensori posti in zone di possibile presenza di permafrost (dal n° 5 al n° 10) è visibilmente "disturbato" dalle condizioni di scarso innevamento e dalla penetrazione del picco di freddo di novembre 2007, che probabilmente ha condizionato la temperatura della superficie del suolo anche per il resto dell'inverno. Tuttavia nella maggior parte dei casi si può osservare una fase di equilibrio principale ad aprile 2008, e una fase precedente a fine gennaio 2008. Nel 2009 invece la fase di equilibrio è stata raggiunta su gran parte dei sensori tra fine marzo e inizio aprile. Queste osservazioni confermano tra l'altro che le misure BTS, eseguite in entrambi gli anni ad inizio aprile, sono state effettuate nel momento più opportuno.

Punto	Quota	2008		2009		Differenza 2009- 2008	Media 2008- 2009
		Termistore WEqT	BTS (5-04)	Termistore WEqT	BTS (10-04)		
Mini-logger 1	2003	+0.3		+0.4		+0.1	+0.35
Mini-logger 2	2206	-0.3	+0.0	+0.5		+0.8	+0.1
Mini-logger 3	2417	-0.1		+0.1		+0.2	+0.0
Mini-logger 4	2608	-0.9		+0.4		+1.5	-0.3
Mini-logger 5	2729	-3.8		-3.1		+0.7	-3.5
Mini-logger 6	2839	-1.9	-1.7	-0.6		+1.3	-1.3
Mini-logger 7	2838	-1.9	-1.7	-0.8	-0.5	+1.1	-1.4
Mini-logger 8	2976	-1.9	-1.6	-0.3		+1.6	-1.1
Mini-logger 9	3104	-5.1		-4.0		+1.1	-4.6
Mini-logger 10	2994	-5.3		-3.5		+1.8	-4.4
BTS 1	2936		-4.7				
BTS 2	2880		-3.3				
BTS 3	2862		-2.7				
BTS 4	2852		-1.9				
BTS 5	2793		-2.6				
BTS 6	2774		-0.4		+0.0	+0.4	-0.2
BTS 7	2825				-2.2		
BTS 8	2822				-1.2		
BTS 9	2705				-1.0		
BTS 10	2700				-1.7		
BTS 11	2549				-1.0		
BTS 12	2541				+0.3		
BTS 13	2540				-0.7		
BTS 14	2543				-1.0		
BTS 15	2546				+0.2		
BTS 16	2536				-0.7		
BTS 17	2540				-0.5		

Tabella 17 - Sintesi delle misure di temperatura superficiale del terreno eseguite nel 2008 e nel 2009.

In Tabella 17 si riporta una sintesi di tutte le misurazioni riguardanti la temperatura superficiale del terreno, nel momento del raggiungimento di condizioni di equilibrio termico. Per i termistori si riporta la WEqT ricavata dai grafici, mentre per le misure BTS si riporta ovviamente l'osservazione istantanea eseguita il giorno del rilievo. Come si può vedere, le misure indicano la presenza di permafrost (possibile con temperatura $<-2^{\circ}\text{C}$, probabile con temperatura $<-3^{\circ}\text{C}$) quasi esclusivamente sui rock glaciers, mentre la presenza di permafrost al di fuori di essi sembra confermata solo sul punto più elevato, collocato a 3104 m. Le misure confermano sostanzialmente i risultati delle osservazioni geomorfologiche e delle indagini sulle sorgenti eseguite su questi rock glaciers, che li indicavano come sostanzialmente "intatti" (attivi o inattivi, con permafrost all'interno). Sui punti in cui è possibile fare confronti, la differenza tra la temperatura misurata nel 2009 e quella misurata nel 2008 varia tra $+0.1$ e $+1.8^{\circ}\text{C}$ e tende ad aumentare con la quota. Si

osserva inoltre come le temperature misurate con la sonda BTS siano regolarmente superiori rispetto alle contemporanee misure dei mini-logger, con differenze di due-tre decimi di grado. Queste differenze sono in gran parte attribuibili alle diverse condizioni di misurazione (la sonda dei mini-logger è completamente immersa nel terreno, con la punta a livello della superficie, mentre la sonda BTS entra in contatto con la superficie solo con la sua punta).

Le due Figure 74 e 75 riportano la relazione tra quota e temperatura nel 2008 e 2009. Ai fini di questa analisi i due tipi di misurazione (BTS e WEqT tramite mini-loggers) vengono considerati perfettamente equivalenti. In entrambi gli anni si osserva un andamento della temperatura scarsamente influenzato dalla quota a partire dai 2000 m e fino a circa 2500-2600 m, con valori termici prossimi al punto di congelamento. A quote più elevate invece la temperatura inizia a scendere e aumenta la correlazione (inversa) tra quota e temperatura. A parità di quota le temperature tendono ad essere più basse sui rock glaciers, come già osservato nel caso delle misurazioni termiche sulle sorgenti. Tuttavia, vista la bassa numerosità del campione sperimentale, non si ritiene opportuno distinguere tra misure eseguite all'interno e all'esterno dei rock glaciers nell'analisi che segue, volta a calcolare i possibili limiti inferiori del permafrost nell'area investigata. In Figura 76 si riportano le due serie annuali di WEqT in funzione della quota. L'andamento della temperatura in funzione della quota è ben rappresentato da una polinomiale di secondo grado, ma potrebbe altrettanto efficacemente essere rappresentata utilizzando una spezzata con discontinuità attorno a 2600 m. Secondo tali funzioni, il limite inferiore del permafrost possibile sarebbe compreso tra 2760 (dati del 2008) e 2925 m (dati del 2009), mentre il limite inferiore del permafrost probabile si collocherebbe tra 2890 (dati del 2008) e 3090 m (dati del 2009).

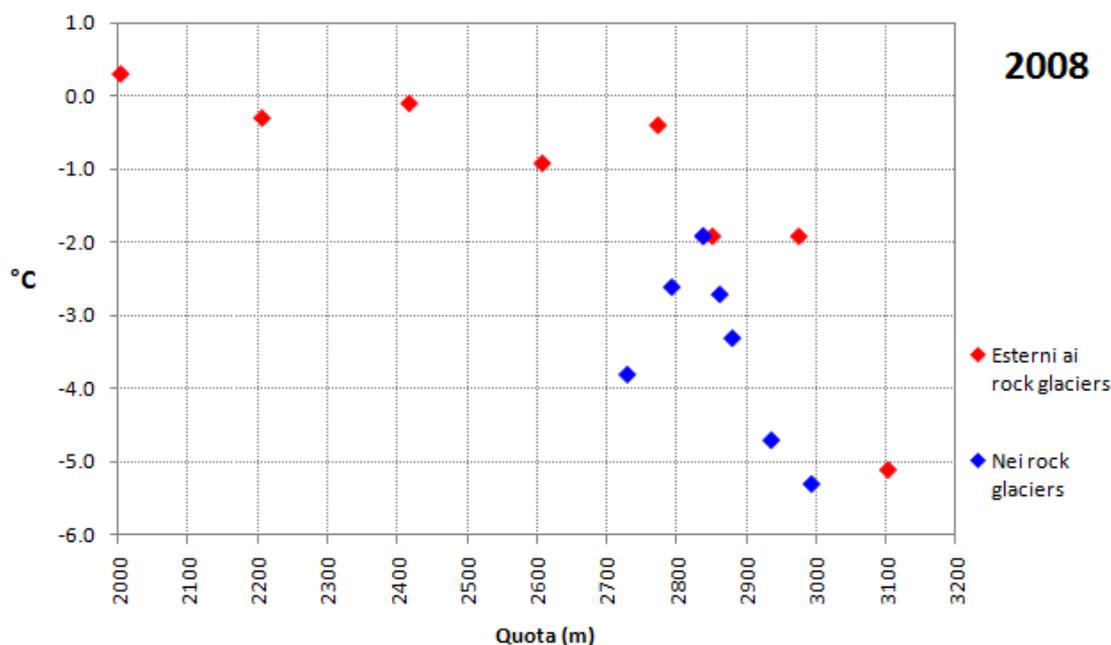


Figura 74 - Relazione tra quota e Winter Equilibrium Temperature misurata nel 2008.

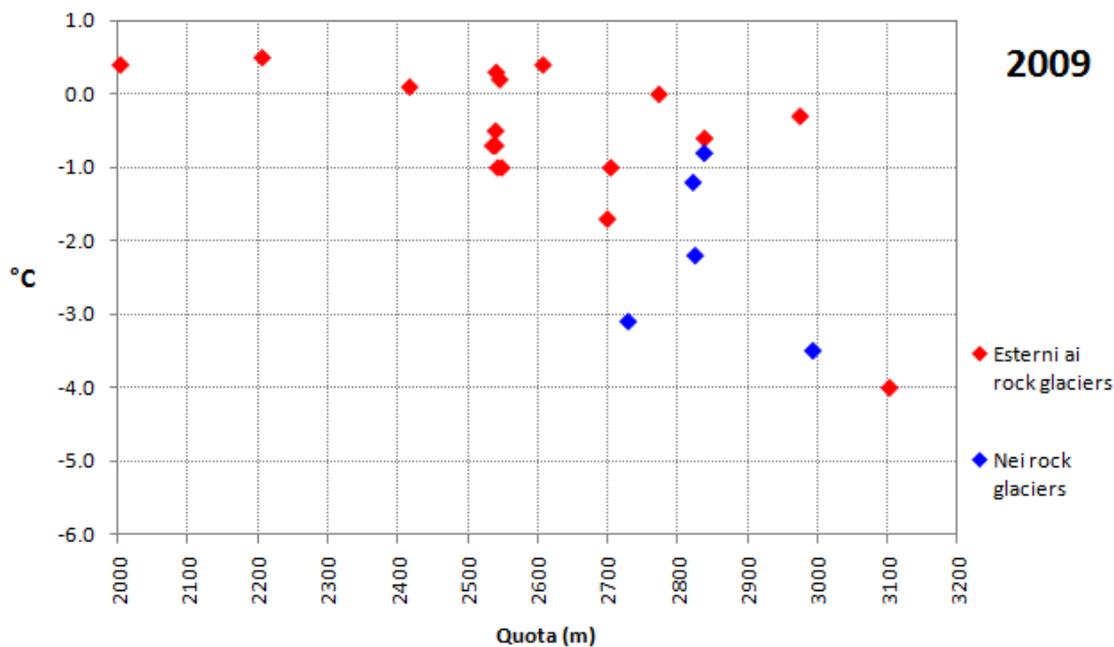


Figura 75 - Relazione tra quota e Winter Equilibrium Temperature misurata nel 2009.

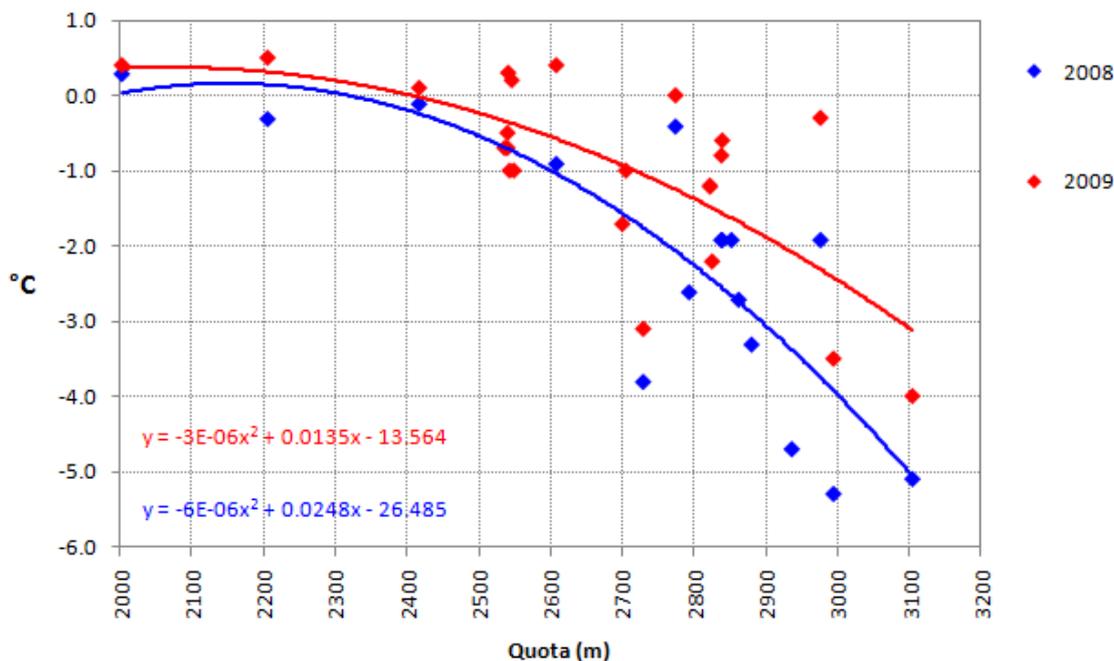


Figura 76 - Relazione tra quota e Winter Equilibrium Temperature misurate nel 2008 e nel 2009.

La Figura 72 riporta la collocazione spaziale delle misure per il 2008 e per il 2009. Assieme alle misure di WEqT e BTS si sono riportate anche le indicazioni ottenute dalle misure sulle sorgenti. Come si può vedere, le indicazioni delle due tecniche di misura sono almeno in un caso contrastanti. Si fa riferimento in particolare al rock glacier Forcola Occidentale, dove le temperature delle sorgenti sono basse ed indicano la probabile presenza di permafrost. Le indicazioni delle misure di WEqT e BTS sono più incerte, e suggeriscono la possibile presenza di permafrost solo su alcuni

settori del rock glacier, in particolare sulla zona inferiore, prossima alla fronte. Un'altra zona dove le indicazioni delle due tecniche di misura sono contrastanti è la falda detritica a grossi massi posta qualche decina di metri a valle del rock glacier Forcola Occidentale. Queste osservazioni sembrano quindi suggerire una certa cautela nell'interpretazione dei risultati delle misurazioni BTS e WEqT, e la necessità di combinare più fonti di informazione. Come si è visto, infatti, la temperatura della superficie del suolo risente in larga misura di ciò che avviene all'esterno, ed è influenzata soprattutto dallo spessore del manto nevoso, dal momento di formazione dello stesso e dalle condizioni termiche che hanno preceduto questo momento. La temperatura delle sorgenti, invece, appare maggiormente collegata alle condizioni termiche del sottosuolo (presenza/assenza di permafrost) e scarsamente influenzata dalle condizioni esterne.

3.3.4 Osservazioni conclusive

Nella Tabella 18 si riportano i limiti altimetrici inferiori del permafrost discontinuo, identificati nell'area di studio per mezzo dei quattro diversi indicatori utilizzati nelle indagini. Nella Figura 77 si riporta una rappresentazione grafica dei risultati.

La quota corrispondente ad una temperatura media annua di -1°C è stata calcolata a partire dalla serie termometrica di Careser diga. Il valore ottenuto, 2655 m, fornisce una prima indicazione di massima e su scala regionale del limite inferiore del permafrost discontinuo, secondo il modello di distribuzione della criosfera alpina proposto da Haerberli (1985).

		Temperatura media annua = -1°C	Censimento dei rock glaciers	Temperature delle sorgenti	Winter Equilibrium Temperature	
					2008	2009
	Periodo d'indagine	1967-2007	2009	2007	2008	2009
Permafrost possibile	Versanti sud	2655	2707	2928 (2697 su rock glacier)	2760	2925
	Versanti nord		2520	2654 (2133 su rock glacier)	-	-
Permafrost probabile	Versanti sud		2707	3124 (2832 su rock glacier)	2890	3090
	Versanti nord		2520	2850 (2632 su rock glacier)	-	-

Tabella 18 - Limiti altimetrici inferiori del permafrost discontinuo in alta val de La Mare, secondo quattro diversi indicatori.

Il censimento dei rock glaciers ha consentito di stimare la presenza di permafrost all'interno dei depositi catalogati come "intatti". La quota inferiore della fronte di questi rock glaciers può essere utilizzata per la stima del limite inferiore del permafrost, che nell'area di studio secondo questo indicatore sarebbe presente a partire dai 2520 m sui versanti con prevalente esposizione settentrionale e dai 2707 m sui versanti con prevalente esposizione meridionale. Tuttavia si tratta di depositi con caratteristiche particolari, che possono favorire la conservazione di permafrost in ambiti altrimenti sfavorevoli (Imhof et al., 2000; Harris e Pedersen, 1998; Humlum, 1997).

Le misurazioni di temperatura delle sorgenti costituiscono la tecnica d'indagine che ha fornito la maggiore numerosità campionaria, tra quelle prese in considerazione. Secondo questa metodologia, i versanti su cui non sono presenti rock glaciers possono contenere permafrost a partire mediamente dai 2791 m, con una differenza di circa 200 m tra i settori esposti a nord (limite a 2654 m) e quelli

esposti a sud (limite a 2928 m). Nel caso dei rock glaciers, però, questi limiti possono essere sensibilmente inferiori, raggiungendo quote prossime ai 2100 m sui versanti settentrionali (valore ottenuto per regressione lineare).

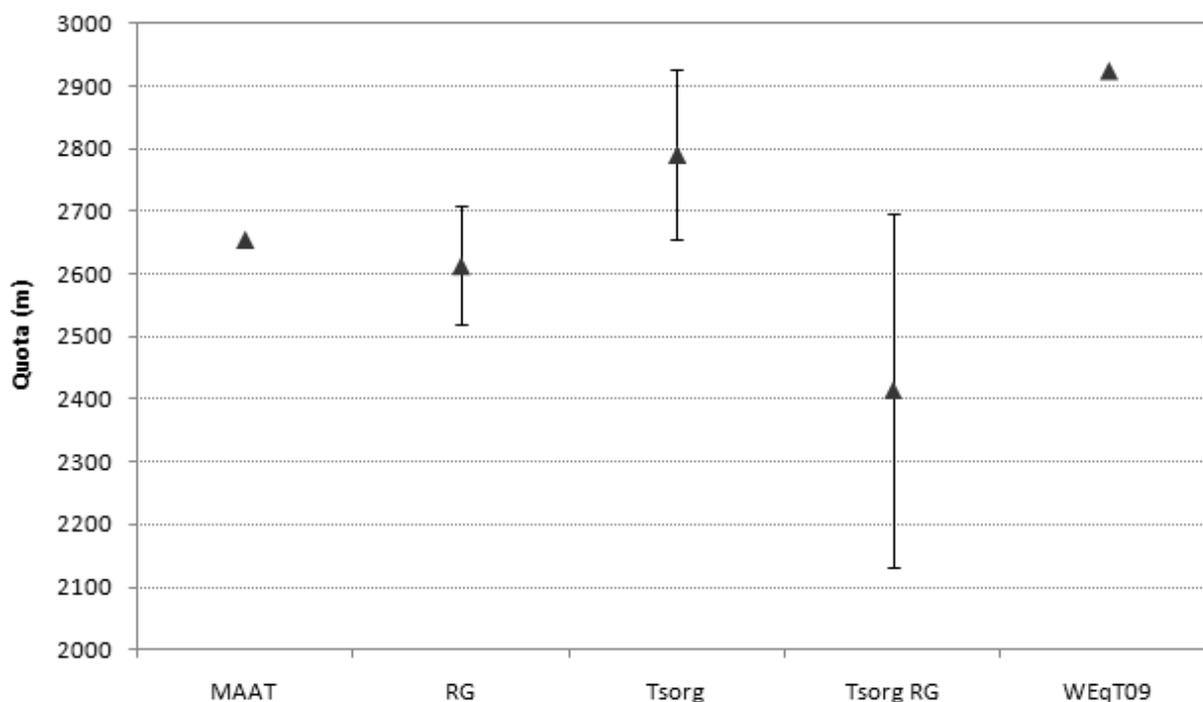


Figura 77 - Rappresentazione grafica dei limiti inferiori del permafrost discontinuo ottenuti mediante diverse tecniche d'indagine (MAAT = temperatura media annua dell'aria; RG = censimento e catalogazione dei rock glaciers; Tsorg = misure di temperatura delle sorgenti su bacini privi di rock glaciers; Tsorg RG = misure di temperatura delle sorgenti alimentate da rock glaciers; WEqT09 = misure di Winter Equilibrium Temperature eseguite nel aprile 2009).

Le misure di WEqT, invece, pongono qualche problema di interpretazione a causa della scarsa numerosità campionaria e del breve periodo di osservazione. In effetti questo tipo di misura deve essere adeguatamente interpretato, poiché: i) fornisce un segnale "indiretto" delle condizioni termiche del sottosuolo, ii) esiste una significativa variabilità interannuale, legata soprattutto all'evoluzione della temperatura dell'aria e del manto nevoso nei mesi che precedono la misurazione (Imhof et al., 2000; Hoelzle et al., 2003; Vonder Mühl et al., 2004; Delaloye, 2004). Le misurazioni in val de La Mare sono state eseguite in due anni con andamento climatico diverso e su versanti prevalentemente esposti a sud. A causa delle caratteristiche di innevamento, probabilmente solo le misure eseguite nell'aprile 2009 forniscono un'informazione utile per la delimitazione del permafrost. Secondo queste misure, sui versanti meridionali il limite inferiore del permafrost discontinuo è posto a 2925 m. Questo valore è in buona corrispondenza con il limite sui versanti meridionali indicato dalle temperature delle sorgenti esterne ai rock glaciers. Tuttavia si è visto che, in certi casi e soprattutto sui rock glaciers, queste due tecniche d'indagine possono dare esiti contrastanti.

In sintesi, si può affermare che esiste una buona corrispondenza tra gli indicatori utilizzati per valutare il limite inferiore del permafrost sui versanti sud con presenza di rock glaciers (Figura 77, dato "RG" e "Tsorg RG", 2700 m circa), mentre sui versanti nord il limite ricavato con regressione lineare dalle temperature delle sorgenti (2100 m circa) non trova conferma, a causa della mancanza di rock glaciers con esposizione settentrionale che raggiungano quote così basse nell'area di studio. Tuttavia recenti indagini sistematiche svolte sul settore meridionale del gruppo Ortles-Cevedale

(Seppi, 2006) hanno messo in evidenza la presenza di depositi intatti fino a 2350 m, e relitti fino a 1980 m. Come si è visto nel caso del rock glacier del lago Lungo, depositi classificabili come relitti sulla base di osservazioni di terreno potrebbero tuttora conservare permafrost (sporadico) al loro interno, come indicato dalla bassa temperatura della sorgente. Al di fuori dei rock glaciers, il limite inferiore del permafrost sui versanti esposti a sud sembra essere collocato attorno ai 2900 m (dato "Tsorg" e "WEqT09" in Figura 77), mentre sui versanti settentrionali l'unica indicazione viene dalle temperature delle sorgenti, che suggeriscono un limite attorno ai 2650 m.

Ulteriori indagini sono necessarie al fine di completare le conoscenze sull'effettiva distribuzione del permafrost in quest'area geografica, dalla ripetizione ed estensione ad aree più vaste delle misure di temperatura delle sorgenti e delle misure di WEqT, all'esecuzione di misure geofisiche e di spostamento superficiale sui rock glaciers. E' inoltre opportuno estendere le indagini sulle aree che attualmente vanno perdendo la copertura glaciale, per studiare la fase di transizione da processi morfogenetici di tipo glaciale a processi periglaciali. E' altresì auspicabile la realizzazione di un censimento di tutte le forme periglaciali presenti nell'intero gruppo Ortles-Cevedale, e l'implementazione di modelli di distribuzione del permafrost che prendano in considerazione, oltre alla temperatura dell'aria, anche la radiazione solare e i processi di accumulo e redistribuzione del manto nevoso.

3.4 Ricerche sulla vedretta Alta dell'Ortles

Le indagini eseguite il 12 giugno 2009 sul settore sommitale della vedretta Alta dell'Ortles sono state descritte nel paragrafo 2.2.2. Si presentano qui di seguito i principali risultati ottenuti durante la giornata di misurazioni, cercando di dare un'interpretazione finalizzata all'obiettivo principale della ricerca, cioè l'ottenimento di informazioni paleoclimatiche mediante perforazione profonda del ghiacciaio, prevista nel 2011 (Barbante et al., 2009).

3.4.1 Indagini glaciologiche

I sondaggi eseguiti nell'area sommitale del ghiacciaio hanno consentito di ottenere informazioni sulla distribuzione spaziale della neve. Lo spessore della neve era abbastanza uniforme (media 240 cm), e l'equivalente in acqua medio dello strato attribuibile all'ultimo inverno era pari a 916 mm. I valori maggiori di spessore, fino a 280 cm, sono stati misurati sul settore centrale. Verso i margini invece lo spessore tendeva a diminuire, con valori minimi di 200 cm. In Figura 78 si riporta un primo tentativo di spazializzazione del dato di equivalente in acqua della neve. La mappatura è stata fatta considerando un "buffer" di 50 m attorno ai sondaggi.

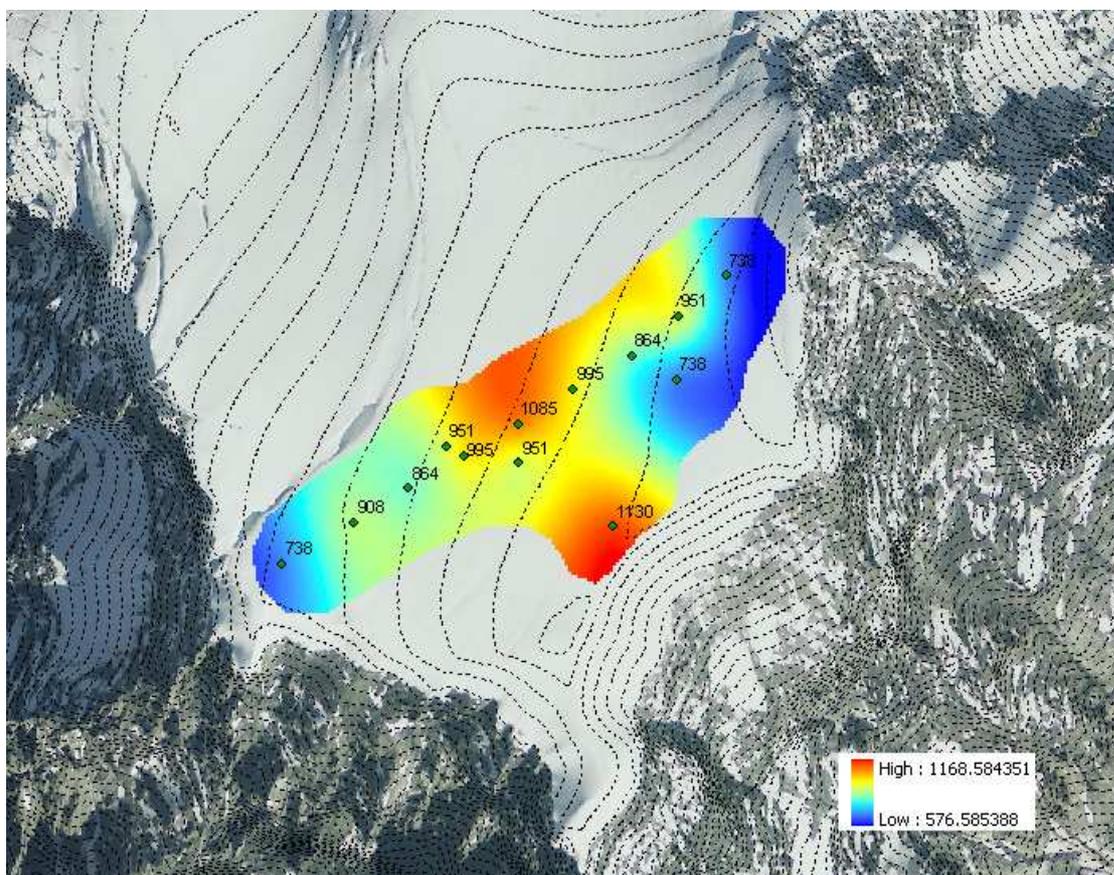


Figura 78 - Distribuzione spaziale dell'equivalente in acqua della neve nell'area investigata tramite sondaggi. I punti rappresentano i sondaggi eseguiti, mentre i valori numerici si riferiscono all'equivalente in acqua. La trincea è stata scavata al centro, nei pressi dei due punti ravvicinati, con w.e. 995 e 951 mm.

