

POLITECNICO DI MILANO

Corso di Laurea Specialistica in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio
Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale, Infrastrutture Viarie e Rilevamento
Sezione Difesa del Suolo e Prevenzione dei Rischi Naturali



CALCOLO DISTRIBUITO DELL'ABLAZIONE DEL GHIACCIAIO NERO VENEROCOLO (BS)

Relatore: Ing. Daniele BOCCHIOLA

Correlatore: Dott.ssa Claudia Elena MIHALCEA

Tesi di laurea di:
Gabriella Apollonio
Matricola 709305

Anno Accademico 2009 - 2010

INDICE

INTRODUZIONE.....	5
CAPITOLO 1.....	7
INTRODUZIONE ALL'IDROLOGIA GLACIALE	7
CAPITOLO 2.....	16
CASO DI STUDIO.....	16
2.1 PARCO DELL'ADAMELLO.....	16
2.2 PROGETTO CARIPANDA	18
<i>Descrizione del progetto.....</i>	18
<i>Obiettivi</i>	19
2.3 GHIACCIAIO DEL VENEROCOLO	20
<i>Adamello.....</i>	20
<i>Climatologia dell'Adamello.....</i>	23
<i>Caratteristiche geologiche dell'Adamello.....</i>	24
<i>Inquadramento geografico e morfologico.....</i>	24
<i>Considerazioni glaciologiche</i>	28
2.4 OBIETTIVO TESI.....	30
CAPITOLO 3.....	31
MODELLAZIONE DELL'ABLAZIONE GLACIALE	31
3.1 MODELLI	31
3.2 MODELLO UTILIZZATO PER LA PORZIONE 'NERA' DEL GHIACCIAIO.....	33
<i>Fondamenti teorici</i>	33
<i>Codice di calcolo.....</i>	35
<i>Taratura modello</i>	39
<i>Risultati.....</i>	40
3.3 MODELLO UTILIZZATO PER LA PORZIONE 'PULITA' DEL GHIACCIAIO.....	43
3.4 DISTRIBUZIONE MODELLO.....	47
CAPITOLO 4.....	50
ANALISI E VALIDAZIONE	50
4.1 STRUMENTI.....	50
<i>Stazione meteorologica</i>	50
<i>Paline ablatometriche e termistori.....</i>	52
<i>Misuratore di portata</i>	53
4.2 DATI.....	55
4.3 RADIAZIONE	56
<i>Analisi radiazione ad onda corta.....</i>	57
<i>Analisi radiazione ad onda lunga</i>	60
<i>Validazione dati radiazione.....</i>	62
<i>Validazione dati radiazione della stazione metereologica del Pantano.....</i>	65

4.4 TEMPERATURA	68
<i>Analisi temperatura negli anni</i>	68
<i>Variazione temperatura con la quota</i>	70
CAPITOLO 5.....	72
CALCOLO ABLAZIONE DISTRIBUITA	72
5.1 ABLAZIONE DEL GHIACCIAIO COPERTO	72
5.2 ABLAZIONE DEL GHIACCIAIO PULITO.....	77
5.3 ABLAZIONE TOTALE.....	84
CAPITOLO 6.....	87
MODELLO IDROLOGICO	87
6.1 MISURE DI PORTATA.....	87
6.2 MODELLO IDROLOGICO	91
CONCLUSIONI.....	96
BIBLIOGRAFIA.....	98
ARTICOLI SCIENTIFICI E LIBRI DI TESTO	98
SITI INTERNET.....	101
TESI DI LAUREA.....	101
INDICE DELLE FIGURE E DELLE TABELLE	102

INTRODUZIONE

Le cause e gli effetti del cambiamento climatico influiscono direttamente sulla disponibilità della risorsa idrica: l'acqua sta diventando una risorsa sempre più rara e meno disponibile per tutti.

L'incremento delle temperature sulla superficie terrestre infatti provoca mutamenti nei regimi delle precipitazioni locali, un anomalo surriscaldamento dei mari, l'alterazione delle correnti oceaniche e lo scioglimento delle calotte polari. Nei dati dell'UNEP (United Nations Environment Programme) si legge che la velocità con cui si sciolgono alcuni dei ghiacciai montani in varie parti del mondo è raddoppiata negli ultimi anni.

La riduzione dell'estensione dei ghiacciai e dello spessore della copertura nevosa influirebbe anche sulla distribuzione stagionale dei flussi idrici e quindi sulla disponibilità di acqua per gli usi civili, industriali, per la produzione idroelettrica e per l'agricoltura. Ciò significa che le conseguenze sulle risorse idriche regionali potrebbero essere assai rilevanti.

Valutare la quantità d'acqua che si ha a disposizione e pianificare la sua gestione diventa quindi fondamentale all'interno di questo quadro catastrofico.

La zona alpina del territorio italiano conta un elevato numero di apparati glaciali che negli ultimi anni hanno subito una decisa riduzione nelle dimensioni come quelli in tutto il resto del mondo. A questo si affianca la previsione della trasformazione del carattere delle precipitazioni, sempre causato dagli effetti del global climate change. Tali motivi rendono necessario lo studio del ghiacciaio in quanto risorsa idrica, le cui dinamiche cambiano nel corso degli anni così come cambia il clima.

Lo studio descritto in questo elaborato mira a determinare la risposta idraulica del bacino posto alle pendici del monte Adamello, tenendo conto dell'apporto idrico legato alla fusione del ghiacciaio di Venerocolo.

In particolare si partirà con la descrizione delle problematiche legate al complesso sistema idrico di un ghiacciaio, quindi all'inquadramento geografico e morfologico del ghiacciaio in studio, nonché alla definizione delle sue peculiarità. A seguito di un'attenta analisi dei dati a disposizione (costituiti da misure di stazioni metereologiche, ma anche da misurazioni

sul campo) si passerà quindi alla modellizzazione del ghiacciaio e delle dinamiche che lo caratterizzano, in maniera tale da ridurre la complessità del sistema e riuscire così a calcolare la fusione del ghiacciaio stesso. Infine quest'ultima verrà considerata all'interno di un modello idrologico per determinare la risposta complessiva del sistema in termini di deflusso idrico superficiale.

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE ALL'IDROLOGIA GLACIALE

L'idrologia glaciale, che comprende i sistemi che trasportano l'acqua all'interno ed alla base degli strati del ghiacciaio, è uno degli elementi fondamentali che influenza la velocità con cui variano le masse di ghiaccio e quindi le loro risposte al clima. Le porzioni di portata a valle dei ghiacciai sono influenzate dai cambiamenti nella quantità di acqua nei loro sistemi idrologici, che si verificano nel corso dell'anno a causa del susseguirsi delle stagioni, e nel corso di decine o centinaia di anni a causa dei cambiamenti climatici. L'idrologia del ghiacciaio controlla quindi molti dei processi geologici dinamici e glaciali principali del ghiacciaio ed è il comportamento dell'acqua nei ghiacciai che rivela la struttura del ghiaccio e del ghiacciaio a varie scale, ed indica come questa struttura cambia con il tempo in risposta ai cambiamenti stagionali o a più lungo termine.

L'ablazione superficiale e basale dei ghiacciai può produrre grandi volumi d'acqua. Il flusso d'acqua esercita un'influenza importante sui processi geomorfologici e di funzionamento del ghiacciaio, e presenta sia benefici che rischi per la popolazione umana. Nelle regioni glaciali con delle precipitazioni estive scarse ad esempio, lo scioglimento del ghiaccio diventa una risorsa importante durante la stagione agricola, che consente di coltivare le valli che altrimenti sarebbero troppo aride per permettere la coltivazione. Per contro, il rilascio improvviso dell'acqua immagazzinata attraverso onde di piena catastrofiche costituisce una minaccia seria e ricorrente in regioni come le Ande, l'Himalaya e l'Islanda.

Sempre più spesso l'acqua di fusione proveniente dai ghiacciai viene utilizzata per la produzione di energia idroelettrica, in particolare nella Scandinavia e nelle Alpi Europee, e la riuscita della costruzione e del funzionamento di tali schemi richiede la conoscenza dei principi di scorrimento dell'acqua e di trasporto dei sedimenti.

Il tasso di movimento dei ghiacciai e delle lastre di ghiaccio è sensitivamente dipendente dalla pressione e dalla distribuzione dell'acqua alla base, e alcuni meccanismi del flusso, come lo scorrimento basale, sono impossibili in assenza di acqua liquida. L'acqua inoltre contribuisce all'erosione glaciale, al trasporto e al deposito dei sedimenti, sia come agente diretto, che in congiunzione con il ghiaccio.

L'acqua può entrare nel sistema di drenaggio glaciale attraverso la fusione del ghiaccio, la fusione della neve, la pioggia, la rugiada, il deflusso dai pendii liberi dal ghiaccio e attraverso il rilascio dell'acqua immagazzinata. La fusione del ghiaccio e della neve in superficie mostrano delle variazioni quotidiane, annuali secondo il bilancio energetico locale, il che causa profonde fluttuazioni nel deflusso dei bacini glaciali. I tassi di fusione della superficie aumentano con la temperatura dell'aria, la radiazione e la pioggia. Quest'ultima è particolarmente efficace nella fusione della neve, e ciò porta dei maggiori tassi di deflusso rispetto a quelli che si avrebbero in presenza di simili importi di precipitazione in assenza di neve.

L'acqua proveniente dalla fusione superficiale e dall'atmosfera può entrare nei ghiacciai e fondere il ghiaccio dalle pareti dei passaggi englaciali e subglaciali con la dispersione di calore sensibile e di energia meccanica. Ma la fusione subglaciale ed englaciale può anche verificarsi come conseguenza del calore frizionale generato con la deformazione o lo scorrimento del ghiaccio, per il calore geotermico o per la pressione connessa al flusso del ghiacciaio. In generale, la quantità d'acqua di fusione alle base del ghiacciaio tende ad essere maggiormente costante nel tempo rispetto all'acqua di fusione superficiale e contribuisce poco alle variazioni del deflusso nei bacini ghiacciati (*Knight, Glaciers, 1999*).

Il drenaggio dell'acqua sopra e attraverso il ghiacciaio rispecchia la permeabilità del ghiaccio a due scale: la permeabilità primaria, o permeabilità del ghiaccio intatto e della neve, e la permeabilità secondaria, relativa alla distribuzione dei tunnel e di altri tipi di percorso dell'acqua. In questo senso, il drenaggio glaciale è analogo al flusso dell'acqua attraverso un terreno calcareo carsico, nel quale l'acqua si insinua nei pori della roccia o in tunnel e fessure. La permeabilità primaria può essere alta per la neve, ma tende ad essere piuttosto bassa per il ghiaccio, dove ci sono delle bolle, ma sono isolate le une dalle altre. Per il ghiaccio alla pressione di fusione, tuttavia, l'acqua può scorrere attraverso un sistema di interconnessioni di lenti sottili e di vene tra i cristalli di ghiaccio, in particolare dove il gradiente di pressione è alto. Il ghiaccio intatto al di sotto del valore di pressione di fusione è invece impermeabile.

La massa di acqua che drena attraverso il ghiaccio si riferisce alla permeabilità secondaria, e segue un sistema di condotte con diametro che va da pochi millimetri ad alcuni metri. Tali condotte englaciali si formano attraverso lo scioglimento delle loro pareti, e tendono ad essere una caratteristica del ghiaccio quando ci si trova intorno alla pressione di fusione. Parti di ghiacciaio in cui la pressione è al di sotto del punto di fusione quindi tendono a non avere condotte englaciali, e l'acqua tende a drenare

superficialmente. Comunque dei crepacci potrebbero penetrare attraverso la fredda superficie del ghiaccio trasportando così l'acqua di superficie ad un livello più basso, dove il ghiaccio potrebbe essere alla pressione di fusione.

L'acqua può essere poi accumulata in laghi sub-, supra-, en-glaciali o arginati dal ghiaccio e laghetti superficiali se il flusso della portata viene interrotto da qualche tipo di barriera, connessa alla permeabilità del ghiaccio e al gradiente di pressione. L'immagazzinamento può essere controllato dallo stesso ghiacciaio o da una combinazione di topografia locale e del ghiacciaio, in accordo con le caratteristiche locali di drenaggio.

'Glacier storage' è un termine largamente utilizzato, applicato a differenti processi e considerato in scale temporali diverse in idrologia e glaciologia. Un importante articolo scientifico (*'The concept of glacier storage: a review'*; Peter Jansson, Regine Hock, Thomas Schneider; 2002) considera che l'accumulo avvenga sotto forma di ghiaccio, neve e acqua e che sia associato a tre scale temporali.

L'accumulo a lungo termine riguarda l'immagazzinamento di ghiaccio su scale temporali che vanno da anni a secoli, se non di più. Questa tipologia di deposito influisce sul livello globale del mare e sul bilancio a lungo termine dell'acqua nei bacini glaciali, inoltre è in particolar modo importante per le risorse d'acqua nelle aree aride e semi-aride.

L'accumulo a medio termine riguarda processi quali accumulo e rilascio di neve e acqua da parte di un ghiacciaio su una scala stagionale. E questa è anche la definizione più diffusa in letteratura del termine 'storage'. Questo tipo di accumulo ha effetti sulle caratteristiche del deflusso nei bacini glaciali e sui regimi di flusso a valle dei fiumi.

L'accumulo a breve termine concerne infine gli effetti giornalieri del drenaggio attraverso il ghiacciaio, inclusa la considerazione dello scioglimento della neve e dei percorsi sovra- e sub-glaciali.

Oltre a questi processi dipendenti dalla scala temporale ci sono anche dei meccanismi legati al rilascio da parte del deposito, chiamati 'singular storage releases' (letteralmente 'emissioni del singolo deposito').

L'idrologia di alcuni sistemi di ghiacciai è infatti caratterizzata da periodici o occasionali rilasci di grosse quantità di acqua immagazzinata dando vita a catastrofici sfoghi di flusso. Questo fenomeno viene chiamato spesso con il termine islandese Jokulhlaups (glacier flood) e può essere innescato da:

- l'improvviso drenaggio di un lago sotto o attraverso la diga di ghiaccio che lo limita;

- lo straripamento dell'acqua da un lago e una rapida incisione fluviale nel ghiaccio, nella roccia o nella barriera di sedimenti;

- la crescita fino al collasso delle riserve subglaciali.

La natura periodica del fenomeno in molte aree significa che è necessario prevederlo con precisione, ma nonostante ciò il rischio geomorfologico rimane severo, e il flusso d'acqua si può sfogare su qualsiasi struttura esso incontri sul suo cammino.

L'improvviso impatto del Jokulhlaups è stato ben descritto in dei documenti storici.

Questo tipo di fenomeno non si è verificato soltanto nelle aree vulcaniche dell'Islanda, ma effettivamente ha avuto un impatto anche più pesante sugli esseri umani ed i loro insediamenti nel continente Europeo, nord e sud America, Asia e Nuova Zelanda, dove gli ingegneri hanno cercato di ridurre gli effetti del flusso glaciale per decenni.

Sebbene il Jokulhlaups si verifichi di solito nella stagione di ablazione quando la fusione del ghiaccio è al massimo e le reti di drenaggio glaciali sono al loro massimo sviluppo, si è visto verificarsi anche in inverno. In più, la sua occorrenza è quasi mai ciclica e può riflettere il cambiamento di condizioni glaciologiche associate ad oscillazioni del muso del ghiacciaio.

La recessione di un ghiacciaio o i cicli di avanzamento e ritiro del terreno di un altorilievo è spesso caratterizzato da due fasi di rischio di Jokulhlaups: una prima fase riguarda il crescente accumulo in un lago, e una seconda riguarda il drenaggio sotto e intorno al lago, con conseguente ritiro del margine del ghiacciaio.

Il meccanismo attraverso il quale il fenomeno si innesca cambia a seconda della posizione del corpo d'acqua e della natura dello sbarramento che limita l'acqua.

Le grandi variazioni nell'alimentazione della portata combinate con le fluttuazioni delle precipitazioni e il rilascio dell'acqua immagazzinata portano a pensare che i fiumi che drenano i bacini glaciali mostrino una portata molto variabile a scala stagionale. Le variazioni della portata si verificano in cicli giornalieri e annuali, su basi irregolari a causa del sistema meteorologico, e, se consideriamo periodi più lunghi, riflette i cambiamenti nel bilancio di massa del ghiacciaio.

Il modello di base giornaliero della portata d'acqua proveniente dal ghiacciaio che si riversa poi nei fiumi dipende dal ciclo giornaliero di temperatura. La variazione di portata consiste in un ciclo di crescita e abbassamento del flusso sovrapposta al flusso di base, o minima portata giornaliera. Il flusso di base arriva da varie fonti, inclusa l'acqua da fusione

subglaciale, l'acqua che si accumula nelle cavità, l'acqua da fusione che cola dalla neve e le acque sotterranee. Queste componenti variano di poco giorno per giorno.

Il ciclo giornaliero sovrapposto è formato da quelle componenti dell'acqua di fusione che drenano rapidamente attraverso il sistema del ghiacciaio, inclusa l'acqua di fusione che drena dall'area di ablazione del ghiacciaio attraverso i corti percorsi dei condotti subglaciali principali, e quella che scorre tutta superficialmente.

I picchi della portata giornaliera si spostano di qualche ora al di là dell'orario di massima fusione, il valore di questo ritardo dipende dalla distanza che l'acqua deve coprire per attraversare il ghiacciaio e dalla configurazione della rete interna di drenaggio. Il tempo di ritardo è grande per sistemi di drenaggio tipo quelli caratterizzati da una rete di cavità interconnesse, è invece piccolo per sistemi di canali efficienti e ben sviluppati. Mentre la stagione di ablazione progredisce, è possibile che lo sviluppo delle reti di drenaggio subglaciali possa portare ad una diminuzione del tempo di ritardo.

Molti ghiacciai mostrano delle variazioni stagionali molto evidenti nel deflusso, seguendo delle fluttuazioni annuali dell'ablazione di superficie dovute ai cambiamenti della radiazione solare e della temperatura dell'aria. Fanno eccezione alcuni ghiacciai ad alte latitudini equatoriali, dove l'ablazione è significativa durante tutto l'anno. Per i ghiacciai a medie ed alte latitudini, le portate sono molto basse durante l'inverno quando la fusione è praticamente trascurabile, e cresce rapidamente con l'inizio dell'ablazione del ghiaccio e della neve in primavera. Il primo flusso della stagione di ablazione viene chiamato spring event da Rothlisberger e Lang (1987), ed è associato alla ristabilizzazione di una rete di drenaggio ben connessa, all'interno e sotto il ghiacciaio, che consente un allontanamento efficace dell'acqua di fusione, delle piogge e dell'acqua accumulata. Ci si aspetta delle portate alte in tutta l'estate, in particolare con il caldo che porta al massimo l'ablazione. La portata inizia a calare a fine estate, quando la scorta d'acqua immagazzinata englaciale e subglaciale sta finendo. La portata diminuisce rapidamente al basso livello invernale con l'inizio della stagione fredda in autunno.

Eventi di flusso irregolare sono associati a un sistema meteorologico individuale, che determina intensità di ablazione e precipitazioni e a dei cambiamenti nel sistema di drenaggio glaciale.

Durante i periodi in cui si mantiene il caldo, gli idrogrammi di portata proglaciale mostrano una crescita costante nella portata di base, che riflette il graduale rilascio di acqua da parte dell'area di accumulo del ghiacciaio. Gli eventi con la portata più alta caratterizzati da fattori meteorologici, comunque, tende ad essere associata all'alta piovosità estiva e ai

temporali autunnali. La pioggia si somma direttamente al deflusso del bacino, e inoltre contribuisce al trasferimento del calore atmosferico al ghiaccio e alla neve. In quanto eventi legati al flusso, dobbiamo sempre considerare il loro impatto geomorfologico e gli eventuali rischi per le proprietà.

Le variazioni a lungo termine possono essere spesso dovute ai cambiamenti climatici, e associate all'immagazzinamento di acqua sotto forma di neve e ghiaccio. La portata di acqua di fusione è relativamente bassa nei periodi freddi, quando l'accumulo aumenta e il ghiacciaio avanza, e relativamente alta durante i periodi caldi quando l'accumulo diminuisce e il ghiacciaio si ritira. La portata sarà più alta quando la deglaciazione è rapida, e diminuisce quando il ghiacciaio si rimpicciolisce, e la scorta d'acqua si esaurisce.

La riduzione della taglia dei ghiacciai riduce la potenziale produzione di acqua da fusione, come mostra Kasser (1973), che trovò che l'area dei ghiacciai francesi diminuì del 19% tra il 1916 e il 1968 portando un 16% in meno di deflusso estivo. Se i ghiacciai continuano a ritirarsi a causa del riscaldamento globale indotto dai gas serra, la corrispondente riduzione della fusione potenzialmente potrebbe portare a conseguenze di vasta portata per le comunità dipendenti da questa risorsa nei mesi estivi.

Ovviamente tali variazioni dipendono molto anche dalla posizione geografica del ghiacciaio in studio.

All'interno di 'Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia' (*Ribstein, E. Tiriaua, B. Franco, R. Saraviab, 1995*) si spiega ad esempio come il deflusso dai ghiacciai intertropicali sia altamente variabile, e ciò indica che essi sono notevolmente influenzati dai cambiamenti climatici caratteristici dei climi tropicali.

Il bacino da 3 km² presentato in questo caso di studio si trova nella Cordigliera Real della Bolivia ed era coperto per il 77% dal ghiaccio del ghiacciaio, da 6000 a 4830 m.s.l.m. Un confronto di 2 anni di studio ha dimostrato la caratteristica peculiare dei ghiacciai intertropicali: i periodi di fusione e di accumulo coincidono durante la stagione delle piogge. Durante il primo anno idrologico (1991-1992) infatti, il deflusso era di 1793 mm per una precipitazione media sul ghiacciaio di circa 916 mm, mentre durante il secondo anno (1992-1993), il deflusso era di 1080 millimetri per una precipitazione di 1060 millimetri.

Lo sviluppo della nostra comprensione dei problemi glaciologici classici come lo scioglimento ha potuto contare su una conoscenza crescente dell'effetto dell'acqua all'interno del ghiacciaio.

Nella maggior parte dei casi, l'idrologia di un sistema glaciale viene modellizzato attraverso sistemi di serbatoi lineari, e in effetti anche in questo elaborato è stato preso in considerazione un modello di questo tipo.

E' interessante, da questo punto di vista, un articolo di S. Jobard e M. Dzikowski, del 2006: 'A conceptual, linear reservoir runoff model to investigate melt season changes in glacier hydrology'.

Tale articolo descrive un modello concettuale e lineare del deflusso di un bacino idrico e lo applica ad un piccolo bacino di un circo glaciale nei Pirenei francesi per la stagione della fusione del 1995. Sono stati effettuati una serie di esperimenti di modellizzazione sia per indagare la risposta della forma dell'idrogramma giornaliero ai cambiamenti stagionali in riferimento alla ricarica d'acqua di fusione superficiale, all'immagazzinamento glaciale e ai processi di routing, sia per investigare la probabile struttura del sistema idrologico del ghiacciaio rimanente. Le osservazioni spazialmente e temporalmente distribuite e ad alta risoluzione della fusione del ghiaccio e della neve (e registrazioni delle precipitazioni) sono state usate per stimare la massa d'acqua da utilizzare come input di un modello concentrato di drenaggio delle acque di fusione.