La Figura successiva (79) riporta la sezione ricavata in trincea, su cui sono state eseguite le misure di densità, le osservazioni nivologiche e i prelievi di campioni di neve per le analisi chimiche. Sono stati messi in evidenza mediante tratteggio gli strati di polveri che era possibile individuare ad occhio nudo. Questi strati sono utili ai fini dell'interpretazione stratigrafica, unitamente alle informazioni su forma, dimensioni e coesione dei cristalli riportate sul Modello 4 AINEVA (Figura 80).



65 cm di neve recente (6-11 giugno 2009)

- 65 cm

a 130 cm di profondità un secondo strato di polveri, attribuibile ad un evento sciroccale con trasporto di sabbia sahariana nella prima metà di aprile 2009

- 130 cm

a 265 cm di profondità uno strato di polveri segna la transizione al firn 2008. Questo strato di polveri è la superficie estiva 2008. Il firn sottostante ha caratteristiche fisiche molto diverse dalla neve soprastante il livello a -265cm

- 265 cm

A 390 cm di profondità un altro strato di polveri, che probabilmente indica il passaggio al firn 2007, cristallograficamente simile ma con una maggior durezza rispetto allo strato soprastante.

-390 cm

Figura 79 – Sezione verticale del manto nevoso, eseguita mediante trincea. A destra la descrizione degli strati principali e, in rosso, il livello rispetto alla superficie degli strati di polveri.

Handprofil

Ort: **95 ORTLES**

Datum/Zeit: **12.06.2009 11:00**

Station: UFFI

Koordinaten: 618260 / 5151594

Neigung: 13 °

Profilnr: 1

Temp.: -8,0 °C

heller (1/8)

Windrichtung: W

Windstärke: stark

Neuschnee: 0 cm

Beobachter: RP/RD

Höhe ü. M.: 3630 m

Exposition: NW

Wetter/Niederschlag: schneeverwehungen

Bemerkungen: profil zum projekt ortler icecore

HSW: --- mm (HS:452 cm)

Mittlere Dichte: --- kg/m³

Mittl. Rammwiderstand: 1165 N

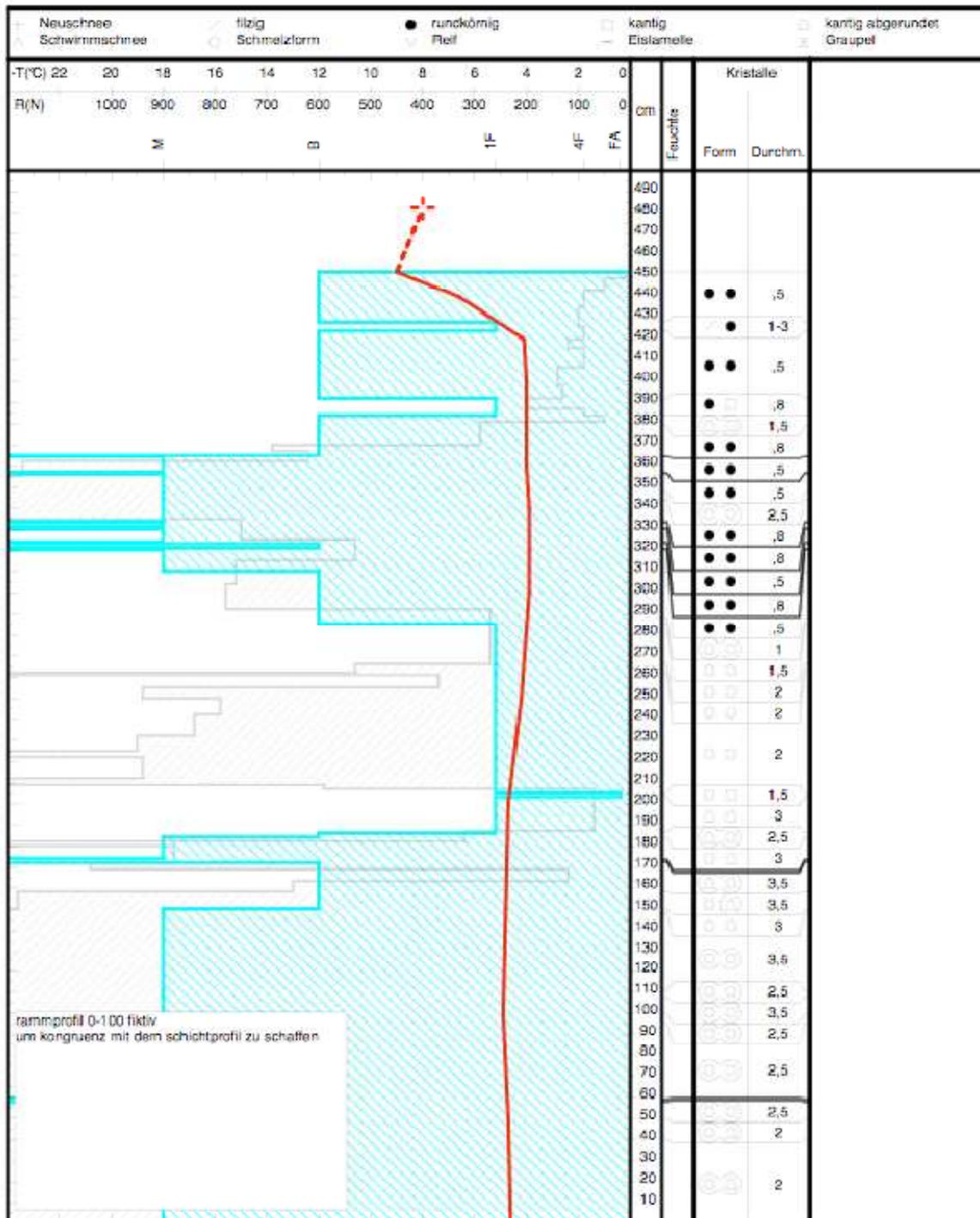


Figura 80 – Modello 4 AINEVA relativo all’analisi nivologica eseguita in trincea. Il modello riporta l’esito delle prove penetrometriche (grafico grigio = test con sonda; grafico azzurro = test della mano), la forma e le dimensioni dei cristalli.

Lo strato di 65 cm posto in superficie era piuttosto omogeneo ed è riconducibile alla fase fredda ed instabile verificatasi la settimana precedente all'uscita. Alla base di questo strato si osservava un primo strato di polveri, e fino a 160 cm di profondità erano presenti piccole lenti di ghiaccio, formatesi per percolazione di acqua di fusione. Questi strati si sono formati in primavera, tra aprile e maggio, in un periodo che ha visto alternarsi fasi fredde ed instabili a fasi più calde e soleggiate. Al di sotto e fino a 265 cm di profondità non sono stati individuati strati di ghiaccio, e la neve si presentava più omogenea, con forme miste in parte arrotondate e in parte sfaccettate. Questo strato è attribuibile all'inverno 2008-2009. A 265 cm di profondità si è invece osservato uno strato di polveri piuttosto abbondanti e un netto cambiamento nelle caratteristiche fisiche della neve, con cristalli di maggiori dimensioni, arrotondati e aggregati in policristalli, e una coesione nettamente superiore agli strati superiori. Queste caratteristiche sono normalmente osservabili su neve che ha subito numerosi cicli di gelo e disgelo, e che presenta quindi un grado avanzato di metamorfismo da fusione e rigelo. Al di sotto di 265 cm di profondità, quindi, è identificabile il nevato (o firm) dell'anno precedente, derivante dalla trasformazione della neve caduta durante l'inverno 2007-'08 e conservatasi durante l'estate 2008. Al di sotto dei 265 cm di profondità il firm si presentava piuttosto omogeneo, fino a 390 cm di profondità, dove un altro strato di polveri marcava probabilmente il passaggio al firm 2007, caratterizzato da una maggior durezza rispetto al firm 2008.

3.4.2 Indagini chimico-fisiche

I risultati delle misurazioni eseguite in trincea e delle analisi dei campioni prelevati tramite carotaggio sono sintetizzati e messi a confronto nella Figura 81. L'asse delle ascisse riporta la profondità degli strati. Nella parte alta della figura sono riportati i dati relativi al carotaggio, nella parte bassa sono invece riportati i dati relativi alla trincea. I due siti distano 13 m l'uno dall'altro, e sono i due punti ravvicinati disposti trasversalmente al transetto di Figura 78, con w.e. pari a 995mm (trincea) e 951 mm (perforazione).

La densità aumenta con la profondità, sia nella trincea, sia nella carota, raggiungendo valori tipici del firm a 10 m di profondità (500-600 kg m⁻³). Ipotizzando una relazione lineare tra profondità e densità, la transizione da firm a ghiaccio è calcolabile attorno a 22-26 m di profondità (assumendo la densità del ghiaccio di ghiacciaio compresa tra 830 e 917 kg m⁻³). Esiste una buona corrispondenza tra la densità misurata in trincea (linea tratteggiata sul secondo grafico dall'alto) e quella misurata nella carota (linea continua). Sono inoltre individuabili alcuni picchi di densità, in corrispondenza di strati particolarmente ricchi di lenti di ghiaccio.

La temperatura mostrava un andamento dapprima crescente tra la superficie e 30-40 cm di profondità, poi lentamente decrescente fino a circa quattro metri di profondità, poi nuovamente crescente. I valori misurati erano pari a -8°C in superficie, tra -4 e -5°C fino a quattro m di profondità, per poi aumentare gradualmente fino a -1.2°C a 10 m di profondità. Il forte gradiente termico nei pressi della superficie, che presentava temperature prossime a quelle dell'aria, era ascrivibile alla fase di raffreddamento atmosferico che si è verificata nei giorni che hanno preceduto il rilievo. Tra 40 cm e 400 cm di profondità la diminuzione di temperatura è spiegabile con la fase mite verificatasi a maggio, che ha innescato un progressivo riscaldamento a partire dall'alto. I valori minimi di temperatura in profondità sono stati misurati a 400 cm, e questo è probabilmente il livello di massima penetrazione della "cold wave" invernale a giugno. La temperatura a 10 metri di profondità non è eccezionalmente bassa, ma è comunque significativamente al di sotto del punto di congelamento, e sembra confermare che, almeno in questo settore, la vedretta Alta dell'Ortles potrebbe essere "politermica" e che l'interfaccia ghiaccio-roccia potrebbe essere congelata.

Sulla base delle osservazioni eseguite in trincea e dei risultati delle analisi chimiche sui campioni di neve e firm, è stata tentata una prima interpretazione stratigrafica preliminare. In Figura 81 gli strati evidenziati in viola sono stati interpretati come "strati estivi", mentre gli altri sono "strati invernali".

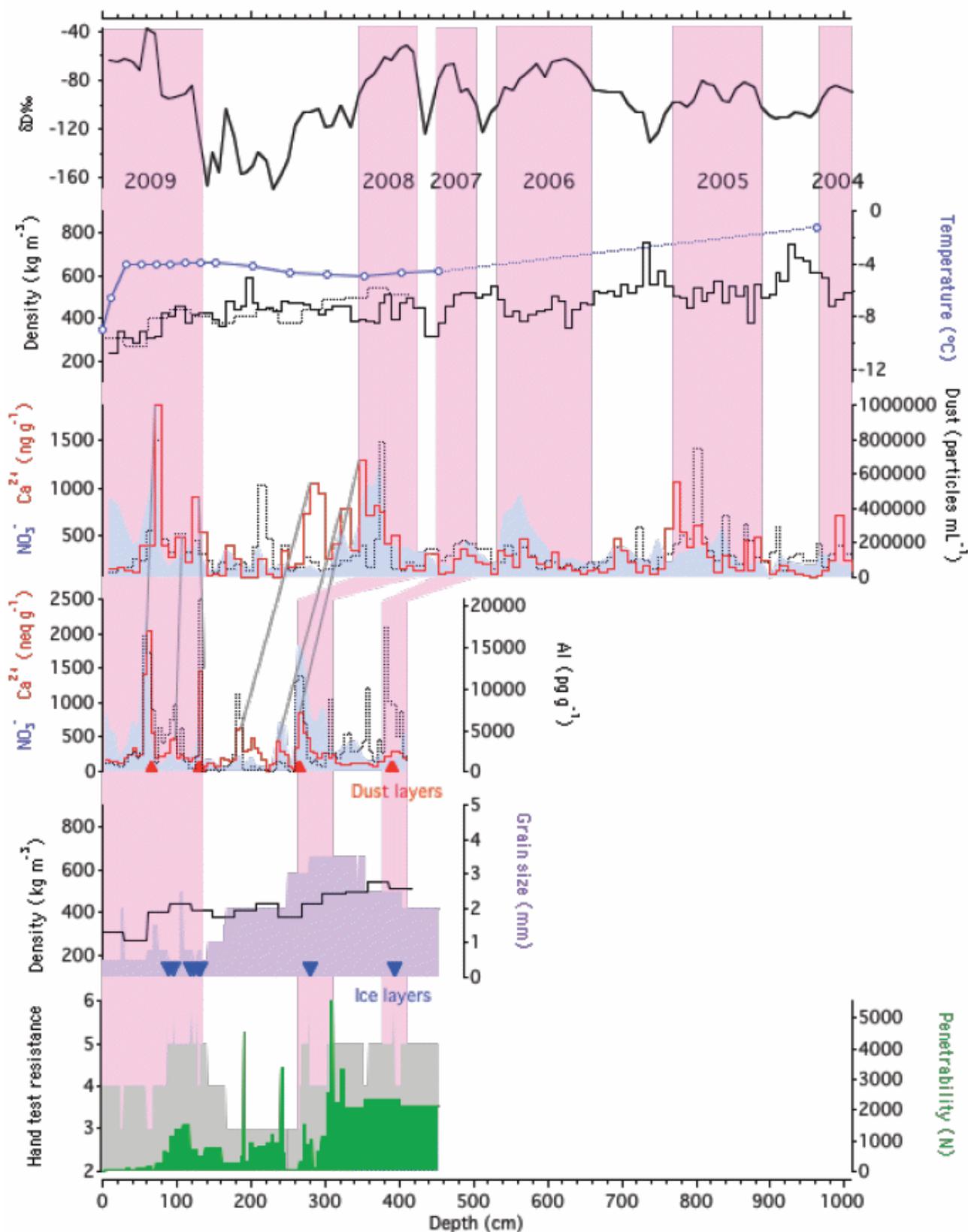


Figura 81 – Confronto tra i principali parametri chimico-fisici misurati sui campioni derivanti dalla carota (parte alta del grafico) e dalla trincea (parte bassa).

Elevati valori di δD indicano temperature elevate durante gli eventi di precipitazione. Elevati valori e picchi negli ioni maggiori (Ca^{2+} , NO_3^- , Al) sono indicatori di strati cristallini o prossimi alla superficie, arricchiti per trasporto e deposizione dalle quote inferiori (turbolenza atmosferica e

termiche) oppure da aree geografiche particolari (ad esempio gli strati di polvere sahariana durante eventi sciroccali). I valori più elevati di δD e i picchi degli ioni maggiori sono in buona corrispondenza, e indicano che il segnale stagionale è abbastanza ben conservato anche in profondità. Sulla base di queste osservazioni è stato possibile identificare 5 strati “estivi”, l’ultimo dei quali riferibile al 2004. Carota e trincea presentano una buona corrispondenza stratigrafica, anche se tra 200 e 400 cm di profondità è stato necessario introdurre un offset di circa 80 cm per far collimare i due profili verticali. Questo offset troverebbe spiegazione in un’anomala distribuzione locale degli accumuli nevosi, dovuta all’azione del vento.

In accordo con questa cronologia preliminare, l’accumulo netto annuale in questo sito del ghiacciaio è stato pari a 447 mm nel 2008, 444 mm nel 2007, 1068 mm nel 2006, 1191 mm nel 2005. L’accumulo netto medio annuale è quindi pari a 787 mm, ma è caratterizzato da un’elevata variabilità interannuale. Questa variabilità è connessa sia all’andamento della stagione di accumulo (ammontare delle precipitazioni e redistribuzione eolica), sia alle condizioni climatiche durante la stagione di ablazione (temperatura e precipitazioni). Durante stagioni estive instabili e fresche è molto probabile che l’ablazione sia pressoché assente e che si formino significativi accumuli di neve. Al contrario, durante estati calde e secche anche a questa quota si possono verificare significative perdite per fusione, che vanno ad intaccare gli strati di neve accumulatisi nei mesi invernali. Si ritiene tuttavia del tutto eccezionale la possibilità che l’ablazione estiva riesca a fondere completamente lo strato invernale, e a raggiungere gli strati delle annate precedenti collocati a maggiore profondità. Tuttavia annate recenti particolarmente calde hanno causato perdite per fusione certamente significative anche in questo sito, con intensa percolazione di acqua negli strati inferiori di firn. L’acqua di percolazione tende a ricongelare a mano a mano che percola, in virtù delle temperature negative misurate anche in profondità. Questi processi di migrazione verticale e di ricongelamento potrebbero alterare sia le condizioni termiche del ghiacciaio (rendendolo “temperato”), sia cancellare in parte o completamente la stagionalità conservatasi negli strati più profondi e, in definitiva, il segnale paleoclimatico.

3.4.3 Indagini geofisiche

Le indagini geofisiche, eseguite con georadar, hanno messo in evidenza uno spessore della neve compreso tra 250 e 300 cm, in buon accordo con i sondaggi, mentre la transizione da firn a ghiaccio di ghiacciaio si collocava mediamente a 24 metri di profondità. Lo spessore massimo stimato, comprendente dalla superficie neve, firn e ghiaccio, è risultato pari a 75 m. Le Figure 82 e 83 illustrano i risultati della geofisica. Nell’asse delle ascisse è riportata la distanza percorsa lungo i transetti, nell’asse delle ordinate è riportato il tempo trascorso tra emissione dell’impulso e ricezione dello stesso. Il grafico superiore rappresenta i dati non traslati, il grafico centrale riporta i dati traslati tenendo conto della topografia superficiale, e il grafico inferiore riporta l’interpretazione più probabile della struttura interna al ghiacciaio. La transizione tra firn ghiaccio, e ancor più la posizione del bedrock, sono abbastanza chiare e ben definite. In particolare, il prolungamento del bedrock oltre il margine del ghiacciaio ben si raccorda con gli spessori misurati, conferendo ulteriore robustezza alle stime strumentali. Esistono altresì riflessioni interne di origine non ben definibile. Si potrebbe trattare sia di strati con inclusioni di acqua, sedimento o aria..

La Figura 84 riporta la distribuzione degli spessori del ghiacciaio, considerando un buffer di 50 m attorno ai punti di misura. Come ci si poteva aspettare, gli spessori massimi pari a 75 m sono collocati al centro del ghiacciaio, mentre decrescevano abbastanza rapidamente verso i margini.

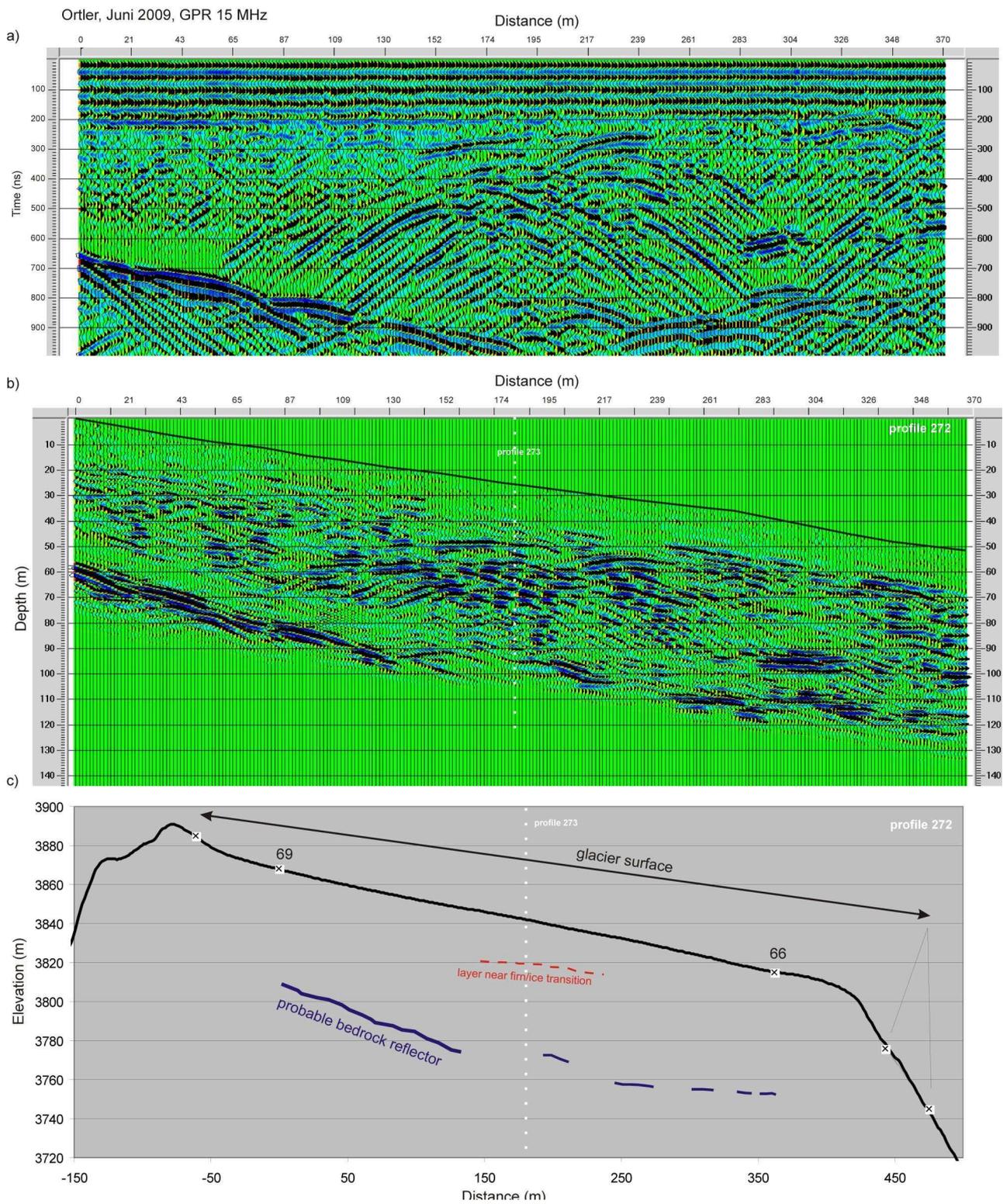


Figura 82 – Esito delle misure georadar lungo il transetto trasversale, con punto iniziale nei pressi della cima dell'Ortles.

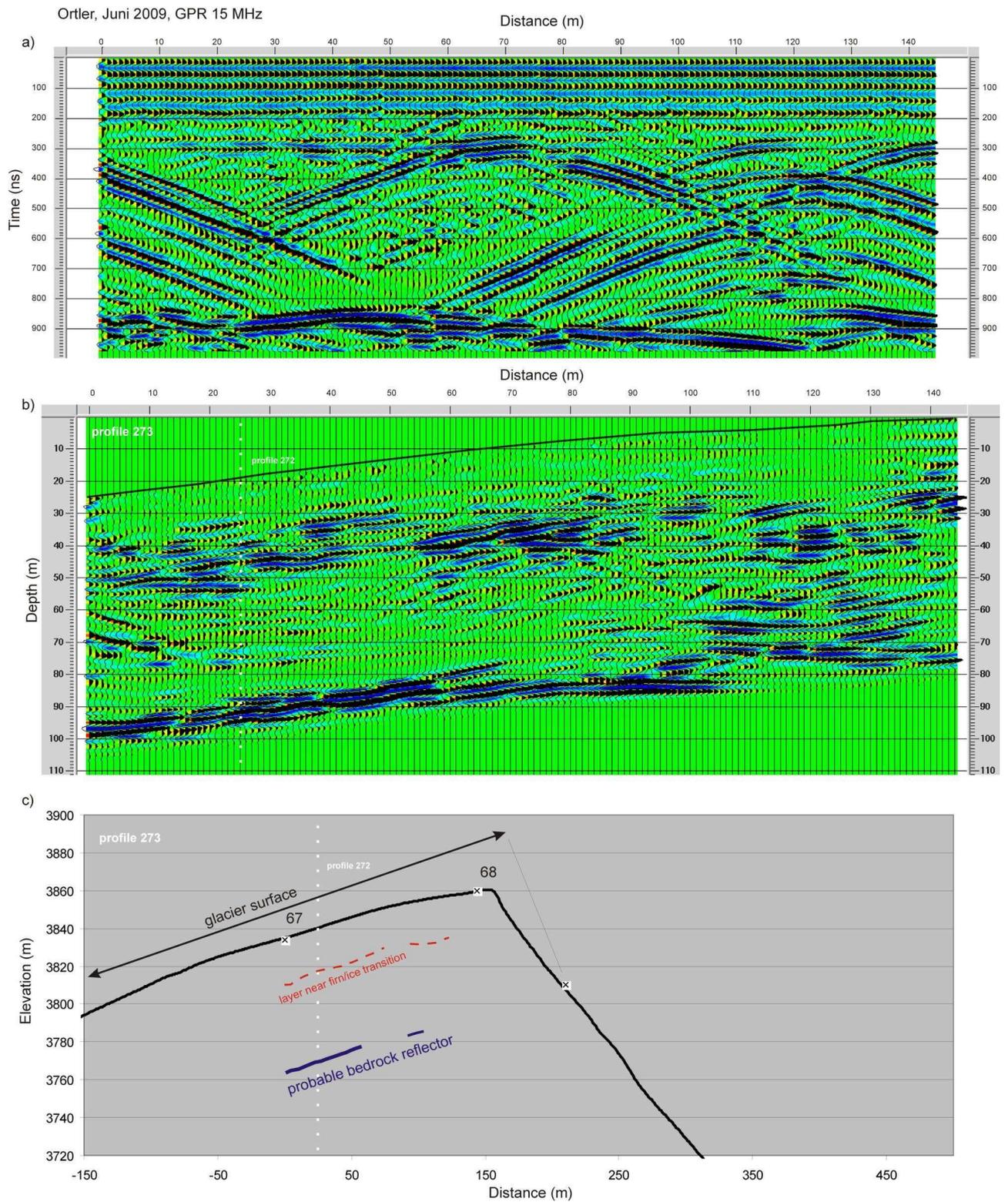


Figura 83 – Esito delle misure georadar lungo il transetto longitudinale, con punto iniziale nei pressi del sito di perforazione superficiale.

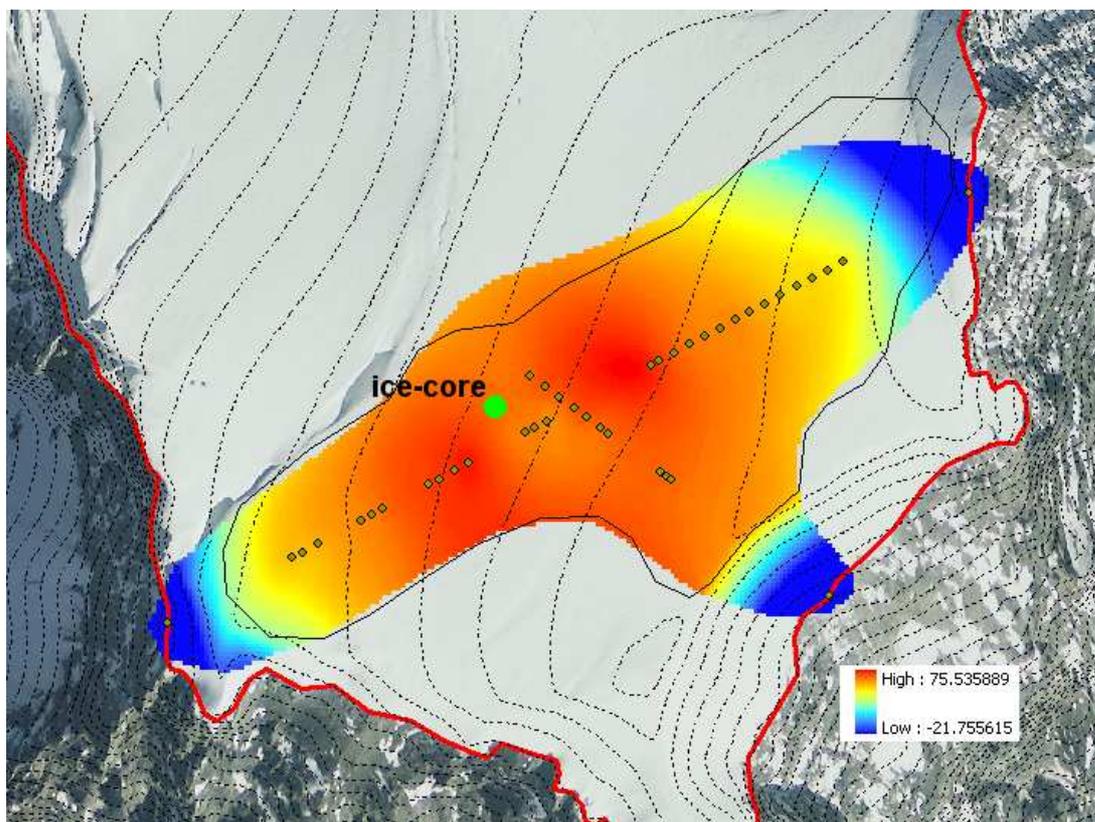


Figura 84 – Distribuzione spaziale degli spessori nell'area investigata tramite georadar. La spazializzazione è stata eseguita selezionando alcuni punti lungo i due transetti e ponendo tre punti con spessore pari a zero sui tre estremi dell'area campionata. I valori negativi si riferiscono ad aree esterne al ghiacciaio.

3.4.4 Osservazioni conclusive

I primi risultati indicano che il sito è adatto ad una perforazione con finalità di ricostruzione paleoclimatica e paleoambientale. Tuttavia le elevate temperature verificatesi durante le ultime stagioni estive hanno prodotto una certa percolazione di acqua di fusione, come visibile sia in trincea sia tramite carotaggio dalle lenti e strati di ghiaccio interni al manto nevoso e al nevato. La percolazione di acqua di fusione, che tende a rigelare a mano a mano che scende in profondità e trova temperature inferiori a 0°C, produce a lungo andare un'alterazione del profilo termico verticale e una perdita del segnale paleoclimatico.

E' quindi necessario intensificare le ricerche per comprendere come quest'area glaciale di alta quota sta rispondendo alle variazioni climatiche in atto. Le analisi in trincea e mediante perforazione superficiale (fino a dieci metri di profondità) hanno evidenziato il notevole potenziale dell'approccio multi-disciplinare, poiché solo incrociando le informazioni chimico-fisiche e glaciologiche acquisite è possibile riconoscere la stagionalità negli strati di neve e firm indagati.

In questo contesto, l'applicazione del modello sviluppato sui ghiacciai della val de La Mare (Carturan et al., 2010b; Capitolo 4) si porrà come elemento decisivo per l'identificazione degli strati stagionali e, in definitiva, per la datazione della carota che verrà estratta in futuro e per il calcolo delle variazioni climatiche avvenute nel passato.

CAPITOLO 4 - MODELLAZIONE DEL BILANCIO DI MASSA GLACIALE

4.1 Considerazioni iniziali

Uno degli aspetti cruciali della modellazione in genere, e a maggior ragione della modellazione idrologica, è la capacità di "generalizzare", cioè di trasferire la conoscenza acquisita in contesti sperimentali altamente controllati a contesti privi di strumenti di misura (Sivapalan, 2005).

I recenti progressi tecnologici hanno consentito di sviluppare modelli a base fisica caratterizzati da un elevato grado di complessità. Questo tipo di approccio modellistico pone spesso l'accento sulla descrizione dettagliata di singoli processi fisici, e la modellazione è frequentemente ottimizzata per situazioni specifiche. La complessità di questi modelli impone però la disponibilità di una gran mole di dati di input e di un elevato numero di parametri (Sivakumar, 2008).

I processi naturali sono per loro natura altamente complessi, e difficilmente misurabili. Diventa quindi impossibile "*simulare tutto*" al di fuori dell'ambito strettamente sperimentale, ed emerge la necessità di "*catturare i processi dominanti*" (Young et al., 1996; Cazorzi and Dalla Fontana, 1996; Grayson and Blöschl, 2000; Woods, 2002). Questo concetto presenta numerosi vantaggi, i più importanti dei quali sono: i) la necessità di un minor numero di dati di input, ii) un minor numero di parametri da calibrare, iii) la capacità di cogliere le caratteristiche fondamentali della risposta idrologica attraverso la simulazione di pochi processi chiave (Tesche, 1986).

Questi concetti, sviluppati nell'ambito della modellistica idrologica, sono ampiamente mutuabili anche nell'ambito della modellazione del bilancio di massa glaciale. L'installazione di stazioni meteorologiche automatiche sui ghiacciai ha recentemente consentito di sviluppare e applicare modelli a base fisica, che hanno portato a notevoli progressi nella comprensione dei processi fisici che regolano gli scambi di energia e di massa. Tuttavia è difficile applicare questi modelli in bacini "ungauged" (cioè privi di strumentazione di misura), sia per insufficiente disponibilità di dati di input, sia per l'elevata incertezza nella stima dei numerosi parametri. Subentrano inoltre problemi di "scala", poiché spesso le scale temporali e spaziali in cui sono stati sviluppati e in cui vanno applicati questi modelli sono diverse (Blöschl, 1999). L'alto numero di parametri implicherebbe, tra l'altro, la disponibilità di un adeguata mole di osservazioni e di dati necessari per la "validazione interna" del modello (Refsgaard, 2001), normalmente non disponibile in bacini ungauged.

Per far fronte a queste difficoltà, sono stati proposti numerosi approcci semplificati di tipo "concettuale", che trattano le variabili meteorologiche più come "indici" dei processi fisici che controllano la fusione del ghiaccio e della neve, che come input per precisi calcoli di bilancio energetico. Il più semplice e più utilizzato è sicuramente il metodo "grado-giorno" (Bergström, 1986), che usa la temperatura dell'aria come unico indice per il calcolo della fusione. Questo metodo funziona bene in applicazioni "concentrate", è facile da calibrare e richiede pochi dati meteorologici in input. Tuttavia si tratta di un metodo altamente empirico, la cui generalizzabilità è messa a dura prova dalla complessità ed eterogeneità degli ambienti glaciali, che normalmente richiedono l'utilizzo di approcci modellistici di tipo distribuito (Hock, 1999; Braithwaite & Zhang, 2000). Inoltre il metodo grado giorno si rivela eccessivamente sensibile alla temperatura dell'aria, mentre in ghiacciaio le componenti radiative del bilancio energetico non sono generalmente trascurabili (Oerlemans, 2001).

Come discusso nei paragrafi introduttivi, il bilancio di massa sui ghiacciai è regolato da un certo numero di processi fisici, alcuni dei quali sono più importanti di altri e possono essere considerati "dominanti". Nel caso dell'accumulo i due aspetti più importanti di cui tener conto sono costituiti

dalla variabilità spaziale degli afflussi di precipitazione e dalla redistribuzione eolica e gravitativa della neve. L'ablazione è invece controllata soprattutto dai gradienti verticali di temperatura, dall'effetto raffreddante delle superfici glaciali, dall'importanza relativa delle componenti termiche e radiative del bilancio energetico (e dalla loro variabilità con la quota), dall'albedo superficiale e dalla copertura nuvolosa.

Un approccio modellistico "applicativo" e generalizzabile deve tener conto di questi processi dominanti, ma nello stesso tempo deve rimanere parsimonioso rispetto ai dati meteorologici richiesti in input, e al numero di parametri di calibrazione. Le variabili meteorologiche più comunemente disponibili sono la temperatura dell'aria e le precipitazioni. Normalmente queste misurazioni vengono effettuate nei fondovalle, e molto raramente sono disponibili osservazioni sui ghiacciai o nelle loro vicinanze. Esiste quindi la necessità di un adeguato processamento dei dati in input, per poter estrapolare correttamente le misurazioni alle aree glaciali su cui si intende simulare il bilancio di massa. I dati vanno controllati, le eventuali lacune vanno riempite e le serie devono essere omogenee. Nel caso delle precipitazioni, per poter ottenere stime attendibili alle quote più elevate si deve tener conto dell'errore strumentale, che tende ad aumentare con la velocità del vento e con la frequenza delle precipitazioni nevose (Carturan et al., 2010a).

I processi dominanti dovrebbero quindi essere parametrizzati utilizzando solo i dati di temperatura e precipitazione, che in molti casi sono gli unici disponibili. Tuttavia esistono alcuni di questi processi che sono praticamente impossibili da simulare se non si hanno informazioni aggiuntive, come ad esempio la redistribuzione della neve e la copertura nuvolosa. Fortunatamente però questi processi mostrano spesso un comportamento prevedibile e una persistenza del pattern spaziale, controllata in primo luogo dalla topografia locale (Erickson et al., 2005). La parametrizzazione di questi processi diventa quindi possibile senza introdurre variabili meteorologiche aggiuntive, mediante l'analisi di modelli digitali del terreno di adeguata risoluzione spaziale (DTM), ottenuti tramite restituzione di rilievi di vario tipo (LiDAR, remote sensing, aerofotogrammetria, ecc....).

4.2 EISModel: l'approccio modellistico

EISModel (Cazorzi et al., 2009) è una versione ampiamente migliorata del modello distribuito descritto da Cazorzi e Dalla Fontana (1996). Si tratta di un modello concettuale ad indice morfo-energetico, che simula i processi di accumulo e di ablazione ad intervalli orari richiedendo in input unicamente i dati di temperatura, precipitazioni, e un modello digitale del terreno (DTM). Si descrivono in seguito le caratteristiche principali del modello e le parametrizzazioni che si sono rese necessarie per la simulazione del bilancio di massa in ghiacciaio. Nella descrizione che segue, X rappresenta lo spazio (pixel), t rappresenta il tempo (ore), J sta per data juliana e s ($s1, s2, \dots, sn$) indicano le stazioni di misura.

4.2.1 Trattamento dei dati di temperatura

Su ogni pixel di quota EL_X la temperatura $T_{X,t}$ è calcolata mediante un gradiente orario (LR_t):

$$T_{X,t} = T_{s1,t} + LR_t(EL_X - EL_{s1}) \quad 14$$

in cui $T_{s1,t}$ è la temperatura interpolata alla stazione di riferimento EL_{s1} . Il gradiente può essere: i) assegnato in input come costante, ii) assegnato in input come variabile oraria, iii) calcolato on-line nel caso siano date in input almeno due stazioni di temperatura. Sulle superfici glaciali il valore di temperatura così calcolato può essere aggiustato in modo da tener conto dell'effetto raffreddante prodotto dal ghiacciaio. A questo scopo si utilizza un algoritmo empirico che mette in relazione l'effetto raffreddante con la distanza di ogni pixel dallo spartiacque glaciale lungo le linee di flusso (upstream ice length, $UGLD$). Due valori percentuali di raffreddamento (Cooling Factor - CF) possono essere assegnati in input per due valori di $UGLD$, in modo da consentire al programma di calcolare i parametri γ_1 e γ_2 della retta di regressione. Durante la simulazione la temperatura viene corretta nel caso in cui $UGLD_X \geq 0$ e $T_{X,t} > 0$, secondo la seguente equazione:

$$T_{X,t} = T_{X,t} - [0.01T_{X,t}(\gamma_1 \cdot UGLD_X + \gamma_2)] \quad 15$$

4.2.2 Trattamento dei dati di precipitazione

I dati grezzi di precipitazione misurati su ogni stazione pluviometrica assegnata in input possono essere inizialmente normalizzati mediante tre funzioni, indipendenti e opzionali. La prima tiene conto dell'errore di misura delle precipitazioni solide (Snow Correction Factor, SCF). Quando la temperatura $T_{s,t}$ alla stazione s è inferiore alla temperatura soglia neve/pioggia (T_{snow}) la precipitazione viene considerata nevosa e il valore registrato dal pluviometro viene corretto moltiplicandolo per SCF :

$$P_{s,t} = P_{s,t} SCF \quad se \ T_{s,t} < T_{snow} \quad 16$$

$$P_{s,t} = P_{s,t} \quad se \ T_{s,t} \geq T_{snow} \quad 17$$

La seconda funzione di normalizzazione consente di considerare la redistribuzione eolica e gravitativa della neve. La redistribuzione eolica è un fattore dominante nei processi di accumulo nevoso su terreno irregolare (Blöschl et al. 1991). Viene calcolato allo scopo un attributo topografico denominato Relative Elevation Attribute, REA (Carturan et al., 2009), dato dalla differenza tra la quota di ogni pixel e la quota media delle celle circostanti. La quota media dell'intorno viene calcolata in un'area circolare il cui raggio viene specificato in input. Successivamente il REA viene convertito in un indice di redistribuzione eolica ($REAindex$), che assume valore maggiore di uno nelle aree depresse, minore di uno nelle aree convesse e sulle creste,

e valore prossimo a uno nelle aree piatte e pianeggianti. I limiti inferiori e superiori di *REIndex* vengono assegnati in input dall'utente. La redistribuzione gravitativa è basata sull'algoritmo di trasporto e deposizione di massa (mass transport and deposition, *MTD*) proposto da Gruber (2007), applicato con alcuni aggiustamenti. I due fattori di redistribuzione vengono combinati in uno Snow Redistribution Factor (*SRF*). Come si vede il calcolo di *SRF* si basa unicamente sul DTM e viene applicato alla precipitazione solo nel caso in cui essa sia solida.

Nelle aree montuose la precipitazione normalmente aumenta con la quota, a causa dell'effetto dell'orografia. Questo fenomeno può essere simulato mediante una terza funzione di normalizzazione, utilizzando un gradiente lineare denominato *NABP* (% km⁻¹). In questo modo tutti i dati di precipitazione possono essere normalizzati ad una quota di riferimento.

4.2.3 Simulazione dei processi di accumulo

Su ogni pixel la precipitazione $P_{X,t}$ viene calcolata mediando tramite un Inverse Distance Weighting (*IDW*) i dati orari di precipitazione normalizzata $P_{s,t}$ di ogni stazione:

$$P_{X,t} = \sum_{s=1,sn} (P_{s,t} W_{X,s}) \quad 18$$

considerando $W_{X,j}$ il peso di ogni stazione s rispetto al pixel X . La precipitazione viene quindi aggiustata in funzione della quota del pixel utilizzando il gradiente lineare *NABP*. Se la temperatura alla quota del pixel è superiore alla soglia neve/pioggia, la precipitazione va ad aumentare il contenuto in acqua liquida del manto nevoso (*LQW*), altrimenti la precipitazione è nevosa e va ad aumentare l'equivalente in acqua del manto nevoso (*WES*), includendo anche l'effetto della redistribuzione per mezzo di *SRF*:

$$LQW_X = LQW_X + P_{X,t} \quad \text{se } P_{X,t} > 0 \text{ e } T_{X,t} \geq T_{snow} \quad 19$$

$$WES_X = WES_X + P_{X,t} SRF_X \quad \text{se } P_{X,t} > 0 \text{ e } T_{X,t} < T_{snow} \quad 20$$

In condizioni di basse temperature, viene fatta congelare una frazione dell'acqua liquida contenuta nel manto:

$$LQW_X = LQW_X - FRZ(T_{melt} - T_{X,t}) \quad e \quad 21$$

$$WES_X = WES_X + FRZ(T_{melt} - T_{X,t}) \quad \text{se } T_{X,t} < T_{melt} \text{ e } WES_X > 0 \quad 22$$

dove *FRZ* è un Freezing factor (mm °C⁻¹ hr⁻¹)

4.2.4 Simulazione dei processi di fusione

Il manto nevoso fonde quando $T_{X,t} > T_{melt}$ e $WES_X > 0$. La fusione $MLT_{X,t}$ converte la neve in acqua liquida, che va ad aumentare il contenuto in acqua liquida del manto nevoso:

$$WES_X = WES_X - MLT_{X,t} \quad e \quad LQW_X = LQW_X + MLT_{X,t} \quad 23$$

L'acqua liquida in eccesso percola attraverso l'intero manto nevoso e giunge al terreno o al ghiaccio circostante. Lo stesso meccanismo di calcolo viene applicato al ghiaccio.

Fusione da pioggia

Quando la fusione è causata dalla pioggia ($P_{X,t} > 0.2$ mm) il flusso energetico sulla superficie è dominato dalla radiazione ad onda lunga e dagli scambi turbolenti. In queste condizioni è possibile assumere una drastica semplificazione del bilancio energetico, poiché la radiazione ad onda lunga e gli scambi turbolenti sono direttamente correlati alla temperatura dell'aria. Si usa quindi una funzione ad indice termico:

$$MLT_{X,t} = (RMF + 0.0125P_{X,t})T_{X,t} \quad 24$$

dove RMF è un Ranfall Melt Factor ($\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ hr}^{-1}$), considerando che l'energia fornita da un mm di pioggia fonde $0.0125 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1}$.

Fusione termica e radiativa

Il cuore del modello è costituito dall' algoritmo di fusione (Cazorzi and Dalla Fontana, 1996) che in sostanza è un "grado-giorno" con fattore di fusione variabile sia nello spazio, sia nel tempo. L'algoritmo di fusione viene attivato quando la temperatura dell'aria $T_{X,t}$ ($^\circ\text{C}$) supera la temperatura di fusione:

$$TM_{X,t} = T_{X,t} - T_{melt} \quad 25$$

$$MLT_{X,t} = [TMF \cdot EMF] TM_{X,t} \cdot EI_{X,t}(1 - \alpha_{X,t}) = CMF \cdot TM_{X,t} \cdot EI_{X,t}(1 - \alpha_{X,t}) \quad 26$$

dove $\alpha_{X,t}$ è l'albedo, $EI_{X,t}$ è la radiazione globale "potenziale" in condizioni di cielo sereno (CSR , Wm^{-2}), che viene utilizzata come indice energetico, TMF e EMF coefficienti empirici chiamati Temperature ($\text{mm h}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$) and Energy ($\text{mm h}^{-1} \text{ W}^{-1} \text{ m}^2$) melt factors, CMF è il prodotto dei due, un Combined melt factor ($\text{mm h}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1} \text{ W}^{-1} \text{ m}^2$). E' inoltre possibile utilizzare due algoritmi di fusione alternativi: un algoritmo "additivo" (Pellicciotti et al., 2005) e un algoritmo "combinato" (Hock, 1999):

$$MLT_{X,t} = [TMF \cdot TM_{X,t}] + [EMF \cdot EI_{X,t}(1 - \alpha_{X,t})] \quad 27$$

$$MLT_{X,t} = [TMF + EMF \cdot EI_{X,t}(1 - \alpha_{X,t})] TM_{X,t} \quad 28$$

Fusione notturna

La fusione si riduce nelle ore notturne (tra tramonto ed alba reali calcolati in funzione dell'orizzonte apparente di ciascun pixel) come conseguenza della riduzione di energia disponibile. In questo contesto il ruolo dell'indice energetico diventa trascurabile e la temperatura dell'aria diventa dominante nei processi di scambio energetico. Nel caso si siano adottati l'algoritmo "combinato" o quello "additivo" viene posto $EI_{X,t} = 0$ e la fusione viene determinata dalla sola componente termica. La stessa soluzione con l'algoritmo "moltiplicativo" annullerebbe la fusione quindi viene posto $EI_{X,t} = EImin_{X,J}$. Il valore minimo di EI per il pixel X viene ricavato a partire da due valori dati in input $Emin$ ed $Emax$, e varia in funzione della data giuliana J (1-365), o meglio dell'ora del tramonto Tr_J che è massima al solstizio estivo Tr_{Se} e minima a quello invernale Tr_{Si} :

$$EImin_{X,J} = Emin + \{0.0025 (Emax - Emin) \cdot \exp[6 (2Tr_J - 2Tr_{Si}) / (2Tr_{Se} - 2Tr_{Si})]\} \quad 29$$

L'algoritmo, totalmente empirico, produce una armonica che ha il minimo, corrispondente a $Emin$, in coincidenza con il solstizio invernale e il massimo, corrispondente a $Emax$, in coincidenza con quello

estivo. Esso è stato ricavato interpolando i valori minimi rilevati su mappe di radiazione potenziale giornaliera calcolate per le diverse date.

Calcolo della radiazione globale con cielo sereno

L'elemento chiave per la simulazione è costituito da una corretta distribuzione dell' $EI_{X,t}$ che tenga conto di tutti i fattori che influenzano l'afflusso potenziale di radiazione, in condizioni di cielo limpido, sui diversi punti della superficie del bacino. La procedura prevede l'assunzione di alcune grandezze di carattere generale e una sequenza di calcoli condotti alla scala dei singoli pixel. Il dato di partenza è la densità del flusso radiante esotmosferico, nota come "costante solare". In realtà tale grandezza varia con la variazione della distanza terra-sole dovuta all'eccentricità dell'orbita. Secondo Lee (1980) la radiazione potenziale su superficie orizzontale è valutabile in funzione di una costante (solare) stimabile (Granger e Gray, 1990) in 1.35 kW m^{-2} . Gli effetti dell'atmosfera vengono considerati con esclusivo riferimento alle condizioni di cielo limpido, introducendo la profondità ottica (adimensionale) che influenza la componente diretta (R_i) della radiazione a terra (Ranzi e Rosso, 1991). La componente diffusa (R_d) è invece legata alla diffusività (adimensionale) che è la frazione di radiazione che viene diffratta fuori dal fascio, verso la terra, senza essere assorbita dalle molecole dell'atmosfera. Nota la latitudine e la data giuliana, l'algoritmo di Swift (1976) consente il calcolo della declinazione solare e quindi dell'ora dell'alba e del tramonto astronomiche. Il calcolo viene quindi caratterizzato in base alle specificità topografiche locali; dal DTM del bacino vengono ricavati per ciascun pixel la pendenza, l'esposizione e l'occlusione dell'orizzonte. Da tali dati è calcolata la frazione di cielo visibile per ciascuna cella al netto dell'auto-ombreggiamento (per pendenza ed esposizione) e delle occlusioni prodotte dal contorno apparente (Dubayah et al., 1990). Si ricava quindi la posizione oraria del sole, lo zenith e l'azimuth (Oke, 1987 e Lee, 1980). Durante le ore di luce, nel caso il sole non sia occluso dall'orizzonte apparente, viene calcolato l'angolo di incidenza su ciascuna cella di assegnata inclinazione e orientamento. R_d e R_i vengono calcolate in kJ m^{-2} per ogni intervallo di durata d (10, 15, 30 o 60 minuti, specificati in input) di ogni giorno tra alba e tramonto. Viene considerato solo un numero intero di intervalli e vengono trascurate eventuali frazioni di intervallo. Dai dati degli intervalli vengono calcolati i valori orari espressi in W m^{-2} .

Simulazione dell'albedo

L'albedo gioca un ruolo fondamentale sul bilancio energetico delle superfici glaciali, che alle medie latitudini è dominato dagli input di radiazione ad onda corta (Arnold and others, 1996; Greuell and Smeets, 2001; Willis and others, 2002). Sulla superficie dei ghiacciai possono essere presenti substrati dalle caratteristiche molto diverse, dalla neve fresca altamente riflettente al ghiaccio ricco di impurità e detrito. EISModel calcola l'albedo su ogni pixel in funzione della "somma termica" del manto nevoso, mediante una funzione di decadimento e un meccanismo di soglie di equivalente d'acqua. Ad ogni nevicata viene creato e attivato un nuovo strato, con albedo pari a quello della neve fresca (assegnato in input). Quando la temperatura supera il punto di fusione, la somma termica positiva assegnata allo strato superficiale σ viene aumentata e l'albedo viene fatto decrescere come segue:

$$\Sigma T_{X,\sigma} = \Sigma T_{X,\sigma} + T_{X,\sigma} \quad 30$$

$$\alpha_{X,t} = \beta_1 - \beta_2 \cdot \log_{10}(\Sigma T_{X,\sigma}) \quad 31$$

dove β_1 e β_2 sono i parametri della funzione di decadimento dell'albedo, assegnati in input {default $\beta_1 = 0.90$ e $\beta_2 = 0.10$ }. La somma termica e l'albedo di ogni strato vengono tenuti in memoria anche

nel caso si sovrapponga un nuovo strato di neve fresca. Lo strato "attivo" è sempre il più superficiale, e quando questo fonde completamente la somma termica e il calcolo dell'albedo ripartono dai valori memorizzati per lo strato sottostante. L'albedo del ghiaccio è assunto costante nel tempo, e può essere assegnato in input come un singolo valore uniforme su tutte le superfici glaciali, oppure per mezzo di una mappa che ne descrive la variabilità spaziale. All'inizio della stagione di accumulo (normalmente il primo di ottobre sull'emisfero nord) la neve residua viene considerata firn, e convertita ad un unico strato.

Simulazione della copertura nuvolosa

Durante l'estate è frequente l'osservazione di un andamento tipico della copertura nuvolosa durante il giorno, in molte aree alpine. In assenza di perturbazioni il cielo è prevalentemente sereno al mattino, ma in seguito la copertura nuvolosa tende ad aumentare fino a raggiungere un massimo nel pomeriggio, a causa dell'attività termoconvettiva che provoca la formazione di nubi cumuliformi. Di conseguenza, le aree esposte ad est tendono a ricevere una maggior percentuale di radiazione "potenziale", rispetto alle aree con esposizione occidentale. Questo comportamento può influire sensibilmente sull'effettiva distribuzione dell'energia disponibile per la fusione.

Il modello può opzionalmente utilizzare un Cloud Index (*CI*) che tiene conto di questo fenomeno. Il *CI* viene calcolato mediante una funzione armonica asimmetrica che viene aggiornata su ogni giorno di simulazione. Il fattore *CI* è posto uguale a zero sui pixel con esposizione corrispondente all'azimut dell'alba, ed è posto uguale a uno sui pixel con esposizione uguale all'azimut del tramonto. Viene in seguito usato un fattore di pesatura (Cloud Correction Factor, *CCF*, assegnato in input), per modulare l'effetto di *CI* su *CSR*, riducendola a *RCSR*:

$$RCSR_{x,t} = CSR_{x,t}(1 - CCF \cdot CI_{x,j}) \quad 32$$

La copertura nuvolosa varia sia nel tempo, sia nello spazio. La variabilità temporale è attribuibile alla circolazione generale dell'atmosfera e alla convezione termica, e può essere colta mediante la procedura di calibrazione dei fattori di fusione e di *CI* e *CCF*. La variabilità spaziale dipende soprattutto dalla circolazione generale atmosferica, ma può essere influenzata anche dall'orografia locale che dà origine alla formazione di persistenti nubi orografiche. Per tener conto di questa variabilità spaziale, EISModel può opzionalmente ridurre *CSR* per mezzo di un fattore moltiplicativo "climatico" (*CLI*), che viene posto uguale a uno sui pixel "indisturbati", e minore di uno sui pixel interessati da copertura nuvolosa. Questo fattore correttivo può essere assegnato in input per mezzo di una mappa.

4.3 Applicazione di EISModel nel periodo 2003-2008 sui ghiacciai dell'alta val de La Mare

Questo paragrafo descrive l'applicazione di EISModel sui ghiacciai del Careser e de La Mare, nel periodo 2003-2008. L'obiettivo dell'applicazione modellistica è stato duplice: i) verificare la bontà delle nuove parametrizzazioni proposte per l'applicazione del modello in ambito glaciale, e ii) verificare la possibilità di ottenere buoni risultati nella simulazione del bilancio di massa mediante l'utilizzo esclusivo di input meteorologici provenienti da stazioni esterne ai ghiacciai.