L'analisi empirica del ramo di recessione dell'idrogramma ha fornito una base per individuare la struttura più probabile del sistema idrologico del ghiacciaio. Questa struttura è stata quindi rappresentata nel modello attraverso due serbatoi lineari ('fast' e 'slow'). Sebbene il coefficiente di immagazzinamento del serbatoio 'veloce' mostri solo un declino moderato (13-5.25 h), la misura della massa d'acqua di fusione entrante in questo serbatoio cresce quando la linea della neve del ghiacciaio si ritira e il coefficiente del serbatoio lento diminuisce (45-17.75 h); di conseguenza gli idrogrammi modellati diventano sempre più alti durante la stagione di ablazione.

Più tardi nella stagione di fusione, il sistema di drenaggio può essere meglio rappresentato matematicamente come un serbatoio singolo (con un coefficiente di immagazzinamento di 6-8.25 h) dovuto alla produzione di acqua da fusione che si verifica principalmente nella zona medio-bassa di ablazione, alla riduzione dell'estensione (capacità) dell'area di immagazzinamento più lenta, e/o all'integrazione dei percorsi lento e veloce.

In termini di idrologia glaciale, gli esperimenti modellati hanno suggerito che il serbatoio veloce rappresenta il drenaggio del ghiaccio disciolto in un sistema semi-distribuito al di sotto della parte bassa del ghiacciaio, mentre il serbatoio lento rappresenta un sistema alimentato dal manto nevoso sotto il ghiacciaio superiore.

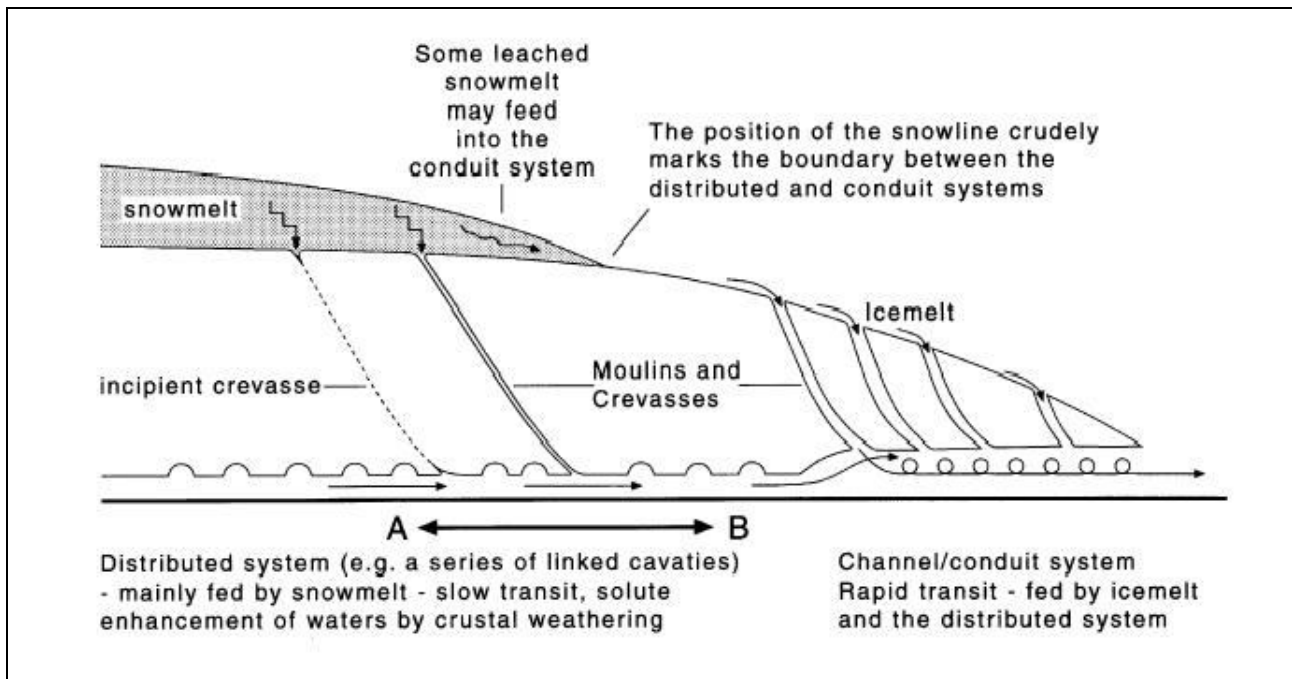


Figura 1.1 – Possibile sezione del sistema idrologico del ghiacciaio, S. Jobard e M. Dzikowski, 2006

La natura dell'immagazzinamento e del percorso all'interno del sistema idrologico e la misura in cui questi processi sono significativi nel determinare il deflusso da questo ghiacciaio residuo in confronto a ghiacciai più grandi mette in luce alcune questioni interessanti connesse alla scala considerata.

L'articolo inoltre dimostra l'utilità di un approccio di modellazione concettuale semplice per investigare i sistemi idrologici glaciali, oltre alle più tradizionali applicazioni per la previsione del deflusso.

Le osservazioni dell'idrologia englaciale e subglaciale contano inoltre su tecniche di telerilevamento quali l'utilizzo di traccianti, il monitoraggio della pressione dell'acqua e l'analisi chimica dell'acqua di fusione del ghiaccio che, a loro volta, non hanno una base teorica certa per la loro interpretazione. Lo sviluppo nell'analisi chimica dell'acqua di fusione del ghiaccio è sicuramente una delle strade che portano al progresso nell'idrologia glaciale, ma l'analisi chimica dell'acqua di fusione del ghiaccio ancora è limitata dai problemi che hanno tutte le forme di telerilevamento della zona englaciali.

Un interessante articolo di Hooke del 1994, ossia *'Hydrology of a segment of a glacier situated in a overdeeping, Storglaciaren, Svezia'*, spiega come l'utilizzo dei traccianti possa aiutare nello studio del trasporto sub- e supra-glaciale dell'acqua.

Il particolare ghiacciaio studiato in questo articolo è situato in una valle preglaciale ereditata sotto al livello della superficie subglaciale, approfondita e allargata attraverso un processo corrosivo.

Lo studio è stato condotto sulla base di esperimenti con traccianti e osservazioni del livello dell'acqua, effettuati grazie alla perforazione in 47 punti in una sezione 'overdeepened' di Storglaciaren, i quali hanno dimostrato che quasi tutta acqua che passa attraverso questa parte del ghiacciaio si muove in condotti englaciali. Gran parte dell'energia viscosa dissipata dall'acqua subglaciale che scorre fino ad un ripido pendio alla base fuori da tale overdeepening può bastare a scaldare l'acqua per mantenerla al punto di fusione. Se il pendio è sufficiente ripido, si potrebbe verificare il congelamento all'interno dei condotti. La possibilità che i condotti si ingrandiscano in seguito alla fusione è così limitata e la pressione dell'acqua sale. Questo, unito al possibile blocco dei condotti dovuto ad un eventuale congelamento, obbliga l'acqua a cercare vie englaciali.

La frequenza con cui si sono incontrati condotti englaciali durante la perforazione ha suggerito che ce ne erano diverse centinaia in tutta la sezione trasversale del ghiacciaio. Di conseguenza, ciascuno doveva trasportare una piccola frazione della portata totale, di circa 10 m³/s. Quindi gli esperimenti con i traccianti hanno suggerito che la porzione di portata trasportata da questi condotti era minore di 0.1 m³/s, perciò le sezioni trasversali del condotto dovevano avere un'area di circa 0.01 m², grandezza che corrisponde alle video-osservazioni all'interno dei fori trivellati.

Il gradiente idraulico medio osservato attraverso l'overdeepening era circa 0.04. Se i condotti avessero avuto una sezione trasversale uniforme, la scabrezza implicata da tale forma sarebbe stata irragionevole alta e le pressioni di acqua all'interno di essi sarebbero state più basse rispetto a quelle osservate, quindi quei condotti dovevano per forza di cose restringersi localmente soltanto ad una piccola frazione della loro sezione trasversale media.

In conclusione si può quindi dire che l'idrologia glaciale considera una serie di problematiche complesse che caratterizzano un ghiacciaio e il territorio che esso occupa, le quali hanno bisogno ancora di essere studiate a fondo, per riuscire ad avere un'immagine più chiara del sistema nel suo complesso e delle dinamiche al suo interno.

CAPITOLO 2

CASO DI STUDIO

2.1 PARCO DELL'ADAMELLO

Il Parco dell'Adamello è situato nelle Alpi Retiche, nel centro della catena alpina, e comprende il versante lombardo del gruppo dell'Adamello, zona ubicata nella porzione nord-orientale della provincia di Brescia.

Si estende per 51.000 ettari, dal Passo del Tonale a quello di Crocedomini. In particolare il limite est dal Parco è costituito dal confine regionale tra Lombardia e Trentino, mentre a ovest il suo confine si mantiene poco al di sopra della sponda sinistra dell'Oglio, il quinto fiume italiano per lunghezza.

La posizione del Parco è di particolare importanza in quanto si innesta come ponte tra due parchi di altrettanto valore: ad oriente troviamo il Parco regionale trentino Adamello – Brenta, mentre a Nord si situa il Parco Nazionale dello Stelvio, limitrofo al Parco Nazionale svizzero dell'Engadina. Si è venuta così a creare un'area protetta di 2500 km², la più grande e affascinante delle Alpi, della quale il Parco dell'Adamello rappresenta il limite meridionale.

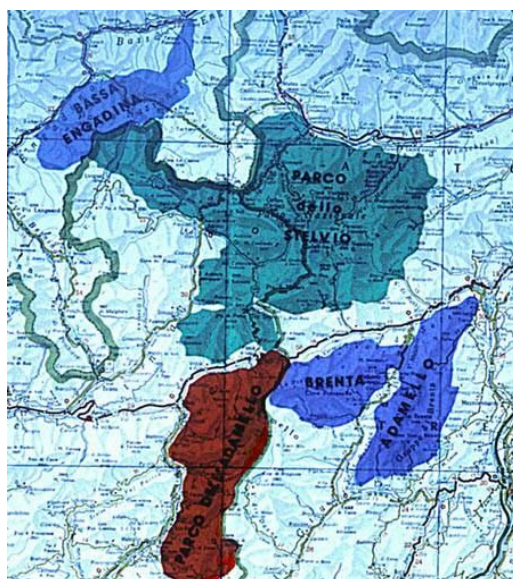


Figura 2.1 – Area protetta dei parchi dello Stelvio, Adamello, Adamello-Brenta ed Engadina

Dal Tonale, verso sud, i comuni territorialmente interessati al Parco sono: Ponte di Legno, Temù, Vione, Vezza d'Oglio, Incudine, Edolo, Sonico, Malonno, Berzo Demo, Cedegolo,

Cevo, Savioere dell'Adamello, Paspardo, Cimbergo, Ceto, Braone, Niardo, Breno e Prestine.

Cime, creste, monti dominano il complesso di numerose valli diramate per tutto il Parco, in modo da dividere le varie catene. Tra le valli, muovendoci da nord verso sud, le principali sono: Val Narcanello, Valbione, d'Avio, di Vallaro, Paghéra di Vezza d'Oglio, Finale, Gallinéra, Rabbia, Malga, di Savioere, di Salarno, dell'Adamé, Paghéra di Ceto, del Re, di Fa, di Stabio, delle Valli, Bona, di Cadino e del Càffaro.

Il Gruppo dell'Adamello, sede del ghiacciaio più vasto d'Italia (di circa 18 km² di superficie), presenta una conformazione a raggiera, per cui dai ghiacciai centrali dell'acrocoro culminante si dipartono creste e catene montuose che, a loro volta, si articolano nei sottogruppi del Baitone, del Frisozzo e del Blumone.

Per la tutela dell'Adamello sono state presentate varie proposte fin dal lontano 1919, quando viene pubblicato sulla rivista del Touring Club un progetto di "Parco Nazionale dell'Adamello". E' in quest'anno infatti che comincia il dibattito, che durerà parecchi decenni, accompagnato da una serie di proposte legislative riguardanti sempre l'istituzione di un parco nazionale, con lo scopo di tutelare i valori naturalistici e contemporaneamente istituire una grande area protetta nel centro delle Alpi, comprendente il Parco nazionale dello Stelvio e quello svizzero dell'Engadina.