Nella prima parte si spiega come è stata preparata la simulazione, descrivendo il processamento off-line dell'input meteorologico e il calcolo dei parametri. Nella seconda parte si presentano e si discutono i risultati della modellazione delle componenti stagionali del bilancio di massa (bilancio invernale e bilancio estivo), e successivamente si propone un'applicazione del modello eseguita su un singolo run che comprende l'intero quinquennio 2004-2008. Per finire si descrive un'applicazione nell'anno idrologico 2002-2003, caratterizzato da temperature estive estremamente elevate.

Nella tabella che segue si riporta un inquadramento climatico del periodo di simulazione. Si tratta di un periodo molto variabile dal punto di vista delle condizioni meteorologiche, con alcune stagioni che possono essere considerate "estreme" (ad esempio l'estate 2003, oppure l'inverno 2007). E' quindi un periodo sicuramente adatto a testare il comportamento del modello e la sua capacità di cogliere la variabilità temporale del bilancio di massa glaciale, nonostante la relativa semplicità dell'approccio modellistico e i pochi dati meteorologici necessari come input.

Anno	Stagione di accumulo (ottobre-maggio)		Stagione di ablazione (giugno-settembre)	
	Precipitazione (%)	Temperatura (°C)	Precipitazione (%)	Temperatura (°C)
2002-2003	+6.7	-0.3	-16.1	+3.0
2003-2004	+21.0	+0.0	-43.8	+0.5
2004-2005	-19.1	+0.2	-13.7	+0.6
2005-2006	-18.7	-0.5	-4.7	+1.2
2006-2007	-18.6	+3.2	+24.8	-0.1
2007-2008	+13.2	+0.5	+39.1	+0.3

Tabella 19 - Anomalie stagionali di temperatura e precipitazioni alla stazione di Careser diga, nel periodo 2003-2008, rispetto alla media climatica.

4.3.1 Implementazione del modello

Trattamento dei dati meteorologici di input

I dati di temperatura e precipitazione usati per l'applicazione del modello sui ghiacciai del Careser e de La Mare (Figure 13 e 14), provengono dalle stazioni di Careser diga (2605 m) e Cogolo Pont (1200 m) (Figure 11 e 13). Queste stazioni distano rispettivamente 4 km e 8 km dai ghiacciai considerati, e vista la loro collocazione geografica si possono considerare al di fuori della sfera d'influenza microclimatica dei due corpi glaciali.

La Figura 85 mette a confronto i valori orari simultanei di temperatura misurati da queste due stazioni e dalla stazione automatica collocata sul ghiacciaio de La Mare. La correlazione tra temperature misurate all'interno e all'esterno del ghiacciaio è superiore nel caso della diga del Careser, rispetto a Cogolo Pont. Oltre che alla maggiore distanza geografica, questo comportamento è da attribuire alle frequenti inversioni termiche e alla maggiore escursione termica giornaliera che

interessano le stazioni di fondovalle. L'effetto di raffreddamento presente in ghiacciaio si manifesta con un'evidente discontinuità nella c.d. "sensibilità climatica" (definita come il rapporto tra la variazione di temperatura dell'aria sul ghiacciaio e la variazione di temperatura al di fuori di esso), con temperature positive.

L'effetto raffreddante produce un vento di caduta che spirava in modo abbastanza costante sui ghiacciai durante la stagione di fusione. La massa d'aria che si muove verso il basso, scorrendo sopra la superficie del ghiacciaio, è soggetta a due principali meccanismi di scambio energetico: i) raffreddamento per cessione di calore sensibile alla superficie, ii) riscaldamento adiabatico. La pendenza locale della superficie regola la prevalenza dell'uno o dell'altro termine. Di conseguenza sulle aree più ripide prevale l'effetto di riscaldamento adiabatico, mentre sulle aree più pianeggianti prevale l'effetto di raffreddamento per cessione di calore sensibile (Greuell e Bohm, 1998).

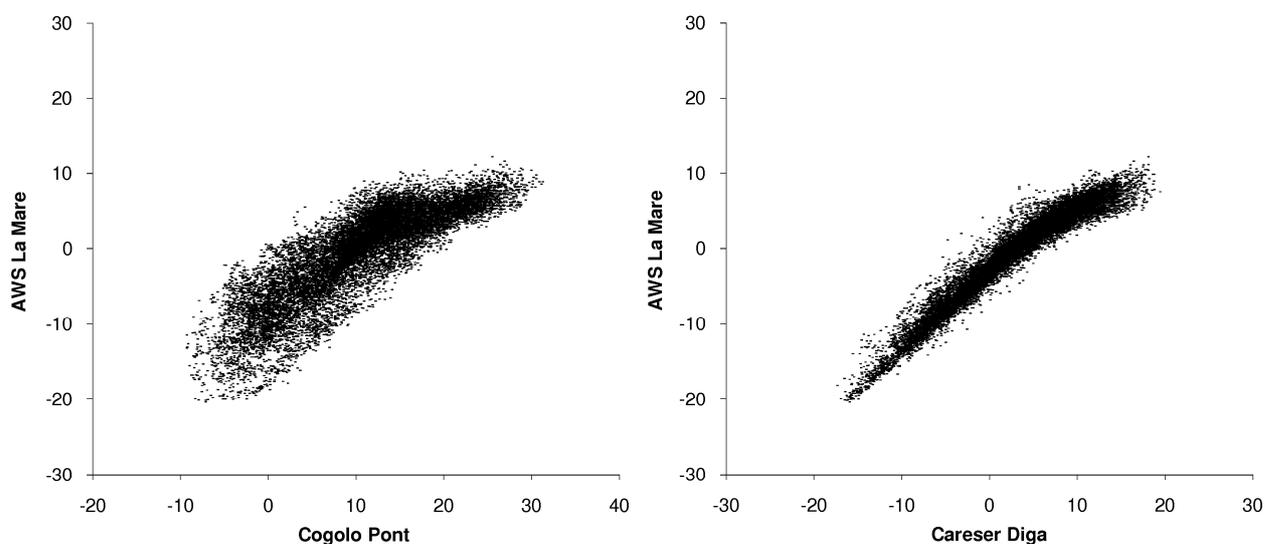


Figura 85 - Confronto tra misure simultanee di temperatura dell'aria all'AWS del ghiacciaio de La Mare (2980 m), a Cogolo Pont (1200 m) e a Careser diga (2605 m).

I dati di temperatura oraria misurati a Careser diga e a Cogolo Pont sono stati preliminarmente controllati per verificarne l'omogeneità e integrare eventuali lacune. In seguito si è cercato di mettere a punto una procedura di calcolo affidabile della temperatura in ghiacciaio, a partire dai dati di queste due stazioni. Le estrapolazioni sono state confrontate con i dati misurati all'AWS installata sul ghiacciaio de La Mare. I dati di questa stazione sono inoltre stati usati per calcolare il fattore di raffreddamento (Cooling Factor CF), dato dalla pendenza della retta di regressione (calcolata con il metodo dei minimi quadrati) tra i valori di temperatura positivi misurati all'AWS e le contemporanee temperature nella "libera atmosfera", estrapolate mediante regressione lineare con la quota a partire dai dati delle stazioni. Sono stati testati i seguenti metodi di calcolo della temperatura in ghiacciaio: i) gradiente costante con e senza CF , ii) gradiente variabile di ora in ora, calcolato tra Careser diga e Cogolo Pont, con e senza CF . Il miglior metodo per la stima della temperatura in ghiacciaio è risultato essere quello che utilizza gradienti termici verticali variabili di ora in ora, con successiva riduzione della temperatura mediante un CF medio pari a 0.34.

Come visibile in Figura 86, solo considerando l'effetto raffreddante esercitato dalle superfici glaciali è possibile pervenire ad una stima corretta della temperatura. Trascurandolo si ottengono sistematiche sovrastime della temperatura in ghiacciaio, sopra gli 0°C . L'effetto raffreddante si è rivelato variabile nel tempo, con valori massimi di CF nell'estate 2006 (0.40) e valori minimi nell'estate 2008 (0.23). Questa variabilità temporale sembra essere collegata alla circolazione

generale dell'atmosfera, con sensibilità climatica minima durante fasi calde e anticicloniche e massima durante fasi instabili e cicloniche (Tabella 20).

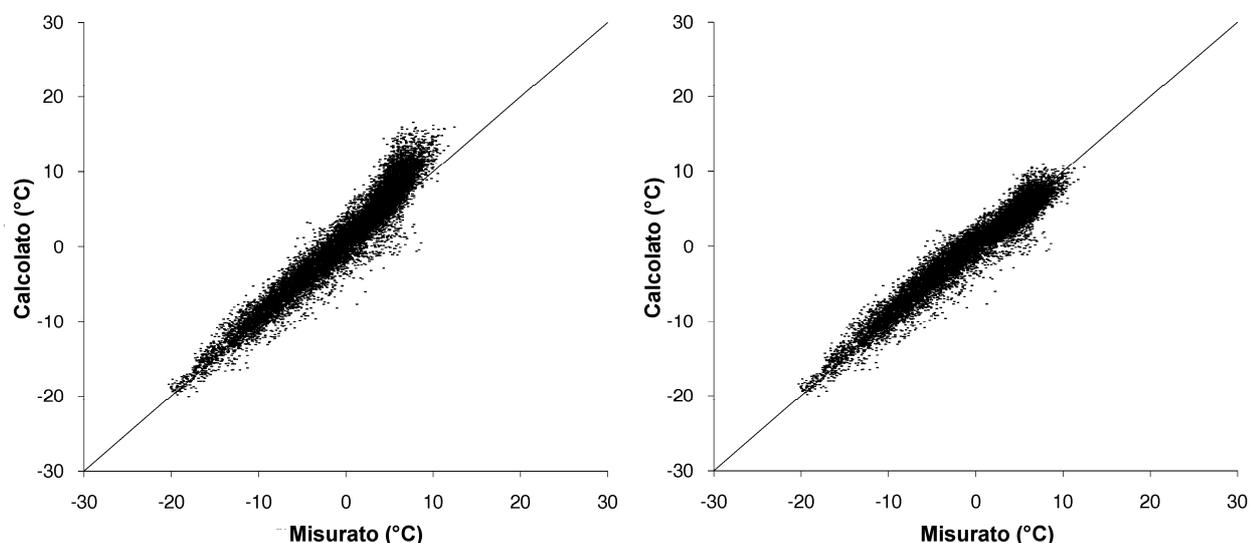


Figura 86 – Confronto tra temperature misurate e calcolate all'AWS del ghiacciaio de La Mare, utilizzando gradienti variabili di ora in ora, senza (a sinistra) e con (a destra) introduzione dell'effetto raffreddante.

Anche i dati di precipitazione, come quelli di temperatura, sono stati preliminarmente controllati per accertarne l'omogeneità e riempire eventuali lacune. In seguito, essi sono stati corretti mediante la procedura descritta in Carturan et al., (2010a), che tiene conto dello stato di aggregazione delle precipitazioni, della velocità media del vento e del grado di protezione dal vento dei pluviometri. I dati corretti sono quindi stati usati per il calcolo dei gradienti medi verticali di precipitazione, necessari per l'inizializzazione del modello. La Tabella 20 riporta i valori medi stagionali dei gradienti di precipitazione (*NABP*, espressi in % km⁻¹), e dà conto della loro marcata variabilità stagionale. *NABP* tende ad essere più elevato durante la stagione di accumulo, mentre è più basso (e più variabile) durante la stagione estiva. Questo comportamento è probabilmente collegato al tipo prevalente di precipitazione stagionale (frontale con forte componente orografica in inverno, termoconvettiva in estate).

Anno idrologico	Cooling Factor (CF) giugno-settembre	Gradiente pluviometrico (% km ⁻¹)		
		Ottobre-maggio	Giugno-settembre	Anno
2002-2003	/	18.47	25.52	20.17
2003-2004	/	26.10	-5.77	20.28
2004-2005	0.36	21.25	7.27	16.40
2005-2006	0.40	22.63	12.92	18.72
2006-2007	0.30	34.42	14.06	24.58
2007-2008	0.23	32.62	23.99	29.27
Media	0.34	25.76	14.96	22.06

Tabella 20 – Valori medi stagionali del Cooling Factor e del gradiente di precipitazione, calcolati dalle serie di temperature e precipitazioni misurate a Careser diga e Cogolo Pont.

Calcolo dei parametri di inizializzazione

I valori dei parametri da utilizzare per l'inizializzazione del modello sono stati in gran parte ricavati dai dati meteorologici e dalle osservazioni sperimentali eseguite durante il periodo considerato. In alcuni casi i valori dei parametri sono stati presi dalla letteratura scientifica. La Tabella 21 riporta i valori dei parametri utilizzati.

La temperatura soglia neve-pioggia è stata determinata per mezzo di una serie di osservazioni dirette alla diga del Careser (1967-2008) e utilizzando le misure automatiche di temperatura e altezza neve dell'AWS sul ghiacciaio de La Mare. La profondità ottica e la diffusività atmosferiche sono state calibrate confrontando valori calcolati e misurati di radiazione globale durante giorni di cielo sereno. I dati dell'AWS sono stati utilizzati per la parametrizzazione dell'albedo del ghiaccio e della neve. La distribuzione spaziale dell'albedo del ghiaccio è stata inizializzata mediante una mappa che esprime la sua relazione inversa con la quota, usando una regressione lineare tra quota e misure distribuite di albedo eseguite con albedometro portatile nelle stagioni estive 2007 e 2008. (paragrafo 3.1.2).

Parametro di inizializzazione	Valore
Temperatura soglia neve-pioggia	+1.0 °C
Temperatura di fusione	0 °C
Massimo contenuto in acqua liquida nel manto nevoso	10%
Fattore di fusione da pioggia	0.3 mm °C ⁻¹ h ⁻¹
Fattore di ricongelamento	0.03 mm °C ⁻¹ h ⁻¹
Diffusività atmosferica	0.5
Profondità ottica atmosferica	0.22
Intercetta della funzione di decadimento dell'albedo	0.836
Pendenza della funzione di decadimento dell'albedo	0.092 °C⁻¹
Albedo della neve fresca	0.9

Tabella 21 – Parametri di inizializzazione calcolati per l'applicazione di EISModel. In grassetto i parametri calcolati dai dati sperimentali, in carattere normale i parametri ricavati dalla letteratura.

4.3.2 Simulazione delle componenti stagionali del bilancio di massa

La simulazione separata dei bilanci stagionali (invernale e estivo) è stata eseguita al fine di conseguire una validazione interna del modello e di mettere in evidenza i processi che maggiormente influiscono sulla variabilità temporale dei parametri di calibrazione. La validazione interna è stata possibile negli anni idrologici dal 2005 al 2008, per i quali si dispone dei dati dell'AWS sul ghiacciaio de La Mare (i dati dell'AWS non vengono utilizzati come input meteorologico, ma servono per il calcolo dell'effetto raffreddante stagionale).

Simulazione del bilancio estivo

Mediamente, nel periodo di osservazione, per i due ghiacciai investigati esistono 19 punti di misura del bilancio estivo. Il loro numero è inferiore al numero totale di paline installate, perché ai fini della calibrazione e validazione del modello sono stati usati solo i casi in cui l'ablazione estiva fosse distinguibile dall'ablazione totale annuale (si tratta dei punti in cui è stato misurato l'accumulo nevoso a fine inverno e dove è nota l'eventuale ablazione netta invernale).

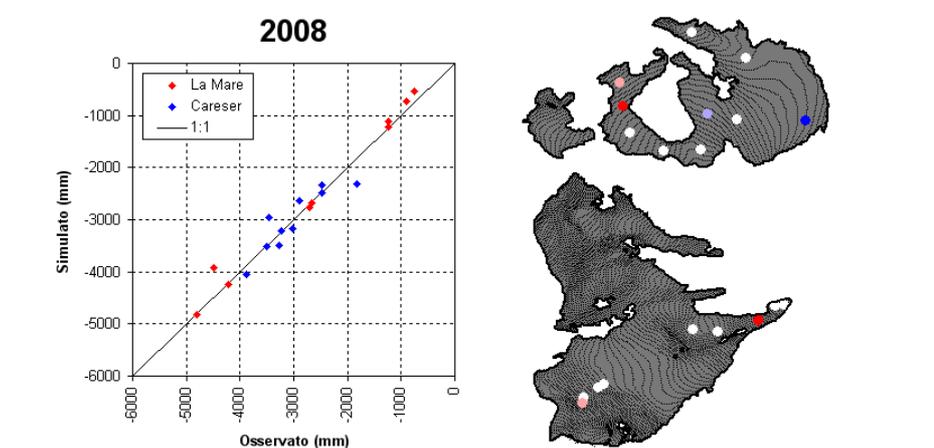
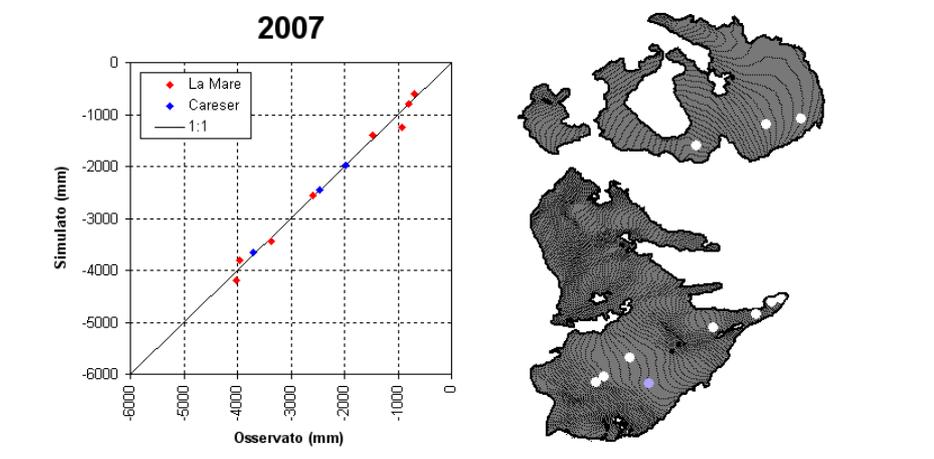
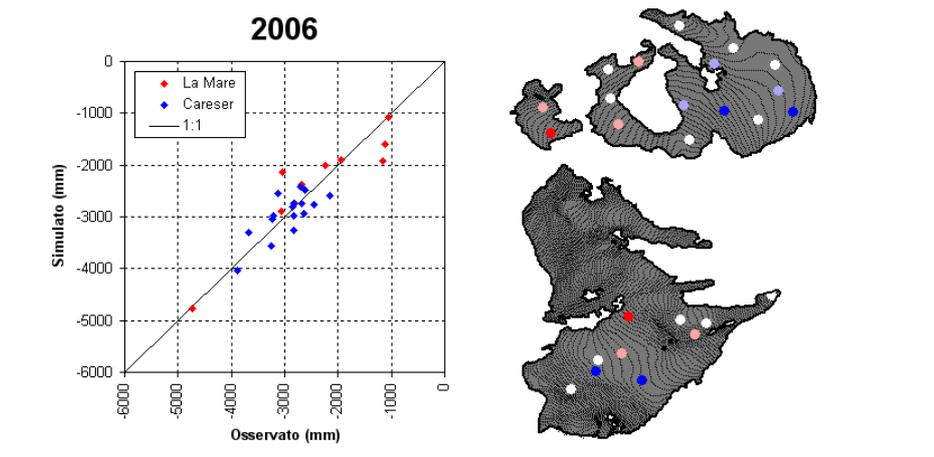
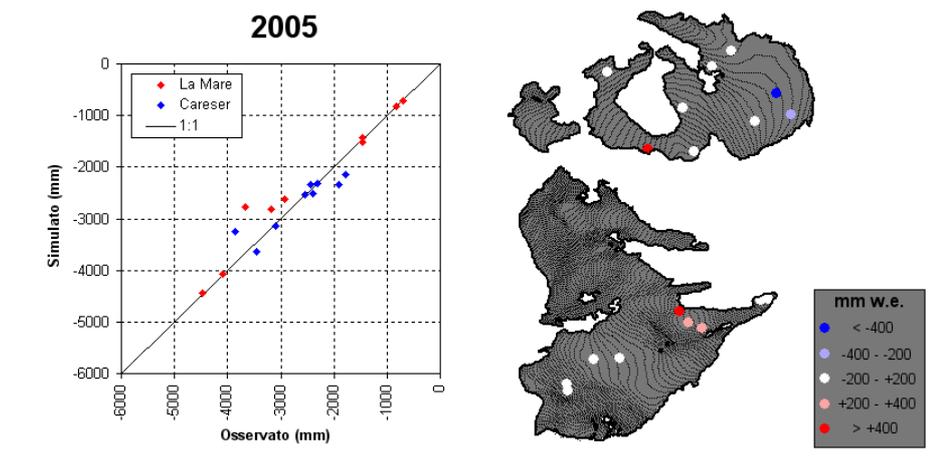


Figura 87 – Confronto tra valori simulati e osservati di bilancio estivo su singoli punti, a sinistra mediante scattergramma, a destra mediante mappe che rappresentano la distribuzione spaziale degli scarti simulato-osservato

Tra i parametri di inizializzazione descritti nel paragrafo precedente, solo *CF* (Cooling Factor) e *NABP* (gradiente verticale delle precipitazioni) sono stati differenziati anno per anno, mentre tutti gli altri sono stati mantenuti costanti. L'equivalente in acqua della neve all'inizio dell'estate è stato inizializzato sulla base delle misure di accumulo effettuate nel mese di maggio. Non è stato incluso l'effetto delle nubi. Il *CMF* (Combined Melt Factor, unico fattore di calibrazione del modello) è stato calibrato separatamente per ogni stagione estiva.

La Figura 87 confronta i valori misurati e simulati di bilancio estivo nelle quattro estati considerate, tramite scattergrammi e mappe che rappresentano la distribuzione spaziale dei punti. Come si vede, il modello simula piuttosto bene il bilancio estivo, e le sue performance sono buone anche sui punti estremi collocati alla fronte (dove prevale la fusione di ghiaccio) e sui settori più elevati dei ghiacciai (dove la fusione è a carico esclusivo della neve). I dati dei due ghiacciai sono inoltre equamente ben distribuiti attorno alla retta 1:1, e ciò suggerisce una corretta parametrizzazione dell'albedo e una buona simulazione della variabilità spaziale e temporale dell'energia disponibile per la fusione.

Nonostante i buoni risultati generali della simulazione, esistono alcuni aspetti che meritano di essere descritti. In alcuni punti vicini al margine dei ghiacciai e in certi anni (vedi ad esempio la mappa del 2005) la fusione è sensibilmente sottostimata. Una possibile spiegazione di questo fenomeno va ricercata nella trasmissione di calore da parte delle rocce vicine, e nel fatto che vicino ad affioramenti rocciosi l'albedo si presenta particolarmente basso a causa dell'aumento del detrito fine. In alcuni casi si osserva inoltre una tendenza all'aggregazione spaziale dell'errore, come si può vedere ad esempio nel 2006 sul ghiacciaio del Careser. La fusione è prevalentemente sottostimata sui settori esposti ad Est e sovrastimata sulle aree esposte ad ovest. Questo comportamento è compatibile con il ciclo diurno della copertura nuvolosa, minima al mattino e massima nel pomeriggio. Altre locali discrepanze emergono sul settore centrale del ghiacciaio de La Mare, dove la fusione tende ad essere sottostimata (vedi ad esempio la mappa del 2006). In questo punto è molto probabile che esista un effetto di riscaldamento adiabatico locale esercitato dal vento di caduta del ghiacciaio, a valle di un settore particolarmente ripido.

Oltre all'algoritmo principale di EISModel ("moltiplicativo"), sono stati testati anche i due algoritmi alternativi per il calcolo della fusione, ricavati dalla letteratura più recente (Hock, 1999; Pellicciotti et al., 2005) e implementati nel programma. La Tabella 22 riporta i parametri di calibrazione dei tre algoritmi, mentre la Tabella 23 riporta un confronto tra gli esiti delle simulazioni, mediante alcuni indici statistici. La Figura 88 confronta infine i risultati dei tre algoritmi nell'estate del 2005, mediante scattergrammi e mappe di distribuzione spaziale dell'errore di stima.

Algoritmo	Parametri	2005	2006	2007	2008	Media 2005-2008
Moltiplicativo	<i>CMF</i> ($\text{mm h}^{-1} \text{°C}^{-1} \text{kW}^{-1} \text{m}^2$)	1.19	1.28	1.16	1.21	1.21
Additivo	<i>EMF</i> ($\text{mm h}^{-1} \text{kW}^{-1} \text{m}^2$)	5.00	6.00	5.00	6.00	5.50
	<i>TMF</i> ($\text{mm h}^{-1} \text{°C}^{-1}$)	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02
Combinato	<i>EMF</i> ($\text{mm h}^{-1} \text{kW}^{-1} \text{m}^2$)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
	<i>TMF</i> ($\text{mm h}^{-1} \text{°C}^{-1}$)	0.05	0.07	0.05	0.06	0.06

Tabella 22 – Parametri di calibrazione ottenuti per i tre algoritmi di EISModel nel quadriennio di simulazione del bilancio estivo.

Stagione estiva		Algoritmo di fusione		
		Moltiplicativo	Additivo	Combinato
2005 (numerosità: 18)	NS index	0.915	0.812	0.908
	RMSE	311	464	325
	R ²	0.921	0.875	0.915
2006 (numerosità: 26)	NS index	0.805	0.760	0.806
	RMSE	352	391	351
	R ²	0.806	0.794	0.811
2007 (numerosità: 11)	NS index	0.989	0.898	0.979
	RMSE	129	390	177
	R ²	0.989	0.961	0.984
2008 (numerosità: 19)	NS index	0.955	0.902	0.961
	RMSE	245	362	228
	R ²	0.957	0.928	0.961

Tabella 23 – Indici statistici ricavati per confronto tra bilanci estivi misurati e simulati, per i tre algoritmi di fusione (NS = indice di Nash & Sutcliffe; RMSE = Root Mean Squared Error; R² = indice di determinazione).

Si osserva come la performance del modello sia piuttosto simile nel caso dell'algoritmo moltiplicativo e dell'algoritmo combinato. L'algoritmo additivo, invece, sottostima sistematicamente l'ablazione a bassa quota e la sovrastima ad alta quota. Questi errori non sono attribuibili né ad un'errata parametrizzazione dell'albedo (come è stato possibile verificare estremizzando i valori di albedo) né ad una eccessiva semplificazione del effetto di raffreddamento (assunto come costante sull'intera superficie glacializzata). Infatti, tentando di usare un effetto raffreddante che aumenta verso il basso, lungo le linee di flusso glaciale, si estremizza ulteriormente l'errore, a causa dell'eccessiva riduzione della temperatura dell'aria verso il basso.

In conclusione si può dire che l'uso di un algoritmo apparentemente più "fisicamente basato" qual è quello additivo, che separa la componente termica e quella radiativa del bilancio energetico, non trova giustificazione pratica. Questo algoritmo sottostima l'energia disponibile per la fusione in basso, e la sovrastima in alto. Questo comportamento è probabilmente da attribuire all'importanza relativa delle componenti del bilancio energetico, che vede prevalere la componente termica a bassa quota e quella radiativa ad alta quota. Di conseguenza, per poter funzionare a dovere, questo algoritmo necessita di parametri di calibrazione variabili nello spazio, che tengano in considerazione la variabilità spaziale degli input energetici. Alle stesse conclusioni sono giunti anche Carenzo et al. (2009). Inoltre questo approccio si rivela eccessivamente sensibile ad eventuali errori nella caratterizzazione energetica del bacino, poiché assegna un'importanza molto elevata alla componente radiativa, rispetto a quella termica. D'altro canto neanche l'uso dell'algoritmo combinato, più complesso rispetto al moltiplicativo, trova giustificazione, visti i risultati sostanzialmente identici delle simulazioni.

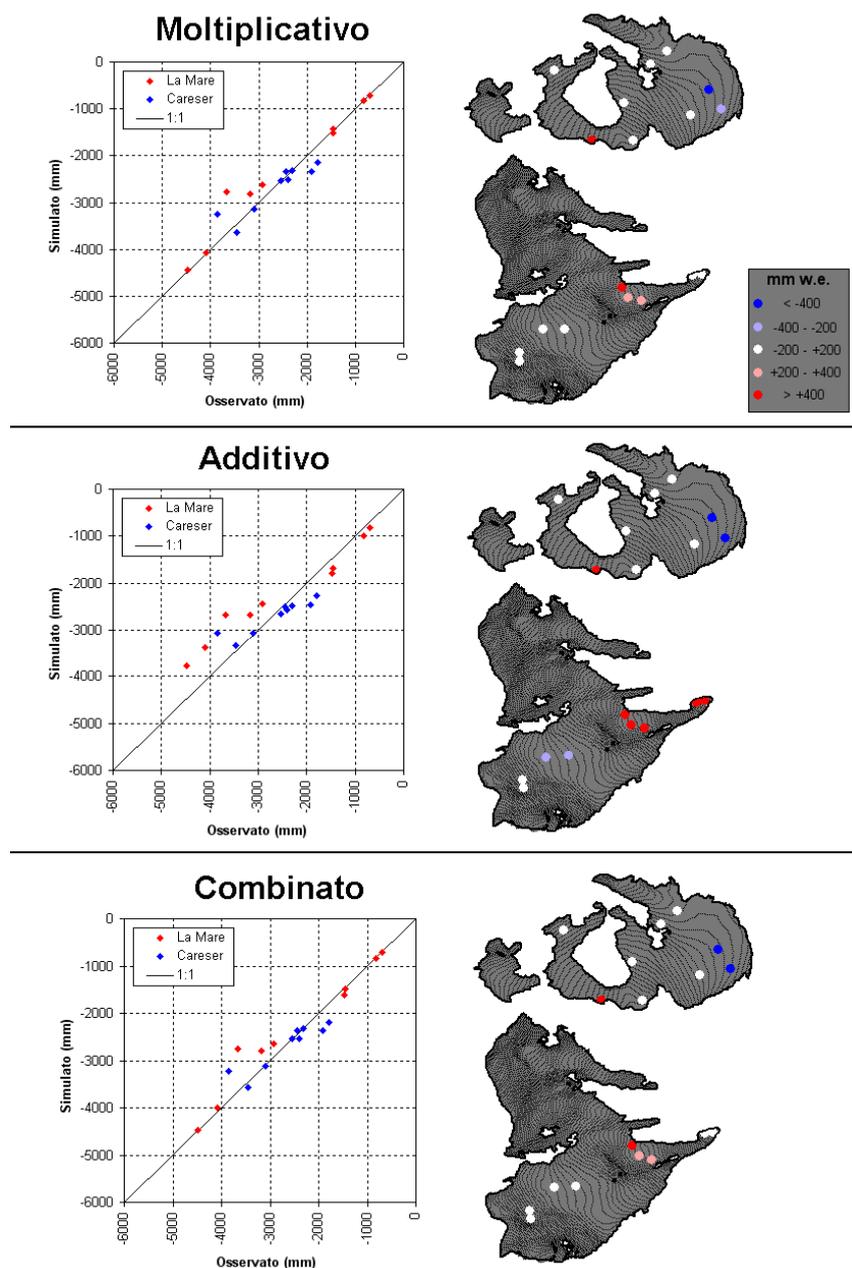


Figura 88 – Confronto tra i risultati conseguibili nella simulazione del bilancio estivo durante l'estate 2005, con i tre algoritmi di fusione implementati in EISModel.

Simulazione del bilancio invernale

La capacità del modello di simulare correttamente i processi di accumulo è stata valutata rispetto alle misure di equivalente in acqua (w.e.) della neve a maggio, piuttosto che rispetto ai valori di bilancio invernale. Le misure di w.e. sono infatti di gran lunga più numerose (mediamente 250 punti per anno, rispetto a 35 bilanci invernali), poiché per la valutazione del bilancio invernale è necessario conoscere l'ablazione netta invernale, intervenuta prima della formazione di un manto nevoso stabile, in autunno. Poiché questa misura è eseguibile solo su poche paline, si comprende il motivo per cui i dati di w.e. sono molto più numerosi.

Il bilancio invernale è stata simulato separatamente per le quattro stagioni considerate (2005-2008), utilizzando il set di parametri di inizializzazione già descritto in precedenza e riportato in Tabella 21, e un valore medio costante di CMF pari a $1.21 \text{ mm h}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ kW}^{-1} \text{ m}^2$ (derivante dalle simulazioni del bilancio estivo). Il Cooling Factor CF è stato posto uguale ad un valore medio costante di 0.34,

mentre il gradiente verticale delle precipitazioni è stato differenziato di anno in anno, usando i valori riportati in Tabella 20.

Il miglior set di parametri per la redistribuzione della neve e per il calcolo di *SRF* (Tabella 24) è stato individuato mediante confronto tra 1041 osservazioni di w.e. della neve a maggio sui ghiacciai, e le corrispondenti simulazioni del modello.

Parametro	Valore ottimale
Rapporto “Snow input/Snow deposition limit” per redistribuzione valanghiva	1:6
Slope limit per redistribuzione valanghiva	45°
Raggio minimo per il calcolo di <i>REA</i>	40 m a 2700 m
Raggio massimo per il calcolo di <i>REA</i>	100 m a 3300 m
Range di <i>REAIindex</i>	0.3 – 1.7

Tabella 24 – Valori ottimali dei parametri che regolano la redistribuzione eolica e valanghiva in *EISModel*, calibrati per le stagioni invernali 2005-2008.

I tre parametri che controllano la redistribuzione valanghiva tramite l’algoritmo *MTD* sono i) Slope limit, sopra cui l’accumulo è posto uguale a zero; ii) Snow input, cioè la massa che si stacca e che viene trasportata a valle; iii) Snow deposition limit, che controlla il trasferimento gravitativo di massa alle celle inferiori. I depositi valanghivi sono stati raramente sondati durante le misure di accumulo, per motivi di sicurezza. Quindi in queste aree l’ottimizzazione dei parametri è stata fatta mediante confronto degli output di simulazione con mappe di copertura nevosa estiva.

I parametri che controllano la redistribuzione eolica sono i) il range di *REAIindex*, ii) il raggio di ricerca per il calcolo di *REA*. L’evidenza sperimentale suggerisce un possibile aumento del raggio ottimale con la quota, attribuibile all’aumento della velocità del vento con la quota e alla morfologia del terreno, via via più smussata sui settori più elevati dei ghiacciai. Questa relazione diretta tra raggio ottimale e quota è stata verificata mediante un’analisi dei dati eseguita per fasce altimetriche, che ha consentito di ottenere i valori riportati in Tabella 24. In mancanza di dati sperimentali, al di fuori del range altimetrico indicato il raggio è stato mantenuto costante.

Stagione invernale		senza <i>SRF</i>	con <i>SRF</i>
2005 (numerosità: 365)	NS index	-0.373	0.664
	RMSE	251.3	124.4
	R ²	0.233	0.689
2006 (numerosità: 214)	NS index	-1.383	0.236
	RMSE	323.8	183.3
	R ²	0.280	0.584
2007 (numerosità: 230)	NS index	0.247	0.130
	RMSE	196.4	211.1
	R ²	0.400	0.483
2008 (numerosità: 232)	NS index	0.071	0.599
	RMSE	304.3	199.7
	R ²	0.319	0.629

Tabella 25 – Indici statistici ricavati per confronto tra equivalente in acqua del manto nevoso misurato e simulato, senza e con redistribuzione della neve (NS = indice di Nash & Sutcliffe; RMSE = Root Mean Squared Error; R2 = indice di determinazione).

In Tabella 25 sono riportati gli indici statistici che descrivono l'esito della simulazione del bilancio invernale, ricavati per confronto tra valori di w.e. della neve misurati e calcolati dal modello. Come si può osservare dalla tabella, l'inclusione degli effetti di redistribuzione della neve è cruciale per una corretta simulazione dei processi di accumulo. Infatti il gradiente verticale delle precipitazioni calcolato tra le due stazioni pluviometriche di Careser diga e Cogolo Pont non è sufficiente, da solo, per cogliere adeguatamente la variabilità spaziale della copertura nevosa. Le statistiche indicano chiaramente che l'inclusione di *SRF* conduce ad un significativo miglioramento della performance modellistica, con l'eccezione del 2007. Gli scattergrammi in Figura 89 mettono a confronto i valori di w.e. misurati e simulati sui singoli punti, nelle quattro stagioni invernali, a sinistra solo con il gradiente verticale delle precipitazioni, a destra includendo *SRF*. L'allineamento con la retta 1:1 migliora sensibilmente includendo *SRF*, anche se rimane una certa dispersione, del tutto attesa visto il grado di empirismo che caratterizza la tecnica di redistribuzione da un lato, e l'elevata complessità dei processi naturali dall'altro. In particolare il modello tende a sovrastimare i valori più bassi di w.e. e a sottostimare i più elevati.

La Figura 90 riporta la localizzazione spaziale degli errori di stima e fornisce ulteriori elementi per la valutazione dei risultati della simulazione. Nel 2005 il w.e. della neve simulato senza *SRF* risente di diffuse sottostime. Non si tratta però di un'errata stima del gradiente verticale delle precipitazioni, ma della mancata simulazione dei processi di redistribuzione. Infatti includendo *SRF* gran parte delle sottostime vengono risolte. Solo due punti sul ghiacciaio de La Mare, collocati sottovento rispetto a bruschi cambi di pendenza, mantengono sottostime maggiori di 400 mm. Nel 2006 il miglioramento apportato dall'inclusione di *SRF* è confermato, anche se meno spettacolare rispetto al 2005. Persiste infatti una certa tendenza a sottostimare gli accumuli, probabilmente dovuta ad una sottostima del gradiente verticale delle precipitazioni, oppure a precipitazioni accumulate sui ghiacciai ma non registrate dalle stazioni pluviometriche durante situazioni con forti venti settentrionali. Si osserva inoltre che i punti dove persistono le sottostime maggiori non sono spazialmente aggregati, come lo erano invece non considerando gli effetti di redistribuzione. La stagione di accumulo 2007 è stata anomala, con elevate temperature, precipitazioni scarse e ablazione sui ghiacciai anche durante l'inverno. *SRF* apporta significativi miglioramenti sul ghiacciaio de La Mare, ma non sul Careser, dove prevalgono sovrastime. Tuttavia si tratta di sovrastime che interessano soprattutto punti vicini al margine del ghiacciaio o su aree valanghive, mentre sulle vaste aree pianeggianti l'accumulo è simulato abbastanza bene. Le insolite temperature invernali hanno portato ablazione in un periodo non comune sui ghiacciai, ed è possibile che il modello, tarato per l'ablazione nei mesi estivi, non si comporti altrettanto bene nei mesi invernali. Alcune possibili spiegazioni potrebbero essere: i) il *CMF* tarato per l'estate potrebbe essere troppo basso in condizioni invernali, soprattutto per una diversa copertura nuvolosa (minore in inverno con tempo anticiclonico; ii) le temperature potrebbero essere sottostimate sui ghiacciai a causa di un effetto di raffreddamento inferiore durante l'inverno, rispetto all'estate; iii) il gradiente delle precipitazioni potrebbe essere sovrastimato per il 2007. Nella stagione di accumulo 2008 le condizioni climatiche sono state più normali, e il miglioramento della simulazione derivante dall'inclusione di *SRF* è comparabile con quanto osservato nel 2005 e 2006. Alcuni punti con sovrastime maggiori di 400 mm appaiono sull'area di ablazione del ghiacciaio de La Mare, all'interno di concavità. In queste aree potrebbe esistere un locale effetto di "canalizzazione" dei venti prevalenti, che in quest'area provengono da NW, e che potrebbero provocare una locale accentuazione dell'erosione della neve.

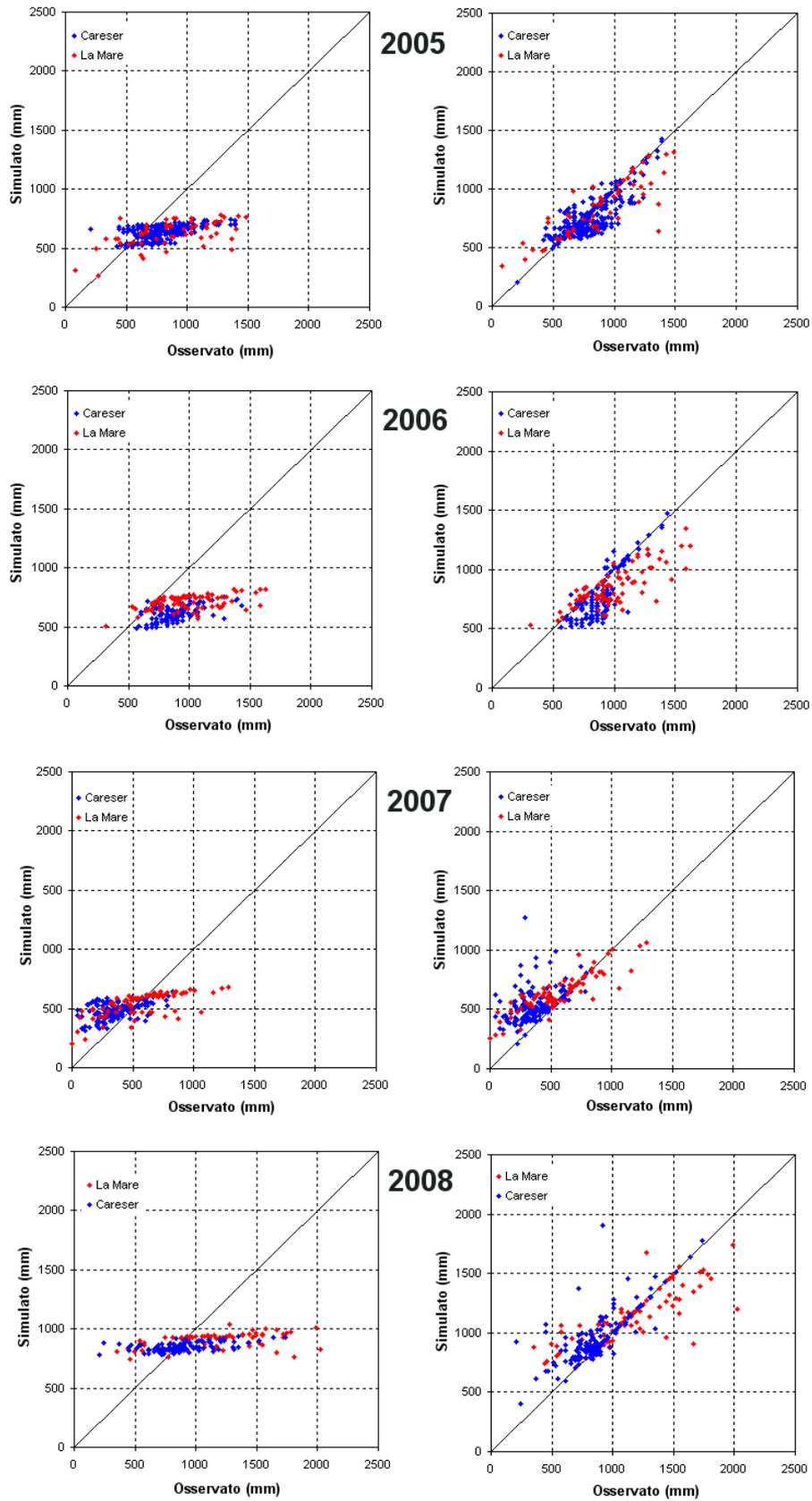


Figura 89 – Confronto tra valori di w.e. neve osservati e simulati senza (a sinistra) e con (a destra) inclusione dei processi di redistribuzione nivale.

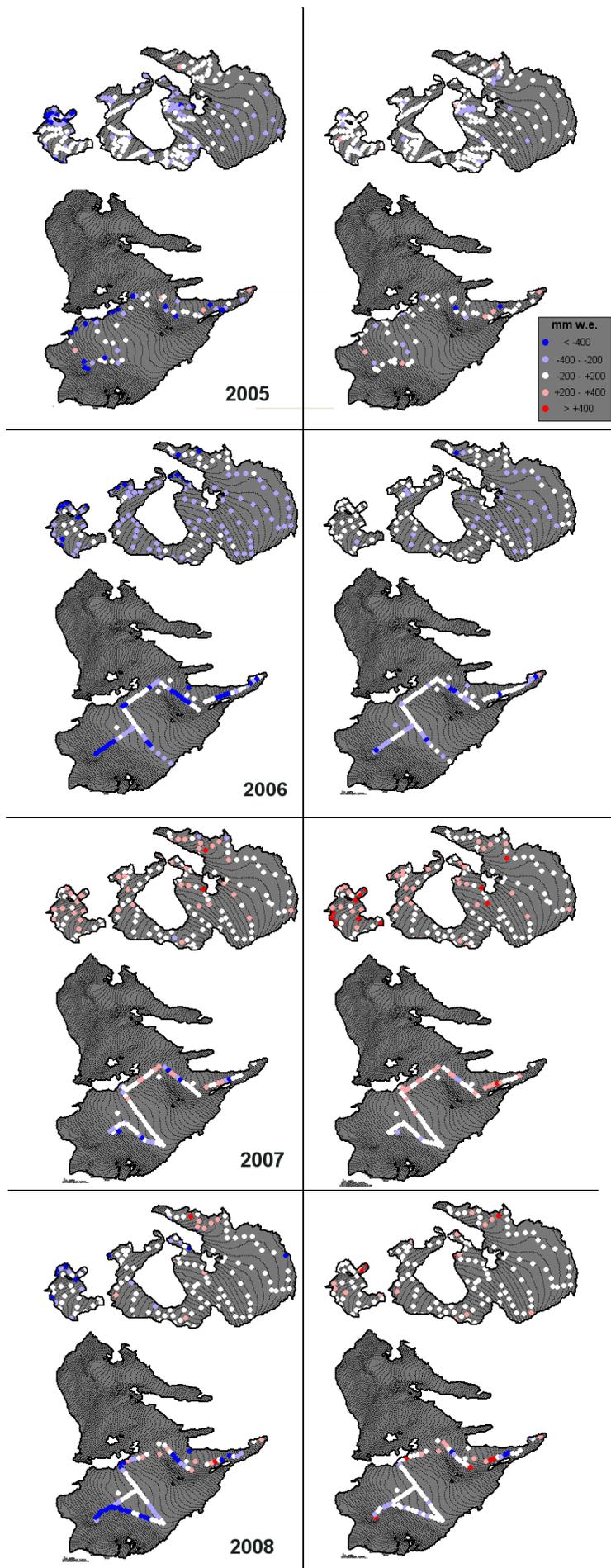


Figura 90 – Distribuzione spaziale degli scarti simulato-osservato su singoli punti, senza (a sinistra) e con (a destra) l'inclusione dei processi di redistribuzione nivale.

4.3.3 Simulazione del bilancio netto cumulato nel periodo 2003-2008

Il bilancio di massa netto cumulato nei cinque anni idrologici dal 2004 al 2008 è stato simulato per mezzo di un unico run del modello, applicato ai ghiacciai del Careser e de La Mare. La simulazione è stata fatta iniziare il 28 settembre 2003 ed è stata fatta terminare il 24 settembre 2008.

I parametri di simulazione sono stati mantenuti costanti durante l'intero periodo. La temperatura soglia neve-pioggia e il gradiente verticale della precipitazione sono stati posti uguali alla media calcolata nel periodo in oggetto a partire dai dati meteorologici a disposizione. La parametrizzazione dell'albedo e dell'effetto raffreddante è stata calcolata sulla base dei dati disponibili all'AWS installata sul ghiacciaio de La Mare. L'analisi eseguita per il bilancio invernale (vedi paragrafo precedente) ha fornito il miglior set di parametri per la redistribuzione della neve (*SRF*). L'equivalente in acqua della neve è stato inizializzato al 28 settembre 2003 sulla base della relazione tra quota e misure di w.e. disponibili sui ghiacciai per quel giorno. L'equivalente in acqua del ghiaccio è stato inizializzato in modo che, in ogni punto dei ghiacciai, esso fosse maggiore dell'ablazione netta cumulata nel periodo quinquennale. La copertura nuvolosa non è stata considerata nei calcoli. Il Combined Melt Factor (*CMF*) è stato tarato minimizzando lo scarto medio, sui punti di controllo (paline di ablazione), tra il valore finale cumulato di bilancio di massa misurato e simulato. La localizzazione dei punti di controllo è stata assegnata in input al modello come "posizione media" nei cinque anni in oggetto, considerando il movimento dei ghiacciai.

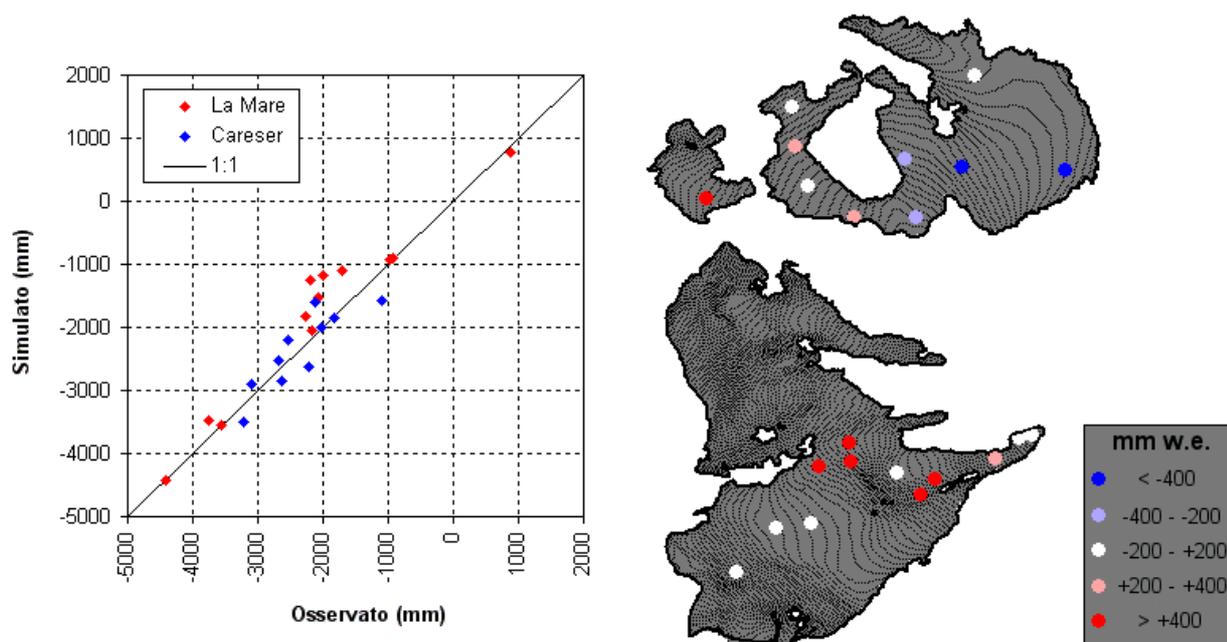


Figura 91 - A sinistra, confronto tra il bilancio di massa medio annuo misurato e simulato, nel periodo 2003-2008 sui ghiacciai del Careser e de La Mare. A destra, distribuzione spaziale dell'errore medio di simulazione.

La Figura 91 mette a confronto i valori misurati e simulati di bilancio di massa medio annuo nel periodo 2003-2008. Le simulazioni riproducono abbastanza bene quanto misurato, come si osserva dal buon allineamento con la retta 1:1. Come già osservato nel caso del bilancio estivo, anche in questo caso il modello si comporta ottimamente sia sulle paline collocate sui settori frontali dei ghiacciai, sia su quelle posizionate sui settori sommitali, in area di accumulo. Inoltre i punti di entrambi i ghiacciai sono ben allineati con la 1:1 e presentano una dispersione simile attorno ad essa. Sulle mappe dei ghiacciai si osserva comunque la tendenza degli errori di simulazione ad aggregarsi spazialmente. Sul ghiacciaio del Careser il bilancio tende ad essere sovrastimato sulle paline esposte ad est, mentre tende ad essere sottostimato sulle paline del settore orientale, esposte ad ovest. Sul

ghiacciaio de La Mare il modello sovrastima il bilancio (cioè sottostima l'ablazione) su cinque paline, che tendono ad aggregarsi spazialmente in due clusters.

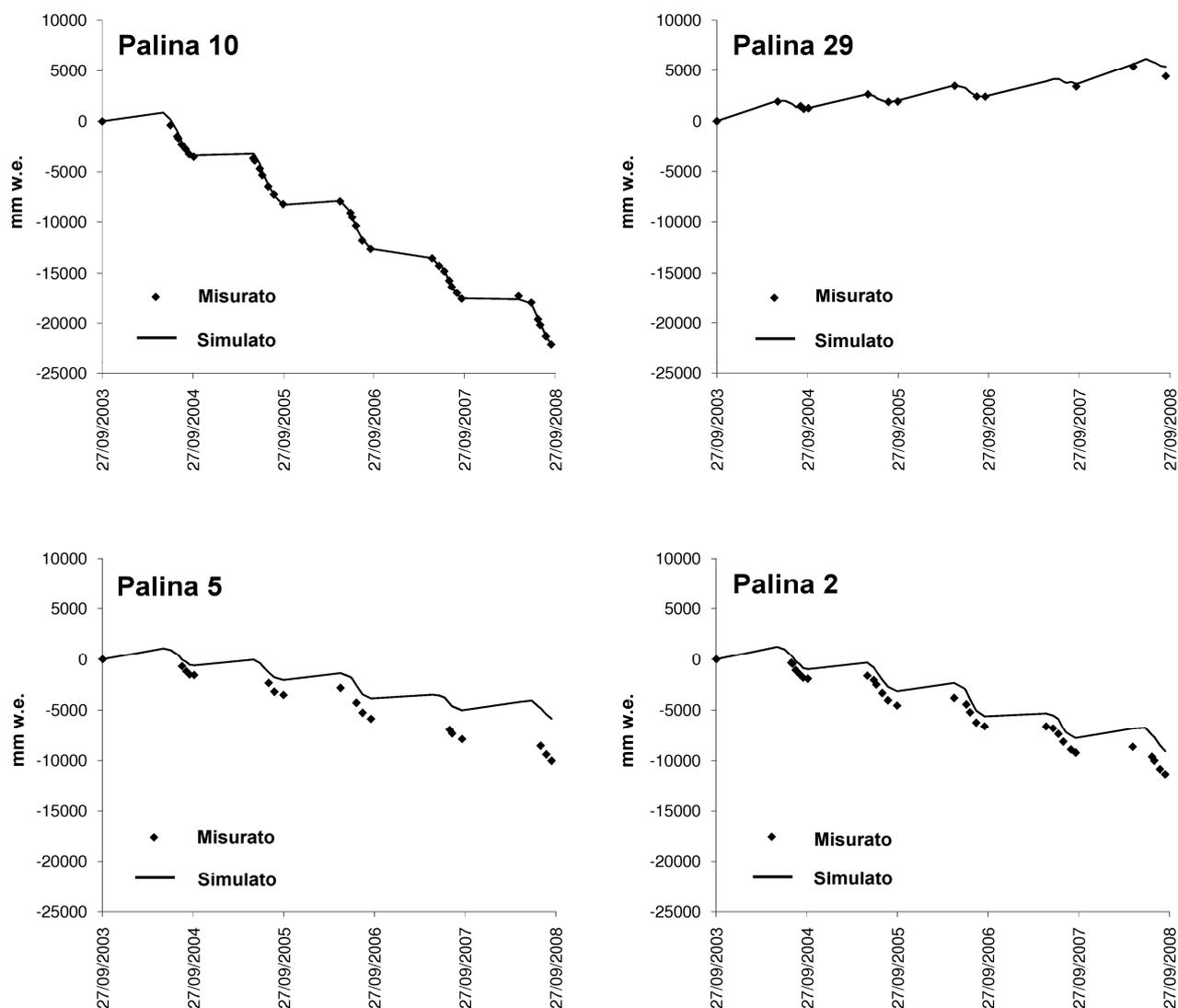


Figura 92 – Andamento temporale del bilancio di massa osservato e simulato su quattro paline del ghiacciaio de La Mare nel periodo 2003-2008.