Nel 1967 poi il versante trentino del massiccio adamellino diventa Parco Regionale dell'Adamello-Brenta. Si comincia a pensare a un parco regionale anche per il versante lombardo, idea fortemente sostenuta dalle Associazioni ambientaliste e dalla Sezione del CAI - Club Alpino Italiano della Valle Camonica. Quindi nel 1983, con la legge regionale del 16 settembre n° 79, si ha l'istituzione del Parco *regionale*. Nel 2003 (L.R. 1° dicembre 2003 n° 23) all'interno del Parco regionale è stato istituito il Parco *naturale* (a seguito della legge quadro sulle aree protette).

Oggi il parco è amministrato dalla Comunità Montana di valle Camonica, con sede nei comuni di Breno, Savioere dell'Adamello e Vezza d'Oglio.

La parte maggiormente antropizzata ricopre una superficie di circa 290 km², circa il 60 % del totale, e fa capo al Parco regionale. Questa area si riferisce al fondovalle camuno, ai centri abitati, alle zone industriali e coltivate, ai medi versanti boscati, alle valli secondarie nella loro porzione mediana e terminale, vicino alle confluenze con il fiume Oglio.

Il restante 40 %, pari a circa 217 km², corrisponde invece al Parco naturale: le aree protette sono principalmente gli ambienti territoriali più naturali, il ghiacciaio dell'Adamello,

le testate delle valli, le vette e i crinali più elevati, sino al confine con la regione Trentino. Le grandi dighe – realizzate a partire da fine XIX secolo e sparse per l'intero territorio – i rifugi, gli alpeggi e i manufatti militari risalenti alla Prima Guerra Mondiale (il confine tra Italia ed Austria correva lungo il limite tra le regioni Lombardia e Trentino), sono le uniche opere dell'uomo che oggi si possono trovare nel Parco naturale.

Dato lo scarto altitudinale che contraddistingue il Parco (dai 390 m.s.l.m. di Breno fino ai 3554 m della vetta dell'Adamello), si ha la presenza di notevoli variazioni climatiche che permettono una grande variabilità ambientale. In un contesto paesaggistico montano dalla bellezza unica, la flora annovera diverse specie rare ed endemiche e la fauna risulta molto ricca e variegata, rendendo così il Parco un'area di interesse non solo regionale ma addirittura internazionale.

Gli elementi che contraddistinguono maggiormente il Parco sono, in primis il ghiacciaio dell'Adamello, fulcro dell'intero sistema, poi l'abbondante copertura nivale, importantissimo serbatoio di modulazione della risorsa idrica ed in ultimo la stessa risorsa idrica presente sottoforma di laghi, torrenti e zone umide. Tale abbondanza d'acqua ha portato, come in precedenza accennato, alla costruzione sin dalla fine dell'Ottocento e i primi del Novecento di dighe e sbarramenti, collegati tra loro da un sistema stupefacente di gallerie. Tali bacini di raccolta regolano il deflusso verso valle dell'acqua per scopi non solo di produzione di energia idroelettrica (centrali di Edolo, Cedegolo, San Fiorano, etc.), ma anche industriali e agricoli. L'importanza di questa risorsa nella caratterizzazione, nel mantenimento dei paesaggi e degli ecosistemi di questo ambiente, ha spinto il Parco ad attivare indagini conoscitive dello stato attuale e della possibile evoluzione della risorsa idrica del territorio.

2.2 PROGETTO CARIPANDA

Descrizione del progetto

Tra le attività promosse dal Parco dell'Adamello che mirano alla valutazione della disponibilità di risorsa idrica per il sistema Parco, vi è il progetto CARIPANDA, CAmbio climatico e Risorsa Idrica nel PArcO Naturale Dell'Adamello. L'attenzione del progetto è volta a determinare scenari verosimili, in relazione alle evoluzioni climatiche attuali, per fornire un utile strumento di supporto decisionale.

Il progetto, finanziato con il Bando Ambiente 2006 della Fondazione Cariplo, si propone di valutare l'evoluzione temporale del Ghiacciaio dell'Adamello che, con i suoi 24 km² di superficie glacializzata, è il più vasto ghiacciaio italiano.

Il Gruppo di lavoro che si è occupato di attuare il progetto è composto dai seguenti partner:

- Parco dell'Adamello - Comunità Montana di Valle Camonica
- Politecnico di Milano, Sezione CIMI (Costruzioni idrauliche marittime ed Idrologia)
- Università degli Studi di Milano - Istituto di Fisica Generale Applicata
- Università degli Studi di Milano - Dipartimento di Scienze della Terra
- ARPA Lombardia
- Università di Brescia - Dipartimento di Ingegneria Civile
- Enel Produzione, Nucleo Idroelettrico di Cedegolo.

Il progetto, strutturato su un arco temporale di ventuno mesi, è fondato su cinque fasi principali, che costituiscono gli obiettivi del progetto stesso.

Obiettivi

Il primo passo da compiersi è il recupero delle basi di dati geo-climatici esistenti (geologia, uso del suolo, serie storiche di carattere idrologico). Per determinare e distinguere la copertura nivale e l'area occupata dai ghiacciai è necessario il reperimento della serie di immagini satellitari e da telerilevamento. Il materiale così ritrovato sarà utilizzato, tramite l'uso di indici climatici ed idrologici di sintesi, per una completa descrizione della distribuzione spazio-temporale della risorsa idrica nel Parco.

Le serie storiche trovate sono utilizzate anche per la valutazione di tendenze significative, in questo panorama di cambiamento climatico, mediante uno studio delle anomalie rispetto ai valori di lungo periodo. La seconda fase verte quindi sulla valutazione quantitativa della copertura glaciale futura.

Nella terza fase, un modello idrologico integrato creato ad hoc a partire dalle serie a lungo periodo di precipitazione, di temperatura ed idrometriche, valuterà la risposta del sistema alla sollecitazione meteo-climatica. Il modello sviluppato simulerà l'andamento temporale della risorsa idrica; appositi moduli suddivideranno il deflusso nelle sue componenti dirette (precipitazioni) e ritardate (scioglimento nivo-glaciale).

In un ulteriore step si prenderà visione di alcuni ipotetici scenari futuri di andamenti climatici, realizzati secondo i modelli di circolazione globale AOGCM. Per l'utilizzo previsto, tali situazioni supposte, fornite dagli AOGCM, risultano essere ad una scala troppo grossolana: si interverrà con una operazione di disaggregazione al fine di riportare ad una scala spazio-temporale compatibile con quella di interesse idrologico dell'area di

studio. Gli andamenti temporali così trovati saranno l'input del modello idrologico il quale simulerà il ciclo idrologico nel lungo periodo.

L'ultimo passo previsto dal progetto ha come obiettivo la produzione di scenari di evoluzione della risorsa idrica, indicativamente fino al 2050, permettendo di quantificare la sensibilità climatica dell'area (espressa in termini di risorsa idrica) e di mettere in luce possibili criticità del sistema Parco.

Il presente lavoro si innesta in tale progetto con l'obiettivo di analizzare e modellare lo scioglimento glaciale del Venerocolo.

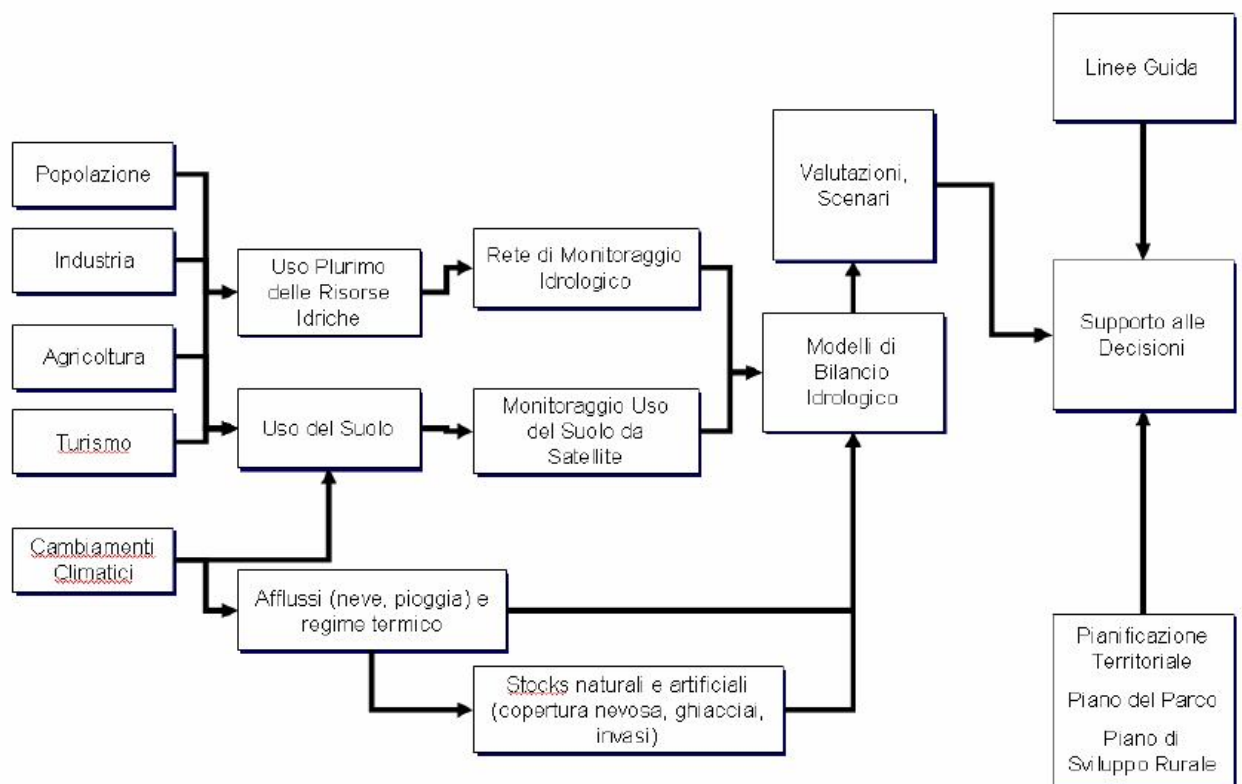


Figura 2.2 – Organigramma del progetto CARIPANDA

2.3 GHIACCIAIO DEL VENEROCOLO

Adamello

Prima di caratterizzare il ghiacciaio del Venerocolo, conviene analizzare il sistema glaciale dell'Adamello nel suo complesso.

Il gruppo dell'Adamello, composto da 52 apparati glaciali, di cui solo 32 sono catastabili, è situato sul versante sinistro della Valle Camonica, sul confine tra le regioni Lombardia e Trentino. Esso costituisce la più vasta superficie coperta da ghiacciai unitari in Italia.

Si estende per un'area di circa 18 km², occupando un volume che si è stimato essere di 2 km³ di ghiaccio, equivalenti in acqua a 1,86 km³. In media, a seguito dello scioglimento nivo-glaciale del periodo estivo, rilascia un volume d'acqua superiore ai 22 milioni di m³ annui, con una punta massima toccata nel 2003 di poco inferiore ai 40 milioni di metri cubi. Le acque di scioglimento alimentano principalmente due diversi bacini, di notevole importanza: il bacino dell'Oglio sul fronte lombardo e quello del Sarca nella parte trentina. Il primo comprende il ghiacciaio di Pisgana, i ghiacciai del Venerocolo e dell'Avio (Pian di Neve), il ghiacciaio di Miller superiore, del corno Salarno e la vedretta di Adamé. Diversamente, il bacino del Sarca convoglia le acque del ghiacciaio orientale del Caré Alto, la vedretta di Niscigli, il ghiacciaio del Lares, il ghiacciaio della Lobbia, quello del Mandrone e la vedretta di Fagordida.