L'analisi dell'andamento temporale del bilancio di massa su alcune paline fornisce indicazioni utili per la comprensione dei processi che determinano gli errori osservati. In Figura 92 si riporta il confronto tra misure e simulazioni su quattro paline del ghiacciaio de La Mare. Sulla palina 10 (alla fronte del ghiacciaio) la simulazione è praticamente perfetta, così come sulla palina 29, collocata in area di accumulo, fino a maggio 2008. Successivamente su questa palina si osserva una sottostima dell'ablazione, attribuibile ad una sottostima della temperatura media dell'aria a causa del valore di inizializzazione del CF (Cooling Factor, posto uguale al valor medio 2004-2008) sensibilmente più elevato rispetto al CF della stagione 2008 (0.36 rispetto a 0.22). La palina 5 esemplifica il gruppo di 3 paline posto sull'area centrale del ghiacciaio, dove l'ablazione viene mediamente sottostimata dal modello. Come si vede dal grafico, le sottostime interessano prevalentemente le stagioni 2004, 2007 e 2008. La disomogeneità temporale dell'effetto di raffreddamento è verosimilmente la principale causa di questo comportamento. Quando l'effetto è massimo (2005 e 2006) l'ablazione viene infatti simulata correttamente in quest'area, mentre quando è minimo essa viene sottostimata. Come già

visto nel paragrafo del bilancio estivo, in questa zona entra in gioco probabilmente un effetto di riscaldamento adiabatico locale, innescato dal vento catabatico a valle di un settore ripido del ghiacciaio. Inoltre in questo sito si nota una tendenza del modello a sovrastimare gli accumuli invernali, che contribuiscono alla generale sottostima della fusione attraverso il feedback dell'albedo. Le sovrastime del bilancio osservabili alla palina 2, rappresentativa dell'area subito a monte della lingua di ablazione dove prevale questo tipo di errore, sono in gran parte attribuibili a sovrastime negli accumuli invernali. Anche su questa palina, comunque, si osservano delle differenze di capacità del modello nel simulare l'ablazione estiva (sottostimata nel 2004 e nel 2008, sovrastimata nel 2006) che confermano le considerazioni sulla variabilità temporale dell'effetto di raffreddamento.

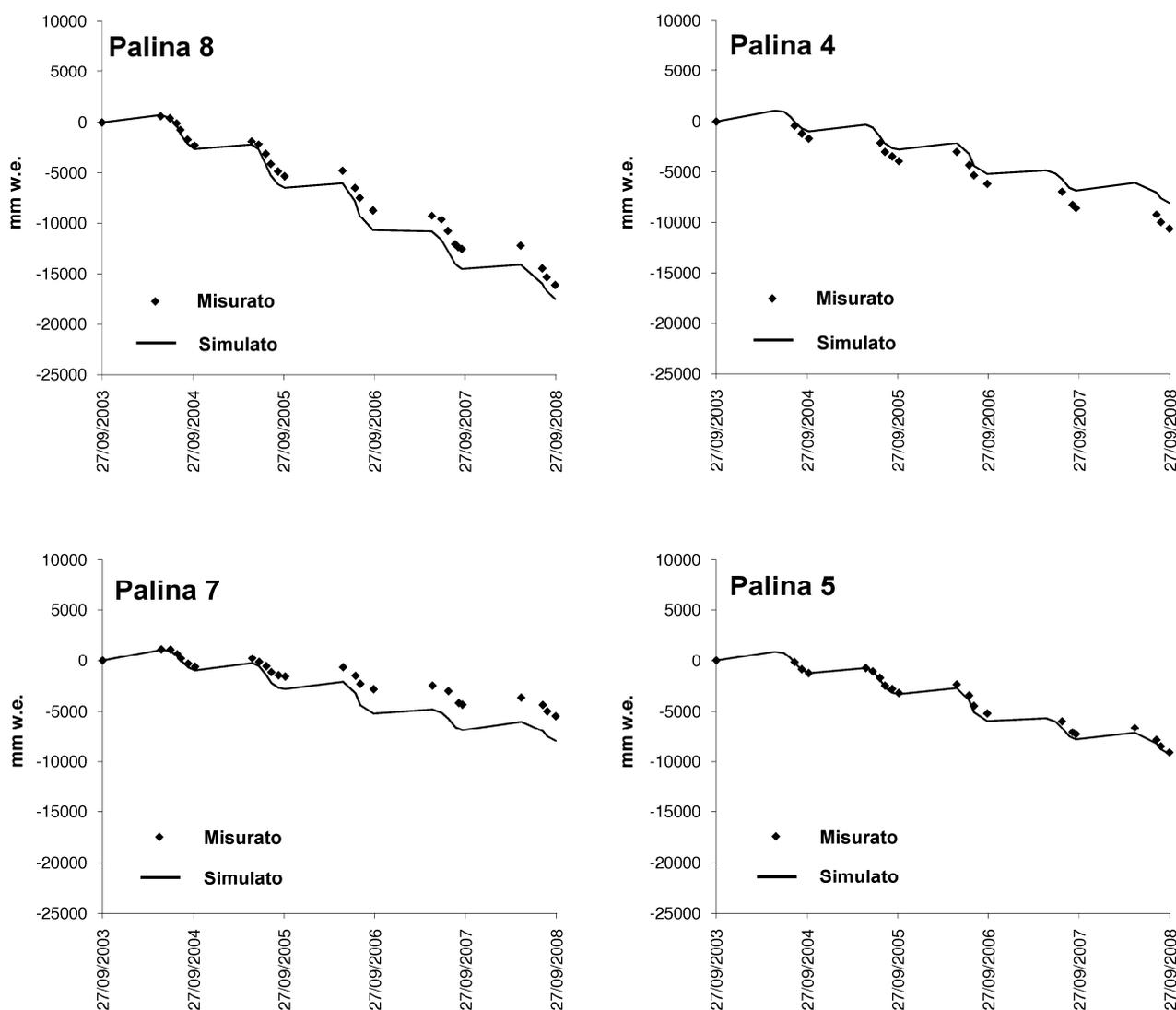


Figura 93 – Andamento temporale del bilancio di massa osservato e simulato su cinque paline del ghiacciaio del Careser nel periodo 2004-2008.

La Figura 93 propone un confronto simile alla Figura 92, su quattro paline del ghiacciaio del Careser. La simulazione del bilancio invernale e del bilancio estivo alla palina più bassa (palina 8) è molto buona, tuttavia si osservano leggere sovrastime dell'ablazione nel 2005 e nel 2006, e una leggera sottostima nel 2008. Questi risultati sembrano confermare l'importanza della variabilità temporale dell'effetto di raffreddamento, così come alla palina 4, dove mediamente si osserva una sottostima dell'ablazione, che è più marcata nel 2004, 2007 e 2008. La palina 7 rappresenta l'area orientale del ghiacciaio, dove l'ablazione è prevalentemente sovrastimata, molto probabilmente a causa di una nube orografica non simulata dal modello. Tuttavia su questa palina si osservano

grosse differenze di anno in anno. L'ablazione è largamente sovrastimata nel 2005 e 2006, mentre è simulata correttamente nel 2007 e nel 2008. In questo caso la variabilità temporale dell'effetto di raffreddamento agisce da amplificatore dell'errore nel 2005 e 2006 (radiazione e temperature sovrastimate), mentre agisce da compensatore nel 2007 e 2008 (radiazione sovrastimata ma temperatura sottostimata). La palina 5 è la più elevata del settore orientale e sul settore orientale del ghiacciaio. Il suo comportamento è simile a molti altri punti, con leggere sovrastime dell'ablazione nel 2006 e sottostime nel 2007 e 2008, ma con errori tutto sommato trascurabili.

Si può quindi concludere evidenziando l'importanza della variabilità interannuale dell'effetto di raffreddamento, che tuttavia sembra incidere in modo diverso su aree diverse dei ghiacciai. Sulle paline più elevate e su quelle più basse l'effetto è minimo, mentre è più rilevante su zone in cui il vento catabatico è meglio sviluppato e probabilmente più costante. L'effetto della copertura nuvolosa si sovrappone all'effetto raffreddante, talora accentuandolo, talora compensandolo.

Pur in assenza dei dati di copertura nuvolosa necessari per una parametrizzazione rigorosa, è stato fatto un tentativo di cogliere la variabilità spaziale e temporale della nuvolosità utilizzando il Cloud Cover Factor (*CCF*) implementato in *EISModel*. La miglior performance del modello nel run unico 2003-2008 è stata ottenuta calibrando *CCF* a 0.2. Si è così riusciti ad ottenere un significativo miglioramento, com'è possibile osservare nel confronto osservato-simulato proposto in Figura 94.

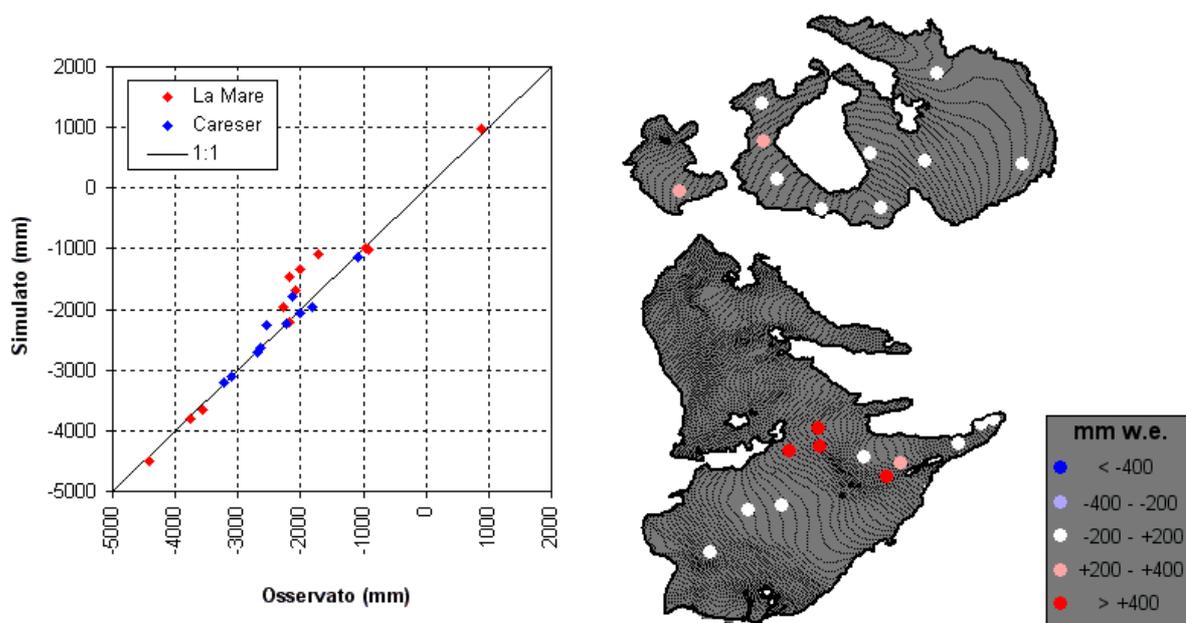


Figura 94 – A sinistra, confronto tra il bilancio di massa medio annuo misurato e simulato includendo l'effetto della copertura nuvolosa, nel periodo 2003-2008 sui ghiacciai del Careser e de La Mare. A destra, distribuzione spaziale dell'errore medio di simulazione.

L'allineamento dei punti osservato-simulato con la retta 1:1 è notevolmente migliorato, e l'aggregazione spaziale dell'errore, osservabile in Figura 91 sul ghiacciaio del Careser, scompare. Sul ghiacciaio de La Mare i miglioramenti sono più marginali, ma in ogni caso non trascurabili. In particolare si attenuano alcune sottostime di ablazione, visto che riducendo l'indice energetico per mezzo della copertura nuvolosa (che è minima sulle celle esposte ad est, come gran parte del ghiacciaio de La Mare) ai fini della taratura del modello è necessario innalzare leggermente il valore di *CMF*.

4.3.4 Simulazione della copertura nevosa estiva

Un'ulteriore valutazione delle performances del modello è stata fatta confrontando mappe d'innevamento estive osservate e simulate. La Figura 95 propone un confronto eseguito su tre mappe d'innevamento per ogni stagione estiva, nel quinquennio 2004-2008. Il bilancio di massa è stato simulato separatamente per ogni annata idrologica, mantenendo inalterati i parametri già utilizzati nel run unico quinquennale, in modo da evidenziare possibili peculiarità e evitare la propagazione e l'accumulo degli errori nel tempo.

La copertura nevosa è piuttosto ben simulata da EISModel nelle date in cui è stato eseguito in confronto. Il modello identifica bene le aree in cui la neve scompare prima, che corrispondono ai settori collocati a quote inferiori e alle aree più convesse, dove l'erosione eolica è più efficace. Anche la simulazione della copertura nevosa residua a fine estate e del suo limite inferiore è buona, così come la loro variabilità interannuale. Alcune discrepanze sono comunque osservabili, soprattutto sul settore pianeggiante orientale del ghiacciaio del Careser e sull'area di accumulo del ghiacciaio de La Mare. Come già discusso a proposito del confronto sulle singole paline, queste discrepanze sono probabilmente in gran parte attribuibili alla disomogeneità spaziale della copertura nuvolosa. Nel 2004, 2007 e 2008, inoltre, la copertura nevosa simulata alla fine dell'estate sul ghiacciaio de La Mare è troppo continua, rispetto a quanto osservato in realtà. Questo è dovuto soprattutto ad una sottostima dell'ablazione, negli anni in cui anche sulle paline si è osservato un simile comportamento. Come è già stato discusso in precedenza, su questo tipo di errore entra in gioco la variabilità temporale dell'effetto raffreddante del ghiacciaio.

Altre possibili concause delle discrepanze osservate possono essere: i) possibili non-linearità nei gradienti verticali di precipitazione, ii) variabilità spaziale, oltre che temporale, dell'effetto di raffreddamento sulle superfici glaciali, iii) l'elevata complessità dei processi di redistribuzione della neve, non completamente colti dal semplice schema di redistribuzione implementato nel modello.

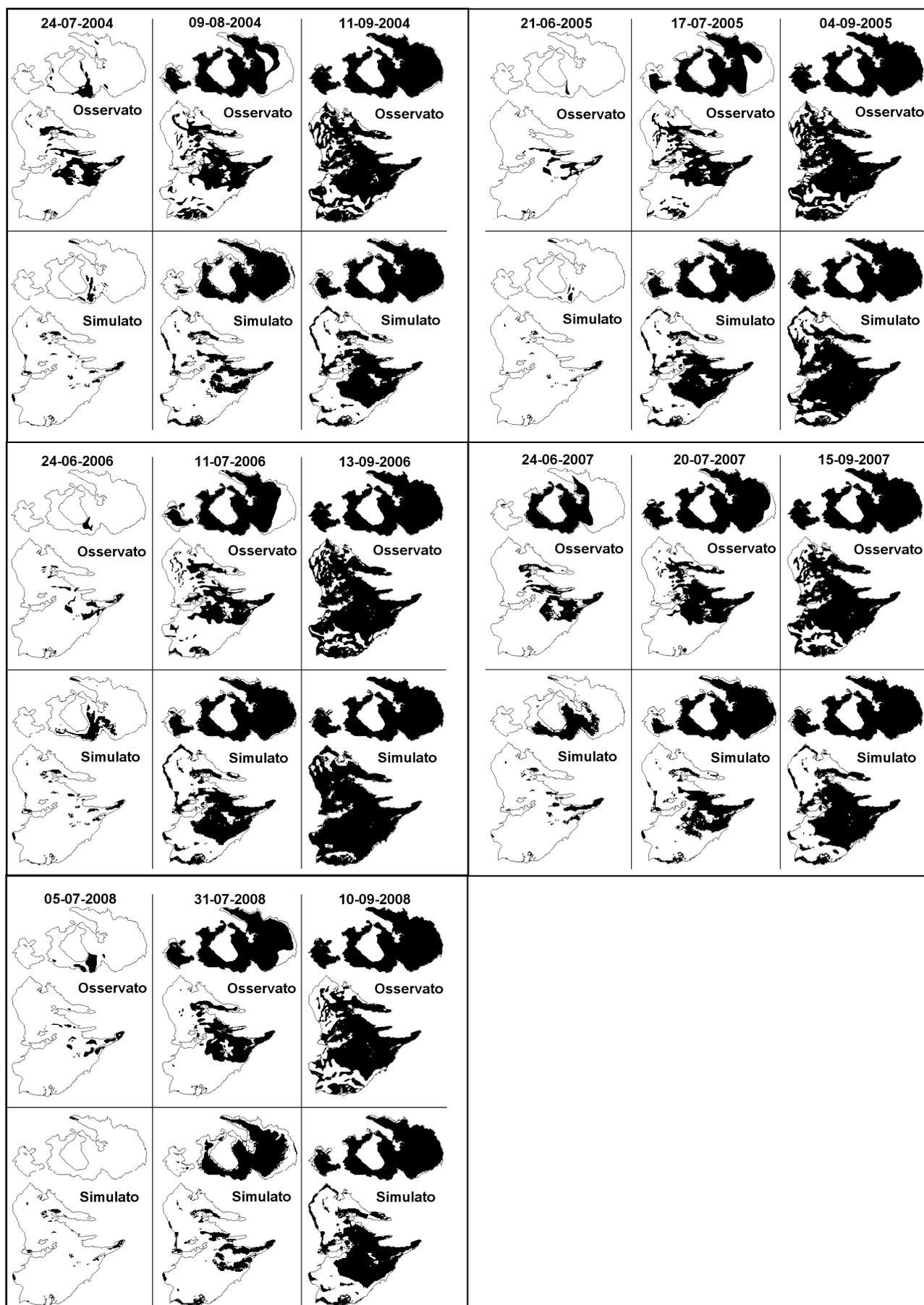


Figura 95 – Confronto tra mappe di copertura nevosa osservate e simulate in tre diverse date durante la stagione di ablazione dal 2004 al 2008.

4.3.5 Simulazione del bilancio di massa nell'anno idrologico 2002-'03

Come già discusso nell'introduzione del paragrafo 4.3, le condizioni climatiche negli anni idrologici 2004-2008 (in cui si dispone di dati omogenei di bilancio di massa sui ghiacciai del Careser e de La Mare) sono state molto variabili (Tabella 19) e hanno costituito un buon test per il modello. Tuttavia come è possibile osservare in Figura 95, la copertura nevosa al termine dell'estate è stata molto simile nel quinquennio 2008-2008, a testimonianza di una sostanziale stabilità climatica.

Al contrario, l'estate 2003 è stata eccezionalmente calda (Tabella 19) e ha portato alla fusione pressoché completa del manto nevoso stagionale fino alle quote più elevate. Anche se si dispone di un minor numero di misure di bilancio di massa (le osservazioni sul ghiacciaio de La Mare sono iniziate a giugno 2003), si è ritenuto opportuno svolgere un ulteriore test del modello, in modo da valutarne l'affidabilità in condizioni climatiche così estreme. E' stata quindi eseguita una simulazione del bilancio tra il 1-10-2002 e il 28-09-2003. Il modello è stato inizializzato senza modificare il set di parametri usato nel run quinquennale, e senza modificare i parametri di taratura. L'equivalente in acqua della neve è stato inizializzato sulla base di osservazioni dirette condotte il 1-10-2002 sui due ghiacciai. Durante l'estate 2003, soprattutto sul ghiacciaio de La Mare, ampie aree coperte da firn delle annate precedenti sono state esposte all'ablazione. Tuttavia non è stata fatta alcuna distinzione tra ghiaccio e firn, che hanno dimostrato di avere valori simili di albedo superficiale (Carturan et al., 2009b).

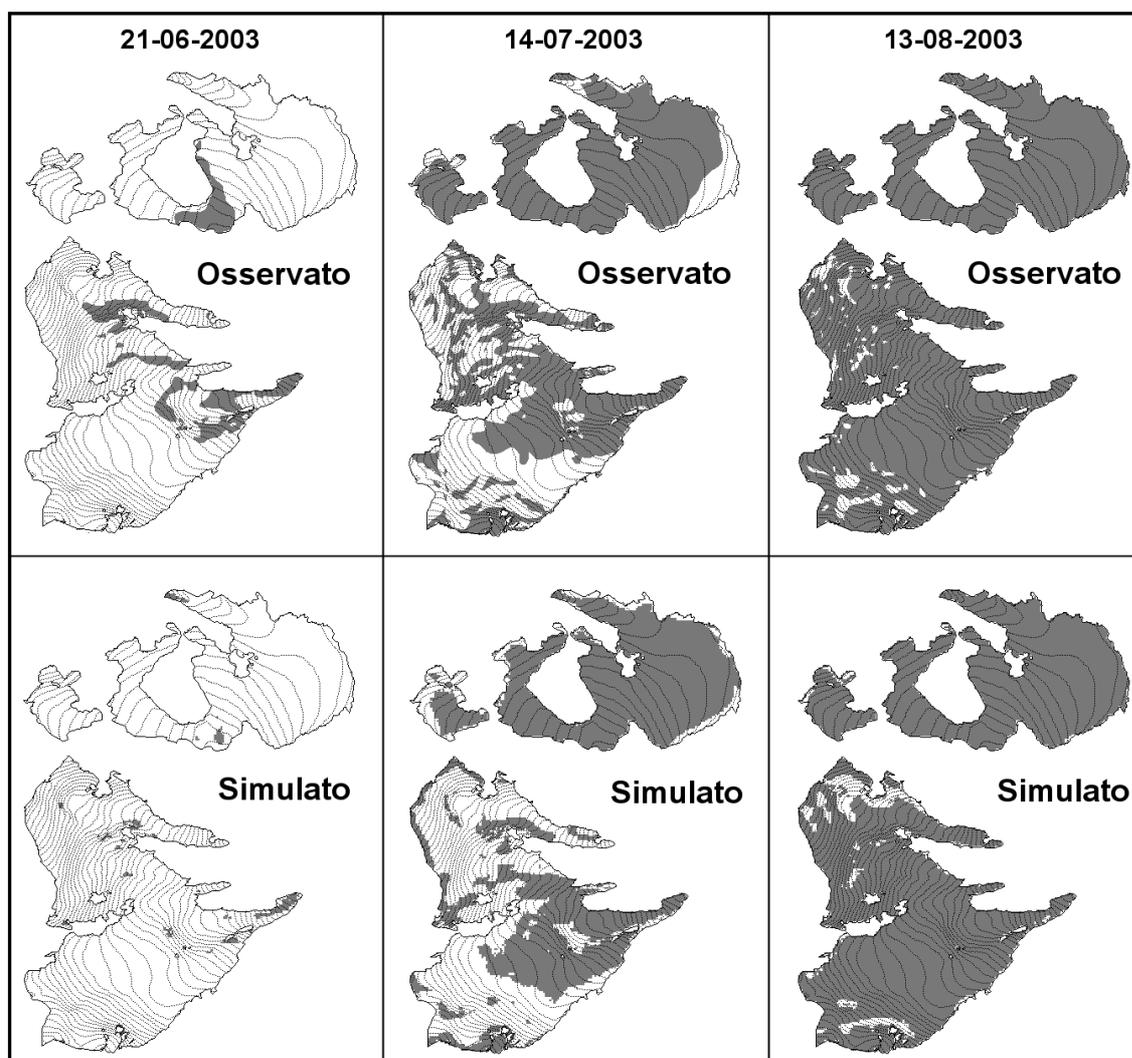


Figura 96 – Confronto tra mappe di copertura nevosa osservate e simulate in tre diverse date durante la stagione di ablazione 2003.

I dati di accumulo nevoso misurati a maggio 2003 sul ghiacciaio del Careser hanno confermato una buona simulazione del bilancio invernale, con un errore medio di -48 mm w.e. e un RMSE pari a 99 mm w.e..

La Figura 96 riporta un confronto tra mappe d'innevamento osservate e simulate in tre date diverse durante l'estate 2003. Nella prima parte della stagione estiva la fusione della neve è stata leggermente sottostimata, probabilmente a causa di uno strato di polvere sahariana che ha ridotto in modo significativo l'albedo degli strati basali del manto nevoso. Tuttavia, entro il 14 luglio questo "ritardo" è stato completamente colmato, a causa di una generale tendenza del modello a sovrastimare l'ablazione (Figura 97). Queste sovrastime erano attese, perché come già discusso in precedenza durante fasi calde e anticicloniche (come quelle che hanno dominato l'andamento dell'estate 2003) l'effetto raffreddante sulle superfici glaciali tende ad essere più efficace rispetto a condizioni "medie". Differenze significative sono osservabili però tra i due ghiacciai, con le maggiori sovrastime sul settore orientale del Careser ed errori di simulazione trascurabili sulla Mare. Un test eseguito con l'introduzione del ciclo diurno della copertura nuvolosa ($CCF = 0.2$) conferma anche in questo caso l'importanza della variabilità spaziale e temporale della copertura nuvolosa nel regolare la quantità di energia disponibile per la fusione (Figura 98). Il modello dimostra inoltre di avere una buona capacità nell'identificare le aree di massimo accumulo sul ghiacciaio de La Mare, come è possibile osservare dal confronto tra le mappe d'innevamento del 13 agosto 2003 (Figura 96).

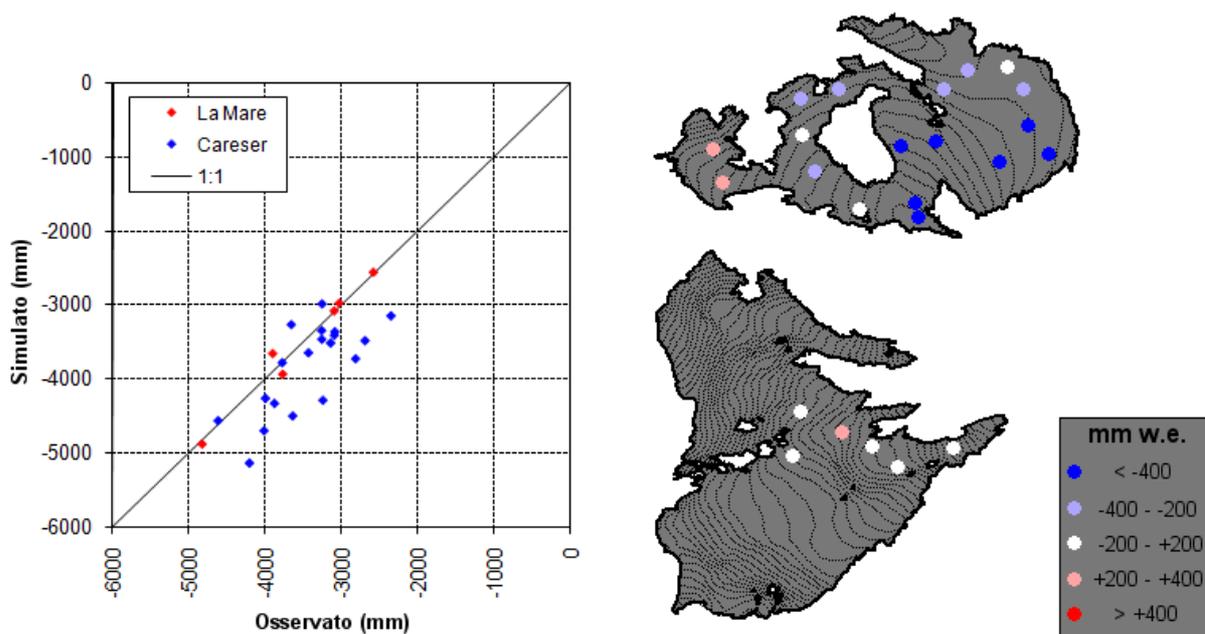


Figura 97 – A sinistra, confronto tra valori di bilancio di massa osservati e simulati nell'anno idrologico 2002-'03. A destra la distribuzione spaziale dell'errore di stima alle paline di ablazione.

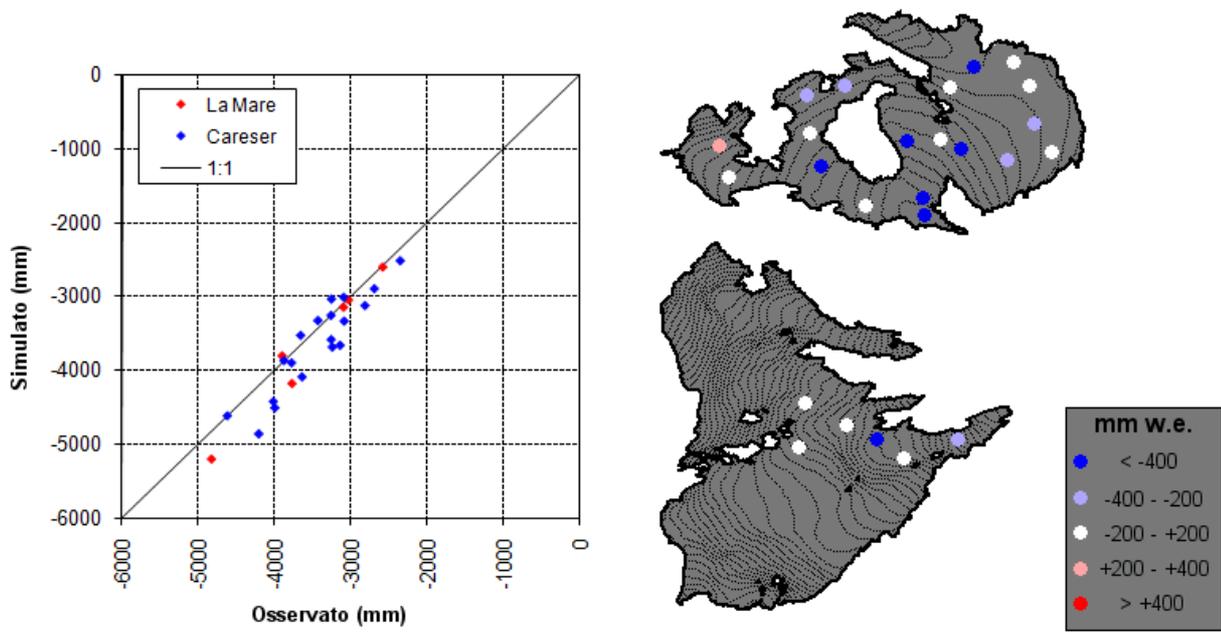


Figura 98 – A sinistra, confronto tra valori di bilancio di massa osservati e simulati nell'anno idrologico 2002-'03, includendo il ciclo diurno della copertura nuvolosa ($CCF = 0.2$). A destra la distribuzione spaziale dell'errore di stima alle paline di ablazione.

4.4 Considerazioni conclusive

In questo capitolo della tesi è stato presentato un modello in grado di simulare correttamente il bilancio di massa glaciale utilizzando dati di input comunemente disponibili e provenienti da stazioni di misura collocate esclusivamente all'esterno dei ghiacciai. Le uniche variabili meteorologiche richieste per il funzionamento del modello sono la temperatura dell'aria e le precipitazioni. In aggiunta il modello richiede solamente un modello digitale del terreno.

Lo scopo della ricerca era quello di implementare uno strumento di simulazione dalla forte connotazione "applicativa", ottenuto per miglioramento del semplice metodo "grado giorno". È stato quindi sviluppato un modello ad indice termico che usa la radiazione globale potenziale come indice energetico all'interno di un algoritmo di calcolo della fusione di tipo moltiplicativo. L'implementazione del modello per l'ambito glaciale ha comportato l'inserimento di parametrizzazioni in grado di descrivere i processi dominanti che controllano l'accumulo e l'ablazione, tra cui la redistribuzione della neve, l'effetto raffreddante delle superfici glaciali, l'albedo e la copertura nuvolosa.

I dati di bilancio di massa raccolti sui ghiacciai del Careser e de La Mare tra il 2003 e il 2008 hanno consentito di poter disporre di un'ottima base sperimentale per sviluppare e testare il modello. I test sono stati eseguiti su diverse scale spaziali e temporali. Sono stati presi in considerazione intervalli temporali variabili da una singola stagione ad un periodo di cinque anni consecutivi, e sono state confrontate misurazioni e simulazioni eseguite sia a livello di singoli punti, sia sull'intera superficie dei ghiacciai grazie alla disponibilità di osservazioni riguardanti l'equivalente in acqua del manto nevoso, la fusione alle paline e la copertura nevosa.

I risultati mettono in evidenza le ottime performances dell'approccio modellistico, e le nuove parametrizzazioni che sono state proposte per la redistribuzione della neve e per il ciclo diurno della copertura nuvolosa sono in grado di apportare significativi miglioramenti nella simulazione dei processi di accumulo e di ablazione. Il pattern della copertura nevosa è simulato piuttosto bene, anche in aree di alta quota non direttamente investigate. Il semplice algoritmo moltiplicativo proposto rivela un'efficienza confrontabile e in certi casi superiore rispetto ad altri approcci modellistici simili recentemente proposti in letteratura. A questo proposito è interessante osservare come algoritmi di tipo "additivo", che separano le componenti termiche e radiative del bilancio energetico, non sono altrettanto efficaci nel cogliere i gradienti verticali di bilancio di massa, e anzi sembrano eccessivamente sensibili ad eventuali imprecisioni nella caratterizzazione energetica delle aree di studio.

L'analisi accurata degli errori di simulazione e della loro distribuzione spaziale ha rivelato come l'aspetto più critico da cogliere sia la variabilità spaziale dei processi di accumulo. Ulteriori ricerche e soprattutto l'acquisizione di ulteriori dati di campagna sembrano essere indispensabili per migliorare la simulazione della redistribuzione eolica e gravitativa del manto nevoso. I processi di ablazione sono fortemente influenzati dall'effetto raffreddante delle superfici glaciali e dalla copertura nuvolosa, che mostrano un'elevata variabilità nel tempo e nello spazio. La loro interazione può produrre sia effetti di compensazione, sia effetti di accentuazione sulla simulazione dell'energia disponibile per la fusione. Anche in questo caso sono necessarie maggiori informazioni, derivanti da apposite campagne sperimentali, per poter proseguire nell'intento di mettere a punto semplici schemi di parametrizzazione basati su dati di input comunemente disponibili e facilmente acquisibili.

CONCLUSIONI

La criosfera alpina è una componente del ciclo idrologico altamente sensibile alle variazioni climatiche. L'attuale fase di riscaldamento sta producendo effetti tangibili negli ambiti spaziali e temporali di pertinenza delle componenti della criosfera, con conseguenze dirette sul regime idrologico dei corsi d'acqua che si originano nella catena alpina.

Il presente lavoro riporta gli esiti di un'intensa campagna di indagini compiute negli ultimi anni sulla criosfera del gruppo Ortles-Cevedale (settore meridionale delle Alpi Europee). Le ricerche hanno riguardato soprattutto l'ambito glaciale e periglaciale e sono state focalizzate su due principali aree campione, l'alta val de La Mare e la vedretta alta dell'Ortles. Sono inoltre stati compiuti degli approfondimenti riguardanti alcuni aspetti peculiari nel comportamento delle variabili meteorologiche ad alta quota.

Gli studi eseguiti sono serviti all'implementazione di un modello di simulazione del bilancio di massa glaciale. L'obiettivo è stato quello di creare uno strumento in grado di simulare correttamente i processi dominanti che regolano gli scambi di massa sulle aree glacializzate, mantenendo nel contempo una certa semplicità di applicazione e parsimonia nel fabbisogno di input. Si è cercato inoltre di ottimizzare la simulazione del bilancio di massa utilizzando esclusivamente dati meteorologici provenienti da stazioni esterne ai ghiacciai, in modo da renderlo il più "generalizzabile" possibile.

Le indagini sul comportamento delle variabili meteorologiche hanno riguardato la stima degli afflussi di precipitazione ad alta quota, la variabilità spaziale e temporale dell'albedo e la ciclicità diurna della copertura nuvolosa. Per ottenere stime attendibili di precipitazione alle quote più elevate è necessario un adeguato processamento dei dati grezzi misurati dai pluviometri, che tenga conto dell'errore strumentale. Tale errore non è affatto trascurabile, e aumenta in funzione della velocità del vento e della frequenza delle precipitazioni solide, inficiando considerevolmente il calcolo dei gradienti pluviometrici verticali e compromettendo l'estrapolazione dei dati dalle stazioni di misura alle aree prive di strumentazione. La procedura di correzione proposta, sviluppata per mezzo di osservazioni contemporanee di precipitazione ed equivalente in acqua del manto nevoso presso una stazione meteorologica di alta quota, consente di ottenere stime attendibili di precipitazione sulle aree glaciali poste oltre i 3000 m, come verificato mediante una lunga serie di misurazioni di bilancio invernale disponibili sul ghiacciaio del Careser. Le sottostime da parte dei pluviometri variano tra il 2 e il 57%, in media, con valori massimi del 70% su base mensile nei mesi invernali alla stazione più elevata (Careser diga, 2605 m). La mancata correzione di questo errore strumentale comporta sottostime dell'equivalente in acqua del manto nevoso, in ghiacciaio, che possono superare il 50%.

L'albedo è una variabile chiave nella regolazione del bilancio energetico e dell'ablazione sulla superficie dei ghiacciai. Le osservazioni eseguite per mezzo di una stazione meteorologica automatica installata sul ghiacciaio de La Mare, a 2980 m di quota, e tramite una campagna di misure distribuite con albedometro portatile sui due ghiacciai del Careser e de La Mare, confermano la sua elevata variabilità spaziale e temporale. L'albedo del ghiaccio, in particolare, varia tra 0.07 e 0.48, con valori medi di 0.24. L'eterogeneità dell'albedo del ghiaccio è legata soprattutto alla percentuale di copertura detritica superficiale. Sui due ghiacciai investigati è emersa una significativa relazione tra albedo e quota, dovuta al progressivo accumulo di detrito e impurità verso i settori frontali. Questa relazione ha consentito di proporre una semplice parametrizzazione dell'albedo del ghiaccio in funzione della quota.

I dati di radiazione globale misurati da due stazioni meteorologiche automatiche installate in alta val de La mare, poste a 5 km di distanza, sono stati utilizzati per un confronto con la radiazione globale potenziale simulata in condizioni di cielo sereno. Il confronto ha consentito di mettere in evidenza l'esistenza di una ciclicità diurna piuttosto regolare, durante la stagione di ablazione, della copertura nuvolosa, che si presenta minima in prossimità dell'alba e massima nel tardo pomeriggio. Questa ciclicità è dovuta alla convezione termica, e determina una riduzione mediamente pari al 50% nella quantità di radiazione globale incidente tra l'alba e il tramonto. Il ciclo diurno della copertura nuvolosa, quindi, è in grado di apportare una variabilità spaziale e temporale significativa dell'energia disponibile per l'ablazione in ghiacciaio. I dati a disposizione sembrano confermare una certa omogeneità di questo effetto, sia nel tempo, sia nello spazio. Servono tuttavia ulteriori indagini per far luce su un aspetto ancora poco studiato e raramente preso in considerazione nell'ambito della modellistica applicata al bilancio di massa glaciale.

Le misure di bilancio di massa eseguite sui ghiacciai del Careser e de La Mare confermano un trend negativo in atto ormai dagli anni '80 del secolo scorso, che a partire dal 2003 si è ulteriormente accentuato. Attualmente, il ghiacciaio del Careser perde mediamente 2003 mm di equivalente in acqua all'anno, mentre le perdite sul ghiacciaio de La Mare sono più contenute (307 mm/anno). La diversa sensibilità climatica dei due ghiacciai dipende in primo luogo dalla diversa distribuzione delle superfici con la quota, ma risente anche di diverse condizioni di esposizione e del feedback dell'albedo. Sul ghiacciaio de La Mare sono state messe a confronto due metodologie di misura del bilancio di massa: i) metodo glaciologico diretto, ii) metodo idrologico. Nonostante le difficoltà logistiche dovute alle particolari condizioni in cui ci si trova ad operare, e il margine di incertezza con cui è possibile stimare le componenti del bilancio idrologico, le due tecniche consentono di pervenire a risultati praticamente identici. L'approccio combinato conferisce maggiore robustezza alle stime di bilancio ed è certamente preferibile nel caso di indagini rivolte a ghiacciai caratterizzati da superfici inaccessibili, vasta estensione ed elevata altitudine.

Le indagini sul regime termico della superficie del suolo e sulla distribuzione del permafrost in alta val de La Mare sono state eseguite combinando misure di temperatura delle sorgenti, misure di temperatura superficiale del terreno e indagini geomorfologiche. Anche in questo caso l'approccio combinato mediante integrazione di fonti informative di diversa natura si è rivelato proficuo. Nell'area di studio il permafrost discontinuo si colloca mediamente oltre i 2700 m. Esistono tuttavia importanti differenze dovute alle condizioni micro-climatiche locali, che in ambienti caratterizzati da orografia complessa esibiscono una elevata variabilità spaziale. Coerentemente con quanto riportato nella letteratura scientifica, all'interno dell'area di studio la variabilità spaziale nella distribuzione del permafrost sembra essere controllata dalla quota e dall'esposizione prevalente. Tuttavia importanti differenze ed eccezioni esistono nel caso dei rock glaciers, che grazie alla loro conformazione (soprattutto per la presenza di grossi massi in superficie) sono in grado di favorire la conservazione del permafrost a quote insolitamente basse. Le misure di temperatura superficiale del terreno forniscono talora indicazioni contrastanti rispetto alle analisi geomorfologiche e alle misure di temperatura delle sorgenti. E' quindi necessaria la ripetizione di queste misure anche nei prossimi anni, ed è anche auspicabile una loro maggiore estensione nello spazio, possibilmente in combinazione con altre tecniche d'indagine di tipo geofisico e topografico.

Sulla vedretta Alta dell'Ortles nell'estate 2009 sono state eseguite ricerche multidisciplinari, mirate all'accertamento di condizioni favorevoli per una perforazione profonda prevista nel 2011, finalizzata al prelievo di una carota di ghiaccio da utilizzare per scopi di ricostruzione paleoclimatica. Le osservazioni hanno riguardato l'ambito glaciologico, chimico-fisico e geofisico. I risultati di queste prime indagini indicano che, sul settore superiore del ghiacciaio compreso tra i 3800 e i 3900 m, gli spessori medi si aggirano sui 60 m, raggiungendo valori massimi prossimi a 75 m. Su quest'area il bilancio di massa è stato positivo negli ultimi 4-5 anni, con valori medi annui di accumulo netto pari a 787 mm di equivalente in acqua. Il profilo termico verticale è risultato costantemente negativo, fino a 10 m di profondità (-1.2°C a 10 m), suggerendo condizioni di

ghiaccio "freddo" almeno in questo settore del ghiacciaio. Questi risultati sono incoraggianti e indicano condizioni favorevoli per la perforazione e per le indagini paleoclimatiche previste fra un paio di anni. Sono tuttavia state osservate tracce di percolazione all'interno del manto nevoso che indicano come, anche a quote così elevate, l'ablazione sia tutt'altro che trascurabile. Un'intensa percolazione può compromettere la conservazione del segnale paleoclimatico in profondità, almeno negli strati di firn che sono permeabili. E' quindi necessario proseguire negli studi in quest'area, che risulta essere una delle poche con bilanci annui positivi ormai rimaste nel gruppo Ortles-Cevedale, con il duplice obiettivo di comprendere come sta reagendo alle variazioni climatiche, e di migliorare la conoscenza dei processi di scambio di massa ed energia nelle aree glacializzate.

Il modello di simulazione del bilancio di massa glaciale, implementato durante il dottorato, è basato su un approccio modellistico di tipo concettuale, che ha lo scopo di migliorare il metodo "grado giorno" mediante l'introduzione di un indice morfo-energetico ricavato dal modello digitale del terreno. Le uniche variabili meteorologiche richieste per il funzionamento del modello sono la temperatura dell'aria e le precipitazioni.

L'implementazione del modello per l'ambiente glaciale ha comportato l'inserimento di parametrizzazioni in grado di descrivere i processi dominanti che controllano l'accumulo e l'ablazione, tra cui la redistribuzione della neve, l'effetto raffreddante delle superfici glaciali, l'albedo e la copertura nuvolosa.

I dati di bilancio di massa raccolti sui ghiacciai del Careser e de La Mare tra il 2003 e il 2008 hanno consentito di poter disporre di un'adeguata base sperimentale per sviluppare e testare il modello. I test sono stati eseguiti su diverse scale spaziali e temporali. Sono stati presi in considerazione intervalli temporali variabili da una singola stagione ad un periodo di cinque anni consecutivi, e sono state confrontate misurazioni e simulazioni eseguite sia a livello di singoli punti, sia sull'intera superficie dei ghiacciai grazie alla disponibilità di osservazioni riguardanti l'equivalente in acqua del manto nevoso, la fusione alle paline e la copertura nevosa.

I risultati mettono in evidenza le ottime performances dell'approccio modellistico, ottenute utilizzando input meteorologici provenienti esclusivamente da stazioni collocate al di fuori dei ghiacciai. Le nuove parametrizzazioni che sono state proposte per la redistribuzione della neve e per il ciclo diurno della copertura nuvolosa sono in grado di apportare significativi miglioramenti nella simulazione dei processi di accumulo e di ablazione. Il pattern della copertura nevosa è simulato piuttosto bene, anche in aree di alta quota non direttamente investigate. Il semplice algoritmo moltiplicativo proposto rivela un'efficienza confrontabile e in certi casi superiore rispetto ad altri approcci modellistici simili recentemente proposti in letteratura. A questo proposito è interessante osservare come algoritmi di tipo "additivo", che separano le componenti termiche e radiative del bilancio energetico, non sono altrettanto efficaci nel cogliere i gradienti verticali di bilancio di massa, e anzi sembrano eccessivamente sensibili ad eventuali imprecisioni nella caratterizzazione energetica delle aree di studio.

L'analisi accurata degli errori di simulazione e della loro distribuzione spaziale ha rivelato come l'aspetto più critico da cogliere sia la variabilità spaziale dei processi di accumulo. Ulteriori ricerche e soprattutto l'acquisizione di ulteriori dati di campagna sembrano essere indispensabili per migliorare la simulazione della redistribuzione eolica e gravitativa del manto nevoso. I processi di ablazione sono fortemente influenzati dall'effetto raffreddante delle superfici glaciali e dalla copertura nuvolosa, che mostrano un'elevata variabilità nel tempo e nello spazio. La loro interazione può produrre sia effetti di compensazione, sia effetti di accentuazione sulla simulazione dell'energia disponibile per la fusione. Anche in questo caso sono necessarie maggiori informazioni, derivanti da apposite campagne sperimentali, per poter proseguire nell'intento di mettere a punto semplici schemi di parametrizzazione basati su dati di input comunemente disponibili e facilmente acquisibili.

Riferimenti bibliografici

- Ambach W., 1955. Über die Strahlungsdurchlässigkeit des Gletschereises. *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Math-naturwiss. Klasse, Abt. 2, Bd. 164, Ht. 10*, 483-494.
- Andersson J.G., 1906. Solifluction, a component of subaerial denudation. *J. Geol.*, Vol. 14, pp.91-112.
- Andreatta C., 1954. La Val di Pejo e la catena Vioz Cevedale, studio geo-petrotettonico e minerario di una parte del massiccio dell'Ortles. *Acta geologica Alpina*, Vol. 5, 4-337.
- Armstrong T., B. Roberts e C. Swithinbank, 1973. Illustrated Glossary of Snow and Ice. Scott Polar Research Institute, 60 pp.
- Arnold N.S., I.C. Willis, M.J. Sharp, K.S. Richards e W.J. Lawson. 1996. A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. *J. Glaciol.*, 42(140), 77-89.
- Arnold N.S., W.G. Rees, B.J. Devereux e G.S. Amable. 2006a. Evaluating the potential of high-resolution airborne LiDAR data in glaciology. *Int. J. Rem. Sens.*, Vol. 27, No. 6, 1233-1251.
- Arnold N. S., W. G. Rees, A. J. Hodson e J. Kohler, 2006b. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. *J. Geophys. Res.*, 111, F02011, doi:10.1029/2005JF000426.
- Auer I. and 31 others. 2006. HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.*, 27(1), 17-46.
- Barbante C., L. Carturan, M. Cattadori, G. Dalla Fontana, R. Dinale, S. Forti, J. Gabrieli, P. Gabrielli, H. Hausmann, K. Krainer, M. Lanzinger, V. Mair, M. Munari, L. Noessig, P. Rastner, R. Seppi, L.G. Thompson, P. Vallelonga and M. Zebisch. 2009. The 2009 summer survey on the Ortles ice cap. Internal Report N° 2.
- Baroni C., A. Carton e R. Seppi, 2004. Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Presanella massif (Italian Alps). *Perm. Periglac. Proc.*, 15, 243-259.
- Barry R.G., 2006. The status of research on glaciers and global glacier recession: a review. *Prog. Phys. Geog.*, 30, 3, 285-306.
- Barsch D., 1996. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former geocology in High Mountain Environments. Springer, Berlin, 331 pp.
- Bauer A., G. Paar e V. Kaufmann, 2003. Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. In: Phillips, M., Springman, S., Arenson, L. (Eds.), 8th International Conference on Permafrost, Proceedings 1. Zurich. Swets & Zeitlinger, Lisse, pp. 55-60.
- Beniston M., H.F. Diaz e R.S. Bradley, 1997. Climatic change at high elevation sites: an overview. *Clim. Change*, 36, 233-251.
- Benn D. e D. Evans, 1998. Glaciers and Glaciation, 734 pp., John Wiley, New York.

Benn D.I. e A.M.D. Gemmell, 1997. Calculating equilibrium-line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet. *Glacial Geology and Geomorphology*, <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/>.

Benson C.S., 1961. Stratigraphic Studies in the Snow and Firn of the Greenland Ice Sheet. *Folia Geogr. Danica IX*.

Bergman J.W. e M.L. Salby, 1966. Diurnal variations of cloud cover and their relationship to climatological conditions. *J. Climate*, 9, 2802-2820.

Bergström S., 1986. Recent developments in snowmelt-runoff simulation. Proceedings of the Symposium: Cold Regions Hydrology. University of Alaska-Fairbanks, Fairbanks, Alaska. American Water Resources Association, Bethesda Maryland, 461-468.

Bernhard L., F. Sutter, W. Haeberli, F. Keller, 1998. Processes of snow/permafrost-interactions at high mountain site, Murte'l/Corvatsch, eastern Swiss Alps. The Seventh International Permafrost conference, Yellowknife, Canada. Nordicana: Quebec; 35-41.

Blöschl G., 1999. Scaling issues in snow hydrology. *Hydrol. Proc.*, 13, 2149-2175.

Braithwaite R.J. e F. Müller, 1980. On the parameterization of glacier equilibrium line altitude. IAHS Publ. 126 (Riederalp Workshop 1978 – World Glacier Inventory), 263-271.

Braithwaite R.J., 1984. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? *J. Glaciol.*, 30, 364-368.

Braun L.N., M. Aellen, M. Funk, R. Hock, M.B. Rohrer, U. Steinegger, G. Kappenberger e H. Müller-Lemans, 1994. Measurement and simulation of high alpine water balance components in the Linth-Limmern head watershed (northeastern Switzerland), *Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol.*, 30, 161-185.

Brock B.W., I. C. Willis e M.J. Sharpe, 2000. Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.*, 46/155, 675-688.

Brown J., O.J. Ferrians, Jr., J.A. Heginbottom e E.S. Melnikov, 1998. Digital Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions. In: International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS), version 1.0. CD-ROM available from National Snow and Ice Data Center, nsidc@nsidc.org. Boulder, Colorado: NSIDC, University of Colorado at Boulder.

Burgess M.M. e S.L. Smith, 2000. Shallow ground temperatures; in, The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a base line for the assessment of environmental change; Dyke, L D; Brooks, G R. Geological Survey of Canada, Bulletin 547; pages 89-103 1 CD-ROM.

Cairns B., 1995. Diurnal variations of cloud from ISCCP data. *Atm. Res.*, 37, 133-146.

Cannone N., 1999. Vegetazione e dinamica dei rock glaciers durante l'Olocene in Alta Valtellina (Italia). In: Orombelli G. (Ed.): Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni, 145-160.

Carenzo M., F. Pellicciotti, S. Rimkus e P. Burlando. 2009. Assessing the transferability and robustness of an enhanced temperature-index glacier-melt model. *J. Glaciol.*, Vol. 55, No. 190, 258-247.

Carturan L., 2007. Effetto delle variazioni climatiche sulla criosfera e sull'idrologia dei bacini d'alta quota. Relazione del primo anno di Dottorato.

- Carturan L. e R. Seppi, 2007. Recent mass balance results and morphological evolution of Careser glacier (Central Alps). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 30, 33-42.
- Carturan L. e R. Seppi. Evoluzione recente di tre ghiacciai nel Trentino occidentale (Alpi italiane). Meeting FIST-Geoitalia, 9-11 settembre 2009, Rimini. Poster.
- Carturan L., F. Cazorzi e G. Dalla Fontana, 2009a. Enhanced estimation of glacier mass balance in unsampled areas by means of topographic data. *Ann. Glaciol.*, 50, 37-46.
- Carturan L., G. Dalla Fontana e F. Cossi, 2009b. Variabilità spaziale dell'albedo sulle aree glaciali dell'alta val de La Mare (Ortles-Cevedale, Italia). *Neve e Valanghe*, N° 66, 22-31.
- Carturan L., G. Dalla Fontana e M. Borga, 2010a. Estimation of winter precipitation in high alpine terrain: validation by means of glacier mass balance observations. Submitted to *Hydrol. Proc.*
- Carturan L., F. Cazorzi e G. Dalla Fontana, 2010b. Modelling snow and ice mass balance using off-site meteorological data. Submitted to *J. Hydrol.*
- Castiglioni G.B., 1979. Geomorfologia. UTET, Torino, 436 pp.
- Cazorzi F. e G. Dalla Fontana, 1996. Snowmelt modeling by combining air temperature and a distributed radiation index. *J. Hydrol.*, No 181, 169-187.
- Cazorzi F., L. Carturan e G. Dalla Fontana, 2005. Simulazione della fusione in ambiente glaciale con un modello distribuito ad indice morfoenergetico. *L'acqua*, 3/2005, 23-32.
- Cazorzi F., G. Dalla Fontana e L. Carturan, 2009. EISMModel - Energy Index Snow Model. Manuale, 41 pp.
- Clark D.H., E.J. Steig, N.J. Potter e A.R. Gillespie, 1998. Genetic variability of rock glaciers. *Geogr. Ann.*, 80A, 175-182.
- Cossi F., 2008. Variabilità spazio temporale dell'albedo sulle aree glaciali dell'alta Val de La Mare, Val di Peio (TN). Tesi di Laurea Specialistica in Scienze Forestali e ambientali. Università di Padova.
- D'agostino V., (2004). Sull'affidabilità delle misure di portata nei torrenti montani con il metodo della diluizione salina. 29° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche. 7-10 Settembre 2004., vol. 1, pp. 1005-1012.
- Dalla Fontana G., 1996. Il contributo della foresta alla mitigazione della vulnerabilità del territorio. *Parchi*, 18, 56-62.
- Deems, J.S. e T.H. Painter, 2006. LiDAR measurement of snow depth: accuracy and error sources. Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop, Telluride, CO.
- Delaloye R., 2004. Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Fribourg, Département des Géosciences, GeoFocus 10: 1-240.
- Desio A., 1967. I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale. CNR-CGI, Torino, 874 pp.
- De Quervain M.R., 1948. Ueber den abbau der alpinen schneedecke. Int. Union Geod. Geophys., Gen. Assem. Oslo. Int. Assoc. Sci Hydrol. Publ. 30, 55-68.
- Dingman S.L., 1994. Snow and Snowmelt. In Physical Hydrology, Prentice Hall Englewood Cliffs, New Jersey; 159 – 209.