Dal ghiacciaio dell'acrocorno centrale dipartono a raggiera creste e catene montuose, articolate nei sottogruppi del Baitone, del Frisozzo e del Blumone.

Il ghiacciaio condiziona l'aspetto delle zone elevate. L'area circostante ad esso è infatti caratterizzata da imponenti morene, depositi di limo glaciale, torrenti e laghi montani. Le valli hanno la tipica conformazione ad U dovuta all'erosione imposta dalle lingue glaciali, e le loro testate, che culminano al fulcro geografico della zona, il Pian di Neve, terminano nei fronti glaciali, caratterizzati da crepacci e seraccate, producendo alla vista uno scenario polare.

Le valli di accesso nel settore lombardo, che dal fondovalle camuno conducono al ghiacciaio, sono divise in due zone: le valli settentrionali, ubicate nell'alta valle Camonica, e le valli meridionali nella media. Le prime sono cinque. Dall'abitato di Ponte di Legno, dirigendosi verso sud, si incontrano la val Narcanello, la val Seria, la val d'Avio, la val Vallaro e, in comune di Vezza d'Oglio la val Paghera. Le principali valli meridionali sono invece due: la val Malga, che si biforca nella val Miller e nella conca del Baitone, nel comune di Sonico, e la valle di Savio anch'essa scissa in due ulteriori valli, quella di Salarno e la val Adamé.

Le valli settentrionali si diramano dal solco della Valle Camonica in direzione sud. La val Narcanello, che termina proprio presso Ponte di Legno, è di difficile approccio. La testata degli imponenti ghiacciai di Pisgana ne occupano l'intera testata.

Il ghiaccio che delimita a sud la Val Seria, corto ed irto solco vallivo sub-parallelo alla vallata precedente, deve il proprio nome alla cima di Salimmo (3104 m) che lo sovrasta. Tale ghiacciaio è ormai quasi completamente nascosto da una coltre detritica.

La val d'Avio, sia per quanto concerne le dimensioni che per le valenze storico-naturalistiche e alpinistiche, è la più importante del settore. La normale via lombarda conduce alla vetta del monte Adamello (3554 m), dischiudendo lo spettacolare scenario del complesso glaciale del Pian di Neve-Mandrone.

Il solco vallivo, mirabile esempio di modellamento glaciale, si distingue per la presenza di poderosi salti rocciosi spazati da conche in cui trovano alloggio cinque laghi artificiali di notevoli dimensioni (Pantano d'Avio, Venerocolo, Benedetto, Avio e laghetto d'Avio). Questi bacini di raccolta captano e immagazzinano le acque di scioglimento del ghiacciaio al fine di convogliarle verso la centrale idroelettrica di Edolo per la produzione di energia elettrica. La testata della valle è dominata dalla parete Nord dell'Adamello: ospita un ghiacciaio vallivo, quello di Venerocolo, e uno di pendio, quello d'Avio centrale, oltre ad altri minori.

La val Vallaro, che inizia in prossimità dell'abitato di Stadolina, conduce al monte Avio (2962 m). Ad essa segue, poco più ad ovest, la meridionale val Paghera. Questa schiude il versante settentrionale dell'imperioso e solitario corno Baitone (3331 m), sul cui lato occidentale si affacciano le periferiche val Gallinera e val Rabbia, che racchiudono piccoli individui glaciali. La val Paghera è di particolare bellezza naturalistica data la presenza del meraviglioso lago d'Aviolo, che trae il nome dall'omonima cima (2881 m). Le valli meridionali, sovrastate dal pianalto dell'Adamello, si ordinano parallelamente con direzione Est- Ovest, perpendicolarmente al corso del fiume Oglio. Le colate glaciali che da qui si sono originate, hanno determinato la morfologia delle valli che portano da sud al ghiacciaio dell'Adamello. Oltre al classico profilo ad U, le valli meridionali possiedono delle singolarità che le contraddistinguono: presentano infatti lunghe piane longitudinali, spalloni glaciali detti *coster*, bruscamente interrotte da salti intermedi detti *scale* (di Miller, di Salarno, di Adamé). Questi gradini o scale hanno dislivelli considerevoli, superiori anche ai 400 m di altezza, creando una specie di terrazzamento tra il solco glaciale superiore e quello inferiore sovraescavato.

Sempre procedendo da Nord verso Sud incontriamo per prima la Val Malga, il cui accesso primario è in comune di Sonico. Questa valle, come detto in precedenza si divide in due valli all'altezza di malga Premessone (1585 m): la val Miller e la conca del Baitone. La prima conduce al corno Miller (3373 m) ed alla cima del Laghetto (3365 m) presso la vetta piramidale dell'Adamello. Oltre alla prima effluenza del ghiacciaio dell'Adamello e alle scale incavate nel costone roccioso nella valle, interessantissima per le vestigia moreniche, sono presenti cinque piccoli ghiacciai. Da malga Premessone, in direzione

Nord, si stacca con un dislivello di circa 500 m la conca del Baitone, approccio meridionale all'omonima punta. Il selvaggio ma affascinante ambiente morenico è disseminato di laghi di sovraescavazione (artificiali ma di origine naturale quelli del Baitone e Rotondo, naturali il lago Verde, Lungo e i laghi Ghiacciati) ma purtroppo è ormai quasi del tutto deglacializzato.

Dal comune di Cedegolo diparte la valle di Saviore che prende il nome dall'omonimo centro. Nei pressi dello stesso, la valle si sdoppia dando luogo alla val Salarno in direzione Nord-Est, e alla valle di Adamé verso Est. La val Salarno, che in un primo tratto prende il nome di val Bratta, ospita nel tratto medio superiore due laghi artificiali di notevoli dimensioni (Salarno e Dosazzo) e alla propria testata altrettante imponenti effluenze del ghiacciaio dell'Adamello. Come nella contigua val Adamé, i coster presentano ragguardevole sviluppo. La val Adamé, la più lunga del settore meridionale lombardo, si chiude a monte con la seraccata dell'omonima colata glaciale.

Tra le valli meridionali va annoverata anche la val Ghilarda, che si stacca nella media val Saviore in direzione Est – Sud-Est, nel sotto settore Frisozzo-Recastello. Merita una menzione in quanto ospita gli individui glaciali più meridionali delle Alpi Lombarde, i glacionivati di Saviore e Frisozzo, di cui sfortunatamente si registra la quasi totale scomparsa. Inoltre in essa è presente anche la diga d'Arno, che con i bacini delle valli Miller e Salarno, alimentano la centrale idroelettrica di San Fiorano a Sellero, una delle centrali idroelettriche più importanti d'Italia.

Purtroppo l'insieme dei 32 ghiacciai che compongono il complesso dell'Adamello ha subito negli ultimi anni un bilancio fortemente negativo. Infatti se si confrontano i dati rilevati dal catasto del 1992 (catasto regionale SGL 1992) con quelli del catasto regionale del 1999, si nota una diminuzione della superficie glaciale dell'8%: questo ha portato ad un'analisi attenta del fenomeno di scioglimento presente sul ghiacciaio dell'Adamello.

Climatologia dell'Adamello

L'area dell' Adamello mostra un clima tipicamente alpino, con un inverno molto freddo e temperature estive non eccessive, con notevole irraggiamento solare.

Il tasso di precipitazione nell'area del Parco è piuttosto basso, con valori intorno al 1000 mm/anno, mentre le nevicate sono frequenti da ottobre a maggio, anche se in quantità moderate, e persistono in genere nel tempo, in particolare nel settore nord-ovest, in corrispondenza delle masse d'aria fredda provenienti dal ghiacciaio del Pisgana e delle nevicate da nord-est attraverso il passo del Tonale.

Giusto per dare un'idea sull'impatto che ha il clima sul sistema ghiacciaio si riportano di seguito alcuni dati molto significativi. I ghiacciai dell'Adamello coprono una cintura che va da un'altitudine di 2530 m.s.l.m. (est di ghiacciaio Pisgana) a quota 3.440 m.s.l.m.(ghiacciaio dell'Adamello), all'interno del parco. Alle quote più elevate, lo scioglimento della neve inizia in aprile scoprendo pian piano la superficie ghiacciata intorno a metà giugno, quando poi inizia a sciogliersi il ghiacciaio.

Il volume totale di ghiaccio è stato stimato nel 1999 intorno ai 2 km³, per un equivalente in acqua del ghiaccio di circa 1,8 km³. Nell'ultimo decennio il volume medio di acqua rilasciato dal ghiacciaio dell'Adamello è stato stimato in 22x10⁶ m³ all'anno, che durante l'estate 2003 ha raggiunto circa 40x10⁶ m³(Smiraglia et al., 2004).

Caratteristiche geologiche dell'Adamello

Posto tra le importanti linee tettoniche del Tonale (o Insubrica) a Nord e la linea delle Giudicarie ad Est, il massiccio dell'Adamello, con una tipica forma a cuneo, è un plutone la cui formazione trae origine da una successione di intrusioni magmatiche. Queste hanno avuto luogo (dai 42 ai 29 milioni di anni fa, secondo recenti datazioni radiometriche) durante le ultime fasi dell'orogenesi alpina, processo di deformazioni e di accavallamenti degli strati rocciosi conclusosi circa 15 Ma. Il termine plutone indica una massa magmatica che, risalendo grazie alla minore densità rispetto alle rocce circostanti, diventa sempre più viscosa ed infine solidifica al di sotto della superficie terrestre. Generalmente questa massa solidificata è circondata da una corona di rocce metamorfiche per contatto. Tali formazioni sono visibili solo quando le rocce sovrastanti vengono smantellate dai fenomeni di erosione (Scesi et al., 2003).

I principali tipi di rocce che costituiscono l'Adamello sono tonaliti, granodioriti (figura 1.4) e quarzodioriti, tutte molto simili tra loro. Le prime prendono il nome dal vicino passo del Tonale ove, nel 1864, lo studioso Van Rath catalogò i primi campioni. Hanno un contenuto di silice medio, colore grigio con frequenti inclusioni scure e con un contenuto di quarzo inferiore al 10%. Le altre due sono anch'esse rocce intrusive con un medio contenuto di silice, anche se di colorazione più chiara (grigio chiaro). In queste sono presenti grossi cristalli di orneblenda o di feldspato potassico, a differenza della tonalite che è completamente priva di questo secondo minerale.

Inquadramento geografico e morfologico

Come anticipato in uno dei paragrafi precedenti, il ghiacciaio Venerocolo occupa parte della testata della val d'Avio, dominato dalla parete Nord dell'Adamello.

Due distinte porzioni di alimento contribuiscono alla formazione della lingua valliva. La parte orientale partecipa in misura ridotta all'alimentazione della fronte, costituita quasi interamente dalla colata proveniente dal circo glaciale posto alle pendici della parete Nord dell'Adamello.

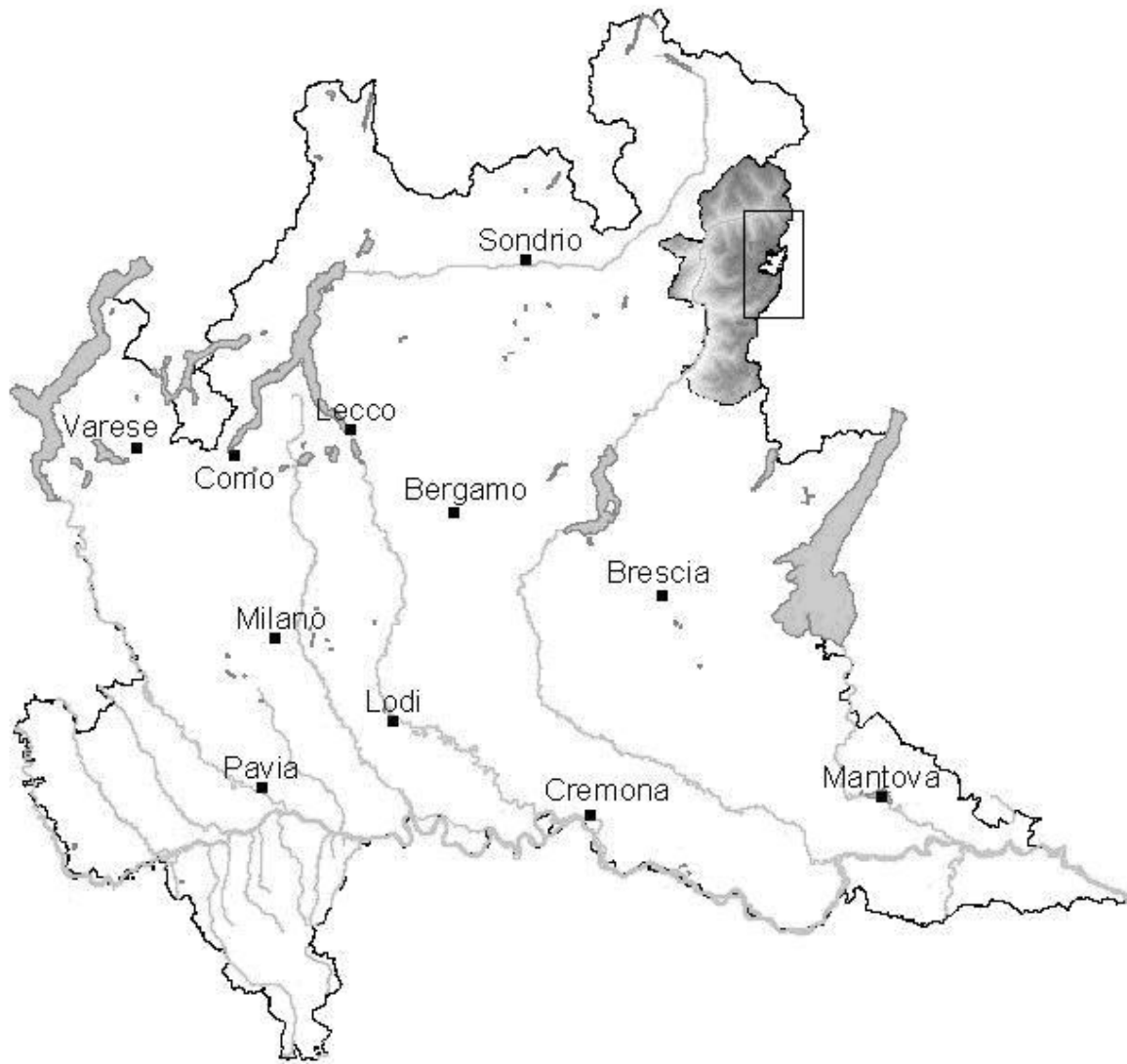


Figura 2.3 – Inquadramento geografico del ghiacciaio

Il ghiacciaio di Venerocolo presenta caratteristiche peculiari che lo contraddistinguono dai ghiacciai limitrofi.

Innanzitutto questo ghiacciaio è l'unico apparato vallivo lombardo che si può definire a *bacino composto*, situazione che in passato ha generato confusione riguardo al toponimo da attribuirgli. Nel 1885 infatti, la tavoletta dell'IGM indicava la Vedretta di Venerocolo come un settore posto ai piedi della parete Nord dell'Adamello, la Vedretta dei Frati la fascia ghiacciata orientale e la lingua valliva che all'epoca raggiungeva la Punta di Venerocolo. Negli anni '40 si sono considerati separati i due attuali settori, riferendosi ad

essi con il toponimo di “Venerocolo” la parte occidentale e “Fрати” quella orientale. In questo lavoro si utilizza la toponomastica più in uso, quella cioè relativa al catasto del 1961.

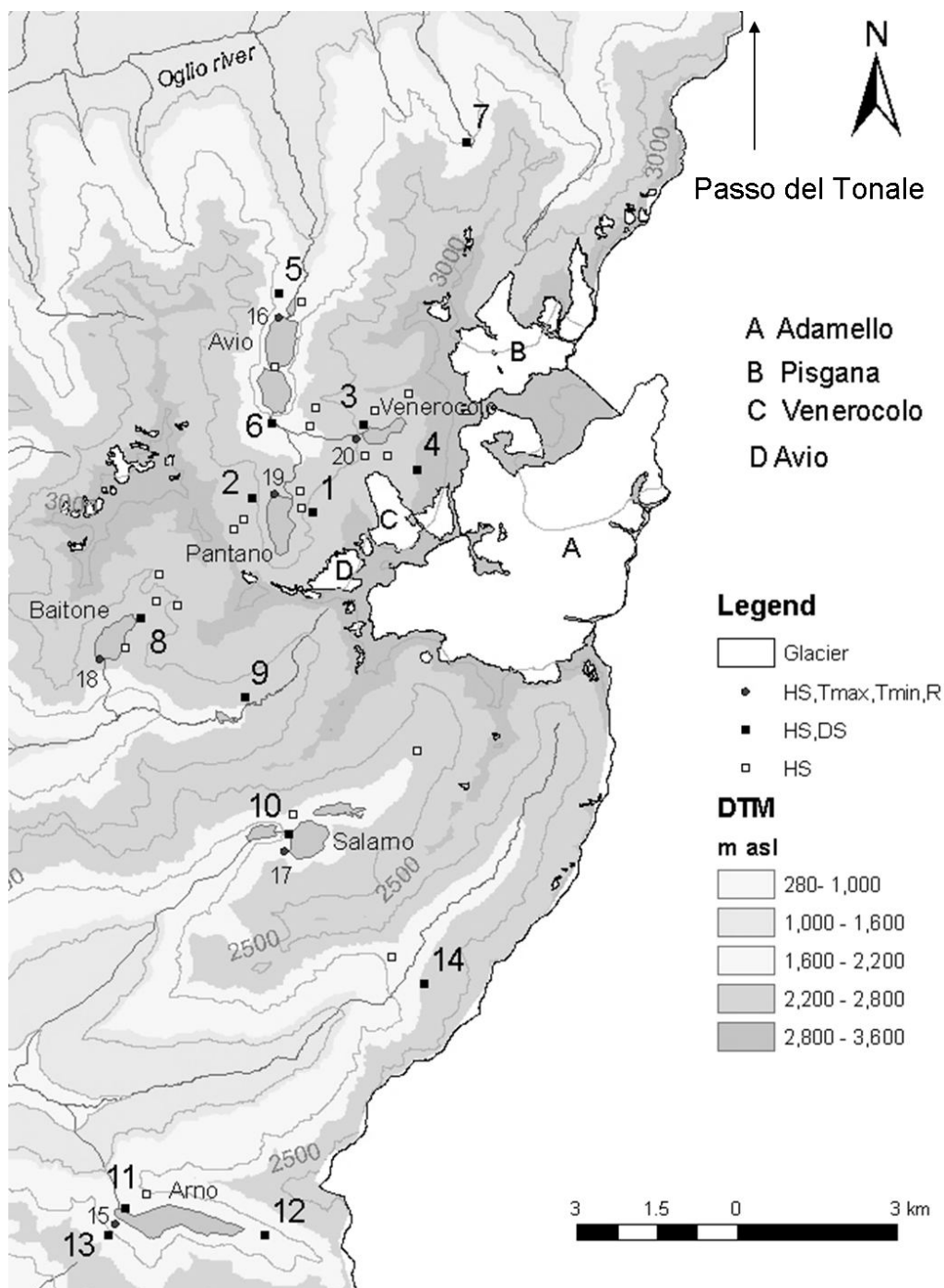


Figura 2.4 – Inquadramento geografico del ghiacciaio

La seconda caratteristica del ghiacciaio di Venerocolo è anche la più interessante dal punto di vista scientifico. Il ghiacciaio di Venerocolo è classificato come ghiacciaio nero: un'abbondante copertura detritica copre, infatti, buona parte del ghiacciaio, riducendone il tasso di ablazione.

Nel complesso il ritiro della lingua è ritenuto modesto – considerazione fatta a partire dalle osservazioni dell'apparato morenico deposto nella piccola età glaciale – soprattutto se confrontato al ritiro della fronte di altri ghiacciai in un periodo analogo. Si tratta di un comportamento anomalo legato certamente al debris cover proprio di questo ghiacciaio. Conferma dell'opera di isolamento termico compiuta dal detrito si trova nella differenza fra le dimensioni del ghiacciaio degli anni '20 (osservazione compiuta da Merciai) e quelle attuali: la posizione del fronte, che all'epoca si quotava a 2520 m.s.l.m., è oggi arretrata solo di una cinquantina di metri. La potenza di questo strato di detrito è tale che nella CTR attuale, curiosamente non viene cartografata l'intera lingua, sostituita in toto da un lungo pendio di morena e massi.

Confrontando però la situazione attuale con quella degli anni '70, si registra una netta diminuzione dello spessore la cui conseguenza è il calo di potenza e ripidezza della fronte. La condizione del fronte orientale appare migliore, registrando una situazione visibilmente più florida rispetto ai minimi toccati nei primi anni '50.

Si riporta di seguito una tabella riassuntiva delle caratteristiche principalmente morfologiche del ghiacciaio.

VENEROCOLO			
TIPOLOGIA	Vallivo	QUOTA MAX BACINO	3538 m.s.l.m.
FORMA	Bacino composto	QUOTA MASSIMA	3250 m.s.l.m.
ALIMENTAZIONE	Diretta + valanghe	QUOTA MINIMA	2560 m.s.l.m.
ESPOSIZIONE	NW	INCLINAZIONE MEDIA	17°
LATITUDINE	N461000	ALTEZZA MEDIANA	2740 m
LONGITUDINE	E103010	LUNGHEZZA MASSIMA	2250 m
SUPERFICIE ACCUMULO	19 ha	LARGHEZZA MASSIMA	1250 m
SUPERFICIE SCOPERTA	82 ha	LARGHEZZA MEDIA	600 m
SUPERFICIE TOTALE	136 ha	ANNO DEL RILIEVO	1991

Tabella 2.1 – Caratteristiche del ghiacciaio Venerocolo

Il ghiacciaio di Venerocolo si propone quindi come ottimo oggetto di studio, data la sua peculiarità di ghiacciaio nero e la relativamente facile accessibilità.

Considerazioni glaciologiche

Come accennato il ghiacciaio in studio è un ghiaccio nero, ossia *debris covered glacier*.

Si tratta di una formazione glaciale con specifiche caratteristiche morfologiche che si riscontrano anche nei ghiacciai alpini. La peculiarità propria di questo tipo di ghiacciai è quella di essere interamente coperto da una coltre detritica di spessore variabile, dall'ordine del centimetro fino ad un massimo di 1.5 m, in presenza di grossi blocchi di roccia.

Dal punto di vista scientifico l'effetto che il detrito induce alle misure di ablazione del ghiaccio è rilevante e a volte anche sorprendente. Il debris modifica infatti, in funzione del suo spessore, gli scambi energetici tra l'atmosfera e il ghiacciaio, facendo aumentare l'ablazione nel caso in cui lo spessore sia inferiore al centimetro. Ciò è strettamente legato alla diminuzione di albedo, con un conseguente aumento dell'energia termica trasmessa al ghiaccio sottostante il materiale detritico e una maggiore ablazione (Mihalcea et al., 2006). Al contrario, quando lo spessore è superiore a qualche centimetro (circa 6 cm da prove sperimentali), nonostante la diminuzione di albedo, si riscontra un effetto isolante del detrito che in qualche modo preserva il ghiacciaio, limitandone l'ablazione. Il ghiaccio risulta quindi come schermato in modo più efficiente contro la fusione.

Come mostrato dalle prove sperimentali effettuate da Mattson et al. nel 1989, l'ablazione media giornaliera diminuisce in modo quasi esponenziale all'aumentare dello spessore detritico.