- Dubayah R., J. Dozier e F.W. Davis, 1990. Topographic distribution of clear-sky radiation over the Konza prairie, Kansas, *Wat. Resour. Res.*, 26(4), 679-690.
- Eisenburger D., V. Damm, M. Jenett e H. Lentz, 2001. Helicopter-borne GPR systems for geological application, a comparison between pulse radar and stepped frequency radar. Workshop on remote sensing by low-frequency radar. Naples, 20-21 September 2001, Poster.
- Erickson T.A., M.W. Williams e A. Winstral, 2005. Persistence of topographic controls on the spatial distribution of snow in rugged mountain terrain, Colorado, United States. *Wat. Resour. Res.* 41, 1-17.
- Escher-Vetter H., L.N. Braun, M. Siebers e M. Weber, 2005. Water balance of the Vernagtferner high alpine basin based on long-term measurements and modelling. In: Proceedings of the International Conference on Hydrology of Mountain Environments, Berchtesgaden, 27.9.-1.10. 2004, edited by Andreas Herrmann, Landschaftsökologie und Umweltforschung, Technische Universität Braunschweig, Heft 48, pp. 19-32.
- Etzelmüller B., J.O. Hagen, G. Vatne, R.S. Ødegård e J.L. Sollid, 1996. Glacier debris accumulation and sediment deformation influenced by permafrost, examples from Svalbard. *Ann. Glaciol.*, 22, 53-62.
- European Environment Agency, 2008. Impacts of Europe's changing climate - 2008 indicator-based assessment. EEA Report No 4/2008, 246 pp., DOI 10.2800/48117.
- Eybergen F.A. 1986. Glacier snout dynamics and contemporary push moraine formation at the Turtmann glacier, Switzerland. Proceedings. INQUA Symposium on Genesis & Lithology of Glacial Deposits, Amsterdam, p. 217-231.
- Fairweather I.S. e S.A. Hager, 2006. Remote sensing as a tool for observing rock glaciers in the Greater Yellowstone Ecosystem. Proceedings of Greater Yellowstone Public Lands. 38-41.
- Fedorova E. G., 1966. Calculation of wind speed at the level of the precipitation gauge considering the degree of station protection (in Russian). *Trans. Main Geophys. Observ.*, 195, 63-68.
- Fountain A.G., P. Jansson, G. Kaser e M. Dyurgerov. 1999. Summary of the workshop on methods of mass balance measurements and modelling, Tarfala, Sweden August 10-12, 1998. *Geogr. Ann.*, 81 A, 461-465.
- Fountain, A. e A. Vecchia. 1999. How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier? *Geogr. Ann.*, 81 A, 563-573.
- Frauenfelder R. e A. Käab, 2000. Towards a palaeoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 31, 281-286.
- Gerbaux M., C. Genthon, P. Etchevers, C. Vincent e J.P. Dedieu. 2005. Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modelling and sensitivity to climate change. *J. Glaciol.* 51, 561-572.
- Global Climate Observing System (GCOS). 2003. The second report on the adequacy of the Global Observing Systems for Climate in support of the UNFCCC. Geneva, World Meteorological Organization. (GCOS-82.) (WMO/TD No. 1143.)
- Global Climate Observing System (GCOS). 2004. Implementation plan for the Global Observing System for Climate in support of the UNFCCC. Geneva, World Meteorological Organization. (GCOS-92.) (WMO/TD No. 1219.)

- Goodison B., P. Louie e D. Yang. 1998. WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report, WMO/TD-No. 872, Instruments and Observing Methods No. 67, Geneva, 88pp.
- Gottardi F., C. Oblend, J. Gailhard e E. Paquet, 2007. Statistical estimation of precipitation over French mountain ranges. Extended Abstracts, ICAM 2007, Chambéry, France.
- Gray W.M. e R.W. Jacobson, 1977. Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1171-1188.
- Gray D.M. e D.H. Male, 1981. Handbook of snow. Principles, processes, management and use. Pergamon press, New York, 776 pp.
- Grayson R.B. e G. Blöschl, 2000. Spatial patterns in catchment hydrology: observation and modelling. Cambridge University Press.
- Granger R.J. e D.M. Gray, 1990. A net radiation model for calculating daily snowmelt in open environments. *Nordic Hydrol.*, 21, 217-234.
- Greuell W., W.H. Knap e P.C. Smeets, 1997. Elevational changes in meteorological variables along a mid-latitude glacier during summer. *J. Geophys. Res.*, 102(D22): 25941-25954
- Greuell W. e R. Bohm, 1998. 2 m temperatures along melting mid-latitude glaciers, and implications for the sensitivity of the mass balance to variations in temperature. *J. Glaciol.*, 44, No 146, 9-20.
- Greuell W. e P. Smeets, 2001. Variations with elevation in the surface energy balance on the Pasterze (Austria). *J. Geophys. Res.*, 106(D23), 31,717–31,727.
- Gruber S. e M. Hoelzle, 2001. Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Perm. Periglac. Proc.*, 12, 69-77.
- Gruber S., M. Peter, M. Hoelzle, I. Woddhatch e W. Haeberli, 2003. Surface temperatures in steep Alpine rock faces – a strategy for regional scale measurements and modelling. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003: 325–330.
- Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia. 1986. Ricerche geomorfologiche nell'altaVal di Peio (Gruppo del Cevedale). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 9: 137-191.
- Guglielmin M., M. Camusso, S. Polesello e S. Valsecchi, 2004. An old relict glacier body preserved in permafrost environment: the Foscagno rock glacier ice core (Upper Valtellina, Italian Central Alps). *Ar. Antar. Alp. Res.*, 36, 108-116.
- Guglielmin M. e C. Smiraglia, 1998. The rock glacier inventory of the Italian Alps. Proceedings. 7th. IPA International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, p. 375-382.
- Haeberli W., 1973. Die Basis Temperatur del winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeit. Gletsch. Glazialgeol.*, 9, 221-227.
- Haeberli W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 17, 1–221.
- Haeberli W., 1979. Holocene push- moraines in alpine permafrost. *Geogr. Ann.*, 61 A, 43-48.
- Haeberli W., 1985. Creep of Mountain Permafrost: Internal structure and Flow of Alpine Rock Glaciers. *Mitteilung derVAW/ETH*, 77, 119 pp.
- Haeberli W., 2000. Modern research perspective relating to permafrost creep and Rock Glaciers: a

discussion. *Perm. Periglac. Proc.*, 11, 290-293.

Haeberli W., R. Frauenfelder, M. Hoelzle e M. Zemp, 2003. Glacier mass balance bulletin, Tech. Rep. 7, Int. Assoc. of Hydrol. Sci., Univ. of Zurich, Zurich, Switzerland.

Haeberli W., 2006. Integrated perception of glacier changes: a challenge of historical dimensions. In: Knight, P. G. (ed): *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell, Oxford, 423-430.

Haeberli W., M. Hoelzle, F. Paul e M. Zemp, 2007. Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Ann. Glaciol.*, 46(1), 150-160.

Hamon W.R., 1961. Estimating Potential Evapotranspiration. *J. Hydr. Div., ASCE*. 87(HY3), 107-120.

Harris S.A. e D.E. Pedersen, 1998. Thermal regimes beneath coarse blocky material. *Perm. Periglac. Proc.*, 9, 107-120.

Harris C., W. Haeberli, D. Vonder Mühl e L. King, 2001. Permafrost monitoring in the high mountain of Europe: the PACE project in its global context. *Perm. Periglac. Proc.*, 12, 3-11.

Hauck C. e C. Kneisel (Eds.), 2008. *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press.

Heginbottom J.A., 2000. Permafrost distribution and ground ice in surficial materials; in, *The physical environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a base line for the assessment of environmental change*; Dyke, L.D.; Brooks, G.R. Geological Survey of Canada, Bulletin 547; pages 31-39 1 CD-ROM.

Hock R., 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *J. Glaciol.*, 45 (149), 101-111.

Hock R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progr. Phys. Geogr.*, 29, 362-391.

Hock R. e B. Holmgren. 1996. Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, northern Sweden. *Geogr. Ann.*, 78 A, 121-131.

Hock R. e P. Jansson, 2005. Modeling glacier hydrology. In "Encyclopedia of Hydrological Sciences", M.G. Anderson and J.J. McDonnell ed., Wiley, England, 2647-2655.

Hoelzle M., 1992. Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the eastern Swiss Alps. *Perm. Periglac. Proc.*, 3, 143-147.

Hoelzle M., W. Haeberli e F. Keller, 1993. Application of BTS-measurements for modelling permafrost distribution in the Swiss Alps. Cheng, G. (ed.) *Sixth International Conference on Permafrost. Proceedings*. South China University Technology Press, pp. 272-277.

Hoelzle M., M. Wegmann e B. Krummenacher, 1999. Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Perm. Periglac. Proc.*, 10, 113-124.

Hoelzle M., W. Haeberli e C. Stocker-Mittaz, 2003. Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. In *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland*: 419-424.

Höfle B., T. Geist, M. Rutzinger e N. Pfeifer, 2007. Glacier surface segmentation using airborne laser scanning point cloud and intensità data. *IAPRS Volume XXXVI, Part 3 / W52*, 195-200.

- Hoinkes H. e H. Lang, 1962. Der Massenhaushalt von Hintereis- und Kesselwandferner. *Archiv Met. Geph. Biokl.* B 12(1), 284-320.
- Holmlund P. e P. Jansson. 1999. The Tarfala mass balance programme. *Geogr. Ann.*, 81A (4), 621-631.
- Hood E., M. Williams e D. Cline. 1999. Sublimation from a seasonal snowpack at a continental, mid-latitude alpine site. *Hydrol. Proc.* 13, 1781-1797.
- Houghton J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P. Van der Linden, X. Dai, K. Maskel e C. Johnson, (eds.), 2001. *Climate change 2001. The scientific basis.* Cambridge: Cambridge University Press.
- Humlum O., 1997. Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Perm. Periglac. Proc.*, 8(4), 383-408.
- Humlum O., 1998. The climatic significance of rock glaciers. *Perm. Periglac. Proc.*, 9, 375-395.
- Imhof M., G. Pierrehumbert, W. Haeberli e H. Kienholz, 2000. Permafrost investigation in the Schilthorn Massif, Bernese Alps, Switzerland. *Perm. Periglac. Proc.*, 11, 189- 206.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., available at <http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html>.
- Ishikawa M., 2003. Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52, 105-120.
- IUGG (CCS) - UNEP - UNESCO - WMO, 2005. *Fluctuations of Glaciers 1995-2000. Volume VIII.* World Glacier Monitoring Service, Zurich, 288 pp.
- IUGG (CCS) - UNEP - UNESCO - WMO, 2008. *Fluctuations of Glaciers 2000-2005. Volume IX.* World Glacier Monitoring Service, Zurich, 266 pp.
- Jonsell U., R. Hock e B. Holmgren, 2003. Spatial and temporal variations in albedo on stogläciären. *J. Glaciol.*, 49, 59-68.
- Kääb A. e M. Vollmer, 2000. Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. *Perm. Periglac. Proc.*, 11 (4), 315-326.
- Kääb A., V. Kaufmann, R. Ladstädter e T. Eiken, 2003. Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. *Eighth International Conference on Permafrost*, vol. 1. Balkema, pp. 501-506.
- Kamniansky G.M. e F.I. Pertziger. 1996. Optimization of mountain glacier mass balance measurements. *Zeit. Gletsch. Glazialgeol.*, 32, 167-175.
- Kaser G., A. Fountain e P. Jansson, 2003. *A Manual for Monitoring the Mass Balance of Mountain Glaciers (IHP-VI, Technical Documents in Hydrology, No. 59)*, UNESCO, Paris.
- Klok E.J. e J. Oerlemans, 2002. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *J. Glaciol.*, 48, 505-18.
- Klok E.J., J.W. Greuell e J. Oerlemans, 2003. Temporal and spatial variation of the surface albedo of Morteratschgletscher, Switzerland, as derived from 12 Landsat images. *J. Glaciol.*, 49, 491 - 502.

- Kneisel C., C. Hauck, R. Fortier e B. Moorman, 2008. Advances in geophysical methods of permafrost investigations. *Perm. Periglac. Proc.*, 19, 157–178.
- Knoll C. e H. Kerschner, 2009. A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. *Ann. Glaciol.*, 50 (53), 46-52.
- Koelemeijer R., J. Oerlemans e S. Tjemkes, 1993. Surface reflectance of Hintereisferner, Austria, from Landsat 5 TM imagery. *Ann. Glaciol.*, 17, 17–22.
- Kondragunta C.R., 1996. Seasonal and annual variability of the diurnal cycle of clouds. *J. Geophys. Res.*, 101(D16), 21, 377-390.
- Krainer K. e W. Mostler, 2000. Reichenkar Rock Glacier: a glacier derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. *Perm. Periglac. Proc.*, 11, 267-275.
- Lang H., 1981. Is evaporation an important component in high alpine hydrology? *Nord. Hydrol.*, 12, 217-224.
- Lambiel C. e R. Delaloye, 2004. Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Perm. Periglac. Proc.*, 15, 229-241.
- Lee R., 1980. Forest microclimatology, Columbia Press.
- Legates D. R., 1987. A climatology of global precipitation. *Publ. Climatol.*, 40(1), 85 pp.
- Lemke P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R.H. Thomas and T. Zhang, 2007: Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- L'Hôte Y., P. Chevallier, A. Coudrain, Y. Lejeune e P. Etchevers, 2005. Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrol. Sci. J.*, 50(6), 989–997.
- Lieb G.K., 1998. High- mountain permafrost in the Austrian Alps (Europe). *Proceedings. 7th. IPA International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada*, p. 663-668.
- Machguth H., O. Eisen, F. Paul e M. Hoelzle. 2006a. Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 33, L13503.
- Machguth H., F. Paul, M. Hoelzle e W. Haeberli, 2006b. Distributed glacier mass-balance modelling as an important component of modern multi-level glacier monitoring. *Ann. Glaciol.*, 43, 335-343.
- Male D.H., 1980. The Seasonal Snowcover. In *Dynamics of Snow and Ice Masses*. SC Colbeck (Ed). Academic Press: New York, U.S.A.; pp 305 – 395.
- Male D.H. e D.M. Gray, 1981. Snowcover ablation and runoff. In: *Handbook of snow*, D.M. Gray e D.H. Male, 338-358. Ontario, Pergamon Press
- Martinez de Pison E., E. Serrano, C. Agudo, M. Arenillas, I. Cantarino, F. Garcia, R. Martinez, J. Navarro e A. Pedrero, 1998. Rock glaciers in the Pyrenees, Spain and France. Martinez de Pison, E., Serrano, E., Agudo, C., Arenillas, M., Cantarino, I., Garcia, F., Martinez, R., Navarro, J. & Pedrero,

- A. (eds.), International Permafrost Association, Data and Information Working Group, NSIDC, University of Colorado at Boulder.
- McClung D. e Schaerer P., 1993. The avalanche handbook. The Mountaineers Book, Seattle, 248 pp.
- Molnar L. e M. Trizna. 1989. Precipitation Measurement and corrections in mountainous areas. WMO/IASH/ETH Workshop on Precipitation Measurement, St. Moritz, 3-7 December 1989.
- Moser H., H. Escher-Vetter, H. Oerter, O. Reinwarth e D. Zunke, 1986. Abfluss in und von Gletschern. GSF-Bericht 41/86, Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH, München, 408 p.
- Muller S.W., 1943. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. U.S. Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report No. 62, 136 p. (Reprinted in 1947, J.W. Edwards, Ann Arbor, Michigan, 231 p.)
- Muller F., 1962. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada. *J. Glaciol.* 4:302-18.
- Nash J.E. e J.V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part 1. A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10(3), 282–290.
- Oerlemans J., 1992: Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energybalance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. *J. Glaciol.*, 38, 223–32.
- Oerlemans J., 2000. Analysis of 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance. *J. Glaciol.* 46, No 155, 571-579.
- Oerlemans J., 2001. Glaciers and climate change. Balkema Publishers, Lisse, 148 pp.
- Oke T.R. 1987. Boundary layer climates, Routledge London and New York, second edition.
- Ommanney C.S.L., 1969. A study of glacial inventory–ice masses of Axel Heiberg Island–Canadian Arctic Archipelago. Axel Heiberg Island Research Reports, McGill University, Glaciology, No. 3. 97 p.
- Østrem G., 1964. Ice-cored moraines in Scandinavia. *Geogr. Ann.*, 46A, 282–337.
- Østrem G., 1974. Present alpine ice cover. In Ives, J.D. and R.G. Barry, eds. Arctic and Alpine environments. London, Methuen, 225–250.
- Østrem G. e M. Brugman, 1991. Glacier mass-balance measurements, a manual for field and office work. N.H.R.I. Science Report, 4, 224 pp.
- Paterson W. S. B., 1981. The Physics of Glaciers, 2nd Ed., 380 pp., Pergamon Press, New York.
- Paul F., H. Machguth e A. Kääb, 2005. On the impact of glacier albedo under conditions of extreme glacier melt: the summer of 2003 in the Alps. EARSeL Workshop on Remote Sensing of Land Ice and Snow, Berne, 21.-23.2. 2005. EARSeL eProceedings, 4 (2), 139-149, CD-ROM.
- Paul F., A. Kääb e W. Haeberli. 2007. Recent glacier changes in the Alps observed from satellite: consequences for future monitoring strategies. *Glob. Planet. Change*, 56(1–2), 111–122.
- Pellicciotti F., B. Brock, U. Strasser, P. Burlando, M. Funk e J. Corripio, 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.*, 51, 573-587.

- Plattner C., L.N. Braun e A. Brenning, 2004. Spatial variability of snow accumulation on Vernagtferner, Austrian Alps, in winter 2003/2004. *Zeit. Gletscherk. Glazialg.*, 39, 43-57.
- Pomeroy J.W. e E. Brun, 2001. Physical Properties of Snow. In *Snow Ecology: An Interdisciplinary Examination of Snow-covered Ecosystems*. Jones HG, Pomeroy JW, Walker DA, Hoham RW (Eds). Cambridge University Press: Cambridge; 45 – 126.
- Ranzi R. e R. Rosso, 1991. A physically based approach to modelling distributed snowmelt in a small alpine catchment. *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1991)*, IAHS Publ. No 205, 141-150.
- Refsgaard J.C., 2001. Discussion of model validation in relation to the regional and global scale. In *Model Validation: Perspectives in Hydrological Sciences*, M. G. Anderson and P. D. Bates (Eds.). John Wiley and Sons, New York, 461-483.
- Reijmer C.H. e R. Hock, 2008. Internal accumulation on Storglaciären, Sweden, in a multi-layer snow model coupled to a distributed energy- and mass-balance model. *J. Glaciol.*, 54, 61-73.
- Rott H. e A. Siegel, 1999. Analysis of mass movement in alpine terrain by means of SAR interferometry. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. 1933-1936. IGARSS'99.
- Scapozza C., 2009. Contributo dei metodi termici per la prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera). *Boll. Soc. Tic. Sci. Nat.*, 97, 55-66.
- Schär C. e C. Frei, 2005. Orographic precipitation and climate change. In: U. M. Huber, H. K. M. Bugmann and M. A. Reasoner (eds): *Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview*, Springer, Dordrecht, 255-266.
- Schwarb M., 2000. The alpine precipitation climate. Evaluation of a high-resolution analysis scheme using comprehensive rain-gauge data. Diss. ETH No. 13911, 130 pp.
- Schweizer J., J.B. Jamieson e M. Schneebeli, 2003. Snow avalanche formation, *Rev. Geophys.*, 41(4), 1016.
- Seppi R., 2006. I rock glaciers delle Alpi centrali come indicatori ambientali (Gruppo Adamello-Presanella e settore orientale del Gruppo Ortles-Cevedale). Tesi di dottorato non pubblicata, 199 pp.
- Seppi R., C. Baroni e A. Carton, 2003. The rock glaciers inventory of the Adamello-Presanella massif (Central Alps, Italy). 8th International Conference on Permafrost, Int. Perm. Ass., 1, 77.
- Seppi R., G. Pilla, M. Gardino, A. Carton e C. Baroni, 2005. Thermal and physico-chemical characteristics of springs discharging from rock glaciers in the Ortles – Cevedale Region (Italian Alps). 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, 12-16 June 2005: Poster Abstract.
- Sevruk B., 1982. Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. Operational Hydrology Report 21 (WMO No. 589).
- Sevruk B., 1985. Correction of precipitation measurements: Swiss experience. Proceedings of the Workshop in the Correction of Precipitation Measurements, 1-3 April 1985, Zurich.
- Sevruk B., 1989. Reliability of precipitation measurement. WMO/IASH/ETH Workshop on Precipitation Measurement, St. Moritz, 3-7 December 1989.
- Sevruk B. e L. Zahlavova. 1994. Classification system of precipitation gauge site exposure: evaluation and application. *Int. J. Climatol.* 14, 681-689.

- Sivakumar B., 2008. Dominant processes concept, model simplification and classification framework in catchment hydrology. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 22(6), 737-748.
- Sivapalan M., 2005. Pattern, process and function: elements of a unified theory of hydrology at the catchment scale. In: Anderson, M.G. (ed.) *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons, 193-219.
- Strasser U., J. Corripio, F. Pellicciotti, P. Burlando, B. Brock e M. Funk. 2004. Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001: Measurements and simulations. *J. Geophys. Res.*, 109(D03103).
- Strasser U., M. Bernhardt, M. Weber, GE Liston e W. Mauser. 2008. Is snow sublimation important in the alpine water balance? *Cryosphere*, 2(1), 53–66.
- Sugden D.E. e B.S. John, 1976. *Glaciers and landscape*. Edward Arnold, London.
- Strasser U., J. Corripio, F. Pellicciotti, P. Burlando, B. Brock e M. Funk, 2004. Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001: Measurements and simulations. *J. Geophys. Res.*, 109: D03103.
- Suter S., M. Laternser, W. Haeberli, R. Frauenfelder e M. Hoelzle, 2001. Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: measurements and distribution modelling. *J. Glaciol.*, 47, 85– 96.
- Swift L.W.Jr., 1976. Algorithm for solar radiation on mountain slopes, *Wat. Resour. Res.*, 12(1), 108-112.
- Tangborn W., 1999. A mass balance model that uses low-altitude meteorological observations and the area-altitude distribution of a glacier. *Geog. Ann.* 81, 753-765.
- Tesche T.W., 1986. Theoretical basis and performance evaluation of current snowmelt-runoff simulation models. *Proceedings of the Symposium: Cold Regions Hydrology*. University of Alaska-Fairbanks, Fairbanks, Alaska. American Water Resources Association, Bethesda Maryland, 449-459.
- Urdea P., 1998. Rock glacier and permafrost reconstruction in the southern Carpathian Mountains, Romania. *Proceedings. 7th. IPA International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, p. 1063-1069.
- U.S.S.R., 1969. (S.S. Vyalov, and G.V. Porkhaev, Eds.). *Handbook for the design of bases and foundations of buildings and other structures on permafrost*. National Research Council Canada, Canada Institute for Scientific and Technical Information, Ottawa, Technical Translation TT-1865, 1976, 286 pp.
- U.S.S.R., 1973. (Sarkisyan et al., Eds.). *Handbook on the determination of the physical, thermal and mechanical properties of frozen soils*. National Research Council Canada, Canada Institute for Scientific and Technical Information, Ottawa, Technical Translation TT-2064, 1983, 202 pp.
- Van Everdingen R.O., 1976. "Geocryological terminology." *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 13, No. 6, 862-867.
- Van Everdingen R. (eds), 1998. *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*. International Permafrost Association. Revised 2005, 230 pp.
- Vonder Mühl D., J. Nötzli, K. Makowski e R. Delaloye, 2004. Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002. *Glaciological Report (Permafrost) 2/3*, 1–86.

- Washburn A.L., 1979. *Geocryology*. Edward Arnold, London, 406 pp.
- Weber R.O. e M. Furger, 2001. Climatology of near-surface wind patterns over Switzerland. *Int. J. Climatol.*, 21, 809-827.
- Willis I.C., N.S. Arnold e B.W. Brock, 2002. Effect of snowpack removal on energy balance, melt and runoff in a small supraglacial catchment. *Hydrol. Proc.*, 16, 2721-2749.
- Woo M.K., R. Heron e P. Marsh, 1982. Basal ice in high arctic snowpacks. *Arc. Antar. Alp. Res.*, 14, No 3, 251-260.
- Woods R., 2002. Seeing catchments with new eyes. *Hydrol. Proc.*, 16, 1111-1113.
- WMO, 1994. *Guide to Hydrological Practices*. Fifth edition, 735 pp.
- WMO, 2006. *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. Preliminary seventh edition, 569 pp.
- WMO, 2008. *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. WMO-No. 8 (Seventh edition).
- Yang D., B.E. Goodison, J.R. Metcalfe, V.S. Golubev, R. Bates, T. Pangburn e C.L. Hanson, 1998. Accuracy of NWS 8-inch standard non-recording precipitation gauge: results of WMO intercomparison. *J. Atmos. Oc. Tech.*, 15, 54-68.
- Yang D., D.L. Kane, L.D. Hinzman, B.E. Goodison, J.R. Metcalfe, P.Y.T. Louie, G.H. Levesley, D.G. Emerson e C.L. Hanson, 2000. An evaluation of the Wyoming gauge system for snowfall measurement. *Wat. Resour. Res.* 36, 2665-2677.
- Young P.C., S.D. Parkinson e M. Lees, 1996. Simplicity out of complexity in environmental systems: Occam's Razor revisited. *J. Appl. Stat.*, 23, 165-210.
- Zanon G., 1992. Venticinque anni di bilancio di massa del ghiacciaio del Careser, 1966-67/1990-91. *Geog. Fis. Dinam. Quat.*, 15, 215-220.
- Zweifel A. e B. Sevruk. 2002. Comparative accuracy of solid precipitation measurements using heated recording gauges in the Alps. WCRP Workshop on determination of solid precipitation in cold climate region. Fairbanks, Alaska, June 9-14, 2002.

Riferimenti da internet

<http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/glu/HINDENT.HTM> - *International Glossary of Hydrology*

<http://amsglossary.allenpress.com/glossary> - *American Meteorological Society, glossary of meteorology*

<http://pubs.usgs.gov/of/2004/1216/> - *Glossary of glacier terminology (US. Geological Survey)*

<http://nsidc.org/fgdc/glossary> - *Glossary of Permafrost and Related Ground Ice Terms (National Snow and Ice Data Center)*

<http://www.permanet-alpinespace.eu/page.cfm?vpath=index> - *PermaNET, Permafrost Monitoring Network*

<http://www.ortles.org/> - *Ortles Web Site*

Ringraziamenti

Si ringraziano tutte le persone e gli enti coinvolti a vario titolo nell'attività di ricerca, che hanno reso possibile la realizzazione di questo lavoro di tesi.

Un ringraziamento particolare ai professori Giancarlo Dalla Fontana e Federico Cazorzi, che mi hanno assistito, supportato e incoraggiato durante il dottorato di ricerca.

Un sentito ringraziamento va soprattutto alle persone che mi hanno aiutato nelle attività di campagna (tesisti, guide alpine, colleghi e amici). Desidero ricordare in modo particolare Roberto Seppi e Claudio Delpero.

Si ringraziano inoltre gli enti coinvolti nel gruppo di lavoro sui ghiacciai trentini, in particolare il Comitato Glaciologico Tridentino della SAT e l'ufficio Meteotrentino della Provincia Autonoma di Trento, con i quali ci si è trovati più volte a collaborare durante le misure sui ghiacciai della val di Peio.

Desidero inoltre ringraziare l'ENEL, che ha messo a disposizione le serie storiche di misurazioni relative alla stazione della diga del Careser, e il Parco Nazionale dello Stelvio che ha agevolato l'organizzazione logistica e l'installazione di strumentazione scientifica in ghiacciaio.

Un doveroso ringraziamento va infine al gruppo di lavoro sull'Ortles, con il quale è stata recentemente iniziata una collaborazione che si spera possa continuare in modo proficuo anche in futuro.