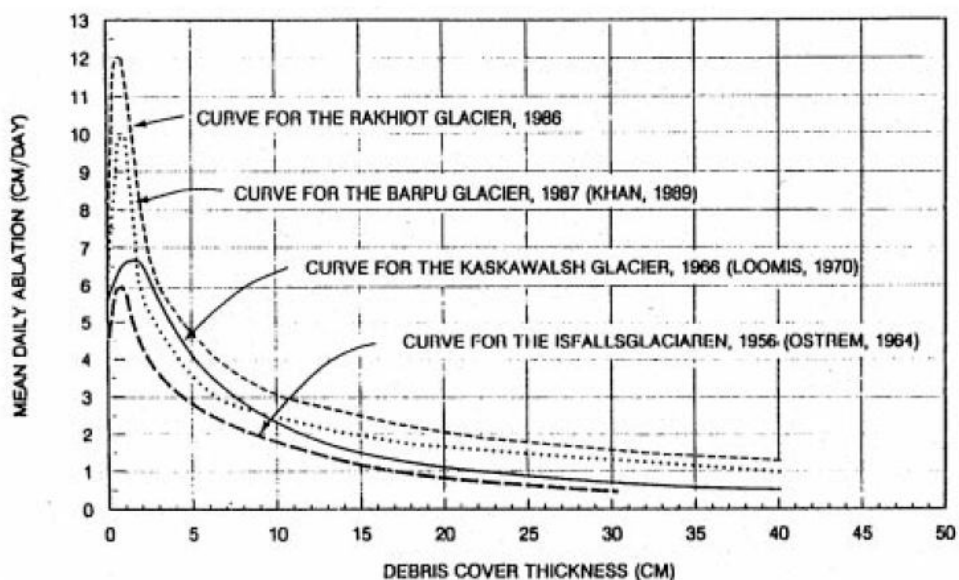


Fig. 2.5 – Relazione tra lo spessore della copertura detritica e l'ablazione (Mattson et al. 1989)

A breve termine i ghiacciai neri diverranno la tipologia maggiormente presente nel settore alpino o montano in generale. Non sarà quindi pensabile affrontare il problema dello

scioglimento glaciale senza tenere conto dello strato di copertura detritica e gli effetti da esso apportati.

La superficie del ghiacciaio si presenta piuttosto irregolare, non solo per la variazione dello spessore detritico, ma anche per la presenza di cavità affioranti, che rivelano quanto sia rilevante la fusione del ghiaccio durante il periodo estivo, e inoltre mostrano in parte la struttura che avrà internamente il ghiacciaio, ossia un corpo attraversato da canali, canaletti e appunto cavità sotterranee.



Figura 2.6 – Rilievo fotografico del 28/07/2009. Cavità glaciali



Figura 2.7 – Rilievo fotografico del 28/07/2009. Cavità glaciali



Figura 2.8 – Rilievo fotografico del 28/07/2009. Cavità glaciali

2.4 OBIETTIVO TESI

Questo lavoro di tesi si inserisce nel progetto Caripanda per modellizzare il ghiacciaio del Venerocolo come un sistema costituito dal ghiaccio e da detriti. Lo scioglimento del ghiaccio, in particolari periodi dell'anno, andrà ad alimentare il bacino del Venerocolo con un apporto di deflusso notevolmente più alto rispetto alla portata di base, è quindi fondamentale riuscire a quantificare tale apporto. La presenza dei detriti influenza poi in maniera significativa tale scioglimento, per cui verrà analizzata e incorporata all'interno del modello.

Sullo stesso tema sono già stati condotti degli studi, da cui si partirà per affinare i calcoli e distribuirli spazialmente. Come si vedrà nella descrizione del lavoro, sono state incontrate e superate una serie di problematiche legate ai dati disponibili (grandezze misurate sul terreno) e alla distribuzione del modello sull'intera superficie del ghiacciaio, fino ad arrivare al modello idrologico.

CAPITOLO 3

MODELLAZIONE DELL'ABLAZIONE GLACIALE

3.1 MODELLI

In un bacino di tipo montano il processo di formazione delle portate coinvolge un numero di fenomeni molto elevato e può essere indagato a scale di dettaglio molto diverse. Nell'ambito di questo studio, particolare attenzione è rivolta all'indagine dei meccanismi che intervengono nel processo di scioglimento nivo-glaciale ed alle modalità con cui essi vengono formalizzati.

I modelli di fusione rientrano generalmente in due categorie: i modelli di bilancio energetico, che tentano di quantificare lo scioglimento attraverso equazioni di bilancio termico, e i modelli a indice di temperatura, che invece si basano su una relazione empirica tra temperatura dell'aria e scioglimento (*Hock, 2003*).

Il bilancio energetico superficiale di un ghiacciaio è composto da complesse interazioni fra scambi radiativi, cambiamenti di stato e flussi di materia. Il più importante scambio radiativo è sicuramente l'irraggiamento solare, la cui energia dipende dalla latitudine, dal periodo dell'anno considerato e l'orario all'interno della giornata.

Nel bilancio energetico superficiale le variabili meteorologiche fondamentali rientrano fra quelle misurate nelle stazioni meteorologiche; si parla quindi di radiazione solare, temperatura, umidità dell'aria, velocità del vento e precipitazione meteorica.

Questa tipologia di modelli utilizza complesse equazioni, spesso di difficile implementazione computazionale, ragione per la quale, anche a causa della grande mole di dati da considerare, risulta molto difficile un'analisi distribuita (*Motta, 2006*).

Uno dei modelli più conosciuti di questa categoria è quello di Nakawo del 1982, formulato per ghiacciai neri. Il modello richiede come dati di ingresso le variabili meteorologiche elencate in precedenza e le proprietà fisiche del detrito, non tiene però conto del calore accumulato dal detrito e presenta un limite di validità per spessori detritici superiori al mezzo metro (*Nakawo et al., 1982*).

Modello simile è quello presentato da Han, Ding e Liu, basato sulla teoria della conduzione del calore, più semplice rispetto al modello di Nakawo in quanto non necessita di dati

meteorologici, ma solamente della temperatura superficiale del detrito e delle caratteristiche fisiche dello stesso (*Han et al., 2006*).

Un ulteriore modello energetico è stato proposto da Ranzi e Taschner (*Taschner, Ranzi, 2002*); si tratta di un modello spazialmente distribuito, molto interessante perché strutturato per l'acquisizione di dati meteorologici e geomorfologici da satellite (immagini ASTER) su una griglia regolare, fornendo una stima del bilancio energetico bidimensionale e del bilancio di massa per ogni maglia, tenendo conto dei processi di fusione, accumulo e rigelo. Il calcolo del flusso di calore avviene tramite un metodo alle differenze finite.

Diverso è invece il modello di Horne e Kavvas perché riguarda manti nevosi e clean glaciers; i dati di input risultano essere di difficile reperimento e stima, anche se i risultati ottenuti sono interessanti (*Horne, Kavvas, 1997*).

I modelli a indice di temperatura, denominati anche degree-day models, sono volti come detto alla ricerca di relazioni empiriche che leghino la temperatura dell'aria al tasso di ablazione. Anche se comportano una semplificazione dei complessi processi alla base dello scioglimento nivo-glaciale, più adeguatamente valutati dal bilancio energetico della superficie del ghiacciaio, questo tipo di modello viene utilizzato sin dagli anni '30 e costituisce l'approccio più comune alla modellazione della fusione per diversi motivi: principalmente per l'ampia disponibilità di dati di temperatura dell'aria e la facilità di previsione della stessa, inoltre per la buona performance del modello e la sua semplicità computazionale (*Hock, 2003*).

I modelli SRM (Snowmelt Runoff Model) sono certamente i modelli a indice di temperatura più utilizzati e sviluppati. Il principio di funzionamento è molto semplice: lo scioglimento nivo-glaciale è proporzionale ad un fattore degree-day, valutato in modo empirico in base alla temperatura dell'aria. Questo fattore dipende dal periodo e dal luogo di analisi. Esempi di questi modelli sono quelli forniti dal Corps of Engineers americano (*USACE, 1998. Runoff from snowmelt, application manual*), che illustra una decina di modelli degree-day con limiti e campi di applicazioni, e da Martinec e Rango nel 1986. Esistono tuttavia diversi modelli a indice di temperatura e le differenze tra di essi sono infinitesime, legate soprattutto al luogo di applicazione.

3.2 MODELLO UTILIZZATO PER LA PORZIONE 'NERA' DEL GHIACCIAIO

Come già detto il ghiacciaio in studio è caratterizzato dalla compresenza di una porzione coperta da detriti e una porzione 'pulita'. Si utilizzeranno due metodi diversi per modellizzare le suddette porzioni perché diversi sono i fenomeni che caratterizzano l'ablazione all'interno di esse.

In particolare ci occuperemo ora del ghiacciaio nero e del modello ideato e studiato appositamente per il Venerocolo nel 2007 dal Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale, Infrastrutture viarie, e Rilevamento del Politecnico di Milano e dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano (*Rulli, Mihalcea, Diolaiuti, Bocchiola, 2007*) e descritto accuratamente nell'elaborato di tesi del 2007 "Sviluppo di un codice di calcolo per la valutazione dell'ablazione del ghiacciaio nero di Venerocolo (BS)" di Stefano Malgarida.

Nel presente paragrafo si effettuerà un'analisi a grandi linee di tale modello per poter poi descrivere la metodologia utilizzata per distribuirlo.

Il processo di ablazione è stato modellizzato utilizzando le equazioni di conservazione della massa e dell'energia dei detriti e del ghiaccio, considerando come dato di input la temperatura dei detriti stessi o la radiazione solare, e calibrato grazie a misure dirette dello scioglimento in sito.

Fondamenti teorici

Il modello simula lo scioglimento del ghiaccio nascosto da una coltre detritica partendo dai principi che regolano la trasmissione del calore.

Come noto, il calore si propaga in direzione delle temperature decrescenti secondo tre modalità distinte, ma che spesso si sovrappongono: per conduzione, per convezione, per irraggiamento.

Si consideri la pura conduzione del calore che, attraversati gli strati di detrito, arriva alla superficie del ghiaccio: il flusso termico (Wm^{-2}) trasmesso da uno strato di detriti (per unità di superficie) di temperatura $T_d(x)$ e conducibilità termica $\lambda_d(Wm^{-1}K^{-1})$ può essere espresso attraverso il postulato di Fourier:

$$\phi_{cond} = -\lambda_d dT_d/dx$$

dove λ_d è una caratteristica propria del materiale e rappresenta la potenza termica trasmessa attraverso uno spessore unitario per superficie unitaria e differenza di temperatura unitaria.

Si consideri il flusso di convezione. I fluidi, a causa delle differenze di densità generate da un flusso termico, subiscono dei moti interni denominati moti convettivi, che avvengono con movimento macroscopico di materia. Nel caso in esame, lo scambio di energia termica avviene sulla superficie del detrito, ma non dentro la massa detritica, in quanto l'acqua e l'aria presenti nei vuoti del detrito sono in quiete. La potenza termica trasmessa per convezione (Wm^{-2}) è proporzionale alla differenza di temperatura tra il detrito, T_d , e l'aria, T_a , attraverso un coefficiente h_{conv} ($Wm^{-2}K^{-1}$). Il coefficiente h di convezione risulta dipendente dalle seguenti grandezze caratteristiche:

$$h = h(\lambda, cp, \rho, w, \mu, D)$$

rispettivamente la conducibilità termica λ dell'aria, il calore specifico cp , la densità ρ , la velocità w e la viscosità dinamica del fluido μ , e un fattore geometrico. Per semplificare lo studio della trasmissione del calore per convezione, si deve ricorrere all'analisi dimensionale tramite il teorema di Buckingham o teorema π . Il teorema π afferma che una funzione di n grandezze fisiche, esprimibile ognuna con m grandezze fondamentali, può ridursi a una funzione di $(n-m)$ parametri adimensionali, costituiti dalle grandezze fisiche considerate. Nel caso della convezione si hanno sette grandezze fisiche, elencate in precedenza, e quattro grandezze fondamentali: la massa m , la lunghezza L , il tempo t e la temperatura T .

Applicando il teorema si ottiene che la convezione è funzione di tre parametri adimensionali: questi sono il numero di Nusselt Nu , il numero di Reynolds Re e il numero di Prandtl Pr .

$$Re = w \rho / \mu$$

$$Pr = \mu cp / \lambda$$

$$Nu = 0.0296 Re^{0.8000} Pr^{0.3333}$$

$$h = Pr \lambda$$

Si può a questo punto esprimere la potenza termica per convezione con la Legge di Newton:

$$\phi_{conv} = h_{conv} (T_d - T_a)$$

Il flusso di emissione è invece dato dalla legge di Stefan – Boltzman:

$$\phi_{emiss} = \sigma T_d^4$$

con $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$.

Supponendo nota la conducibilità termica del detrito in esame, le relazioni descritte permettono il calcolo del flusso di calore all'interfaccia detrito-ghiacciaio, il quale flusso causa variazioni significative nella struttura interna del ghiaccio stesso, portando ad una transizione di fase. Questo passaggio necessita di una determinata quantità di calore, chiamato calore latente di fusione λ_f (Jg^{-1}), che per il ghiaccio vale 334Jg^{-1} . L'energia termica (Jm^{-2}) necessaria a sciogliere una massa m (kgm^{-2}) di ghiaccio è proporzionale al calore di fusione latente:

$$Q_m = m \lambda_f$$

In realtà, il calore richiesto da una sostanza per cambiare fase è dato dalla somma del calore necessario a scaldare la sostanza stessa fino alla temperatura critica, in questo caso alla temperatura di fusione, e del calore necessario alla transizione di fase liquido-solido. Nel caso in esame però il ghiaccio possiede una temperatura di 273.15°K , esattamente pari alla temperatura di fusione della sostanza.

All'interfaccia detrito-ghiacciaio, il flusso di energia sarà uguale al flusso di calore necessario a fondere una massa m di ghiaccio nell'unità di tempo:

$$\phi_{cond/L} = -Q_m$$

Utilizzando l'espressione dell'energia termica scritta precedentemente, si può scrivere \bar{m} come:

$$\bar{m} = Q_m / \lambda_f = \phi_{cond/L} / \lambda_f$$

e il tasso di scioglimento I :

$$I_{abl} = \bar{m} / \rho_{ghiaccio}$$

Codice di calcolo

Innanzitutto occorre precisare che il programma, implementato in linguaggio C, è strutturato in modo tale da funzionare per unità di superficie, ovvero puntualmente, e non in modo distribuito.

Grazie ad esso è possibile ricavare, mediante uno schema alle differenze finite, il flusso di calore scambiato tra lo strato di detriti e il ghiacciaio, flusso che determinerà quindi lo

spessore di ghiaccio sciolto con l'utilizzo delle formule esposte nel precedente paragrafo. In esse però si era data per scontata la conoscenza della conducibilità termica, che in realtà è ignota. Per questo motivo il codice di calcolo è stato realizzato per rispondere a due richieste: la stima dell'ablazione e la valutazione della conducibilità termica del detrito.

All'interno del programma è stato definito un file contenente le variabili e le costanti necessarie al suo funzionamento:

• <i>Costante di Stefan-Boltzmann</i>	$5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$
• <i>Emissività del detrito</i>	0.98
• <i>Densità del granito</i>	2700 kg/m^3
• <i>Densità dell'acqua</i>	1000 kg/m^3
• <i>Densità del ghiaccio</i>	900 kg/m^3
• <i>Calore specifico del granito</i>	790 J/kgK
• <i>Calore specifico dell'acqua</i>	4186 J/kgK
• <i>Calore latente di fusione del ghiaccio</i>	$334 \times 10^3 \text{ J/kg}$
• <i>Spessore del detrito contenente acqua</i>	0.035 m
• <i>Porosità del detrito</i>	0.625

Una volta avviato il programma, esso chiede che tipo di dati si vogliono utilizzare per i calcoli: l'utente può scegliere quindi se effettuare il calcolo dell'ablazione o della conducibilità termica a partire da dati di temperatura del debris, ricavati dai termistori, o grazie al bilancio energetico ottenuto con i dati di flusso radiativo, dal quale si calcola la temperatura superficiale dello strato detritico prima di procedere con le differenze finite. Nel caso venga scelto l'uso del flusso, verrà richiesta la pendenza del pendio in quel punto, in maniera tale da poter calcolare l'energia netta che giunge al suolo.

A questo punto il programma chiede di caricare i dati di input che devono avere un formato ben preciso, all'interno di un file .txt (Figura 3.1) che deve essere contenuto nella stessa cartella di lavoro dell'eseguibile del programma.

Se viene scelta la temperatura, i dati dovranno essere ordinati in cinque colonne così suddivise:

- progressivo temporale,
- giorno di registrazione,
- ora di acquisizione,

- temperatura (°C) e sua unità di misura.

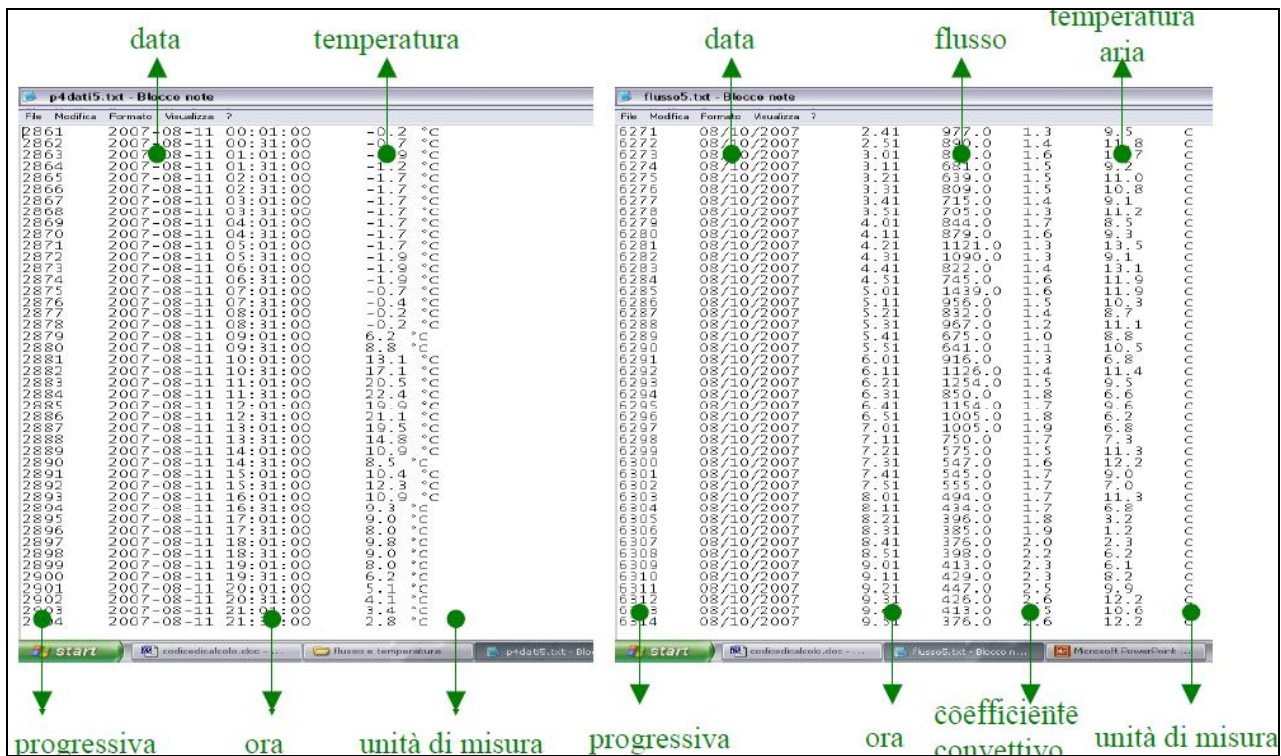


Figura 3.1 – Esempio files di input

Se invece il calcolo è condotto a partire da dati di flusso, il file di dati è caratterizzato da sette colonne:

- progressivo temporale
- giorno di registrazione
- ora di acquisizione
- flusso radiativo ($\phi_{\text{rad}} [W/m^2]$)
- coefficiente convettivo
- temperatura dell'aria ($T [^{\circ}C]$)
- unità di misura ($^{\circ}C$)

Una volta caricati i dati bisogna scegliere cosa far calcolare al programma, ossia l'ablazione, con bilancio energetico e legge di Fourier, o il calcolo della conducibilità apparente con il metodo di bisezione.

Prima di procedere al calcolo ci sarebbe poi un'altra scelta da effettuare. Si possono infatti utilizzare dati realmente osservati o anche dati ricostruiti con l'uso di tre particolari funzioni regolari: le temperature e i flussi ricostruiti possono avere un andamento lineare costante,

un seno elevato alla seconda o un seno alla quarta. Questi andamenti hanno dato buoni risultati con l'uso della temperatura come condizione al contorno, con errori dell'ordine del centimetro per il calcolo dell'ablazione. Diversamente, l'andamento del flusso non è ben simulabile con le funzioni analitiche proposte; dalle prove effettuate si riscontrano infatti errori superiori alla decina di centimetri. Nel seguito dell'elaborato vedremo che questa funzione non verrà utilizzata per la distribuzione del calcolo perché si utilizzeranno come dati di input dei flussi radiativi 'reali'.

Si giunge così alla fase di inizializzazione delle variabili temporali relative al singolo caso di studio, quali la frequenza di campionamento e il tempo totale di campionamento, delle variabili spaziali proprie dello strato detritico, ossia lo spessore, e infine delle grandezze necessarie ai fini del calcolo richiesto, quindi la riflessività del materiale nel caso si fosse scelto di usare dati di flusso.

Il programma pone poi interrogazioni differenti secondo le scelte fatte in precedenza. Nel caso di calcolo dell'ablazione è necessario introdurre il valore di conducibilità termica apparente del detrito, maggiori informazioni sono invece richieste all'utente per la stima della conducibilità. In quest'ultimo caso si richiede infatti all'utente di fornire l'ablazione osservata e un valore massimo e uno minimo a delimitare la variazione della conducibilità. Noti i valori estremi fissati dall'utente si calcola la loro media. Da questo si valuta l'ablazione e si confronta il risultato con il valore osservato. L'errore percentuale tra il valore misurato e quello osservato deve essere minore di una soglia prestabilita (0.25 %). Nel caso in cui questa condizione non venisse realizzata, la funzione in uso modifica gli estremi dell'intervallo iniziale e calcolata nuovamente il valor medio di conducibilità. La funzione è ripetuta ciclicamente fino a quando la condizione di convergenza non viene soddisfatta.

Infine il programma effettua i calcoli richiesti e visualizza i risultati insieme ad una sintesi delle scelte e dei dati utilizzati nel corso dell'analisi. Le stesse informazioni possono essere salvate in un file .txt di output. In particolare esso sarà strutturato in due parti. Una prima parte del file prodotto riprende i dati stampati a video: sono salvati i dati inerenti alle scelte effettuate nell'analisi, i dati relativi alle condizioni al contorno e quelli fisici del debris, la discretizzazione spaziale e temporale, i fattori moltiplicativi e di convergenza del metodo implicito e in conclusione i dati riassuntivi del calcolo dell'ablazione. In una seconda e

discontinuo, perciò sono state scartate. Le restanti paline sono state invece suddivise in due gruppi di quattro elementi e si è proceduto alla ricerca, per entrambi i gruppi separatamente, del valore di conducibilità termica che minimizzasse l'errore sul calcolo dell'ablazione, definito come:

$$errore = |1 - (abl_{simulata} / abl_{osservata})|$$

ossia come la differenza tra l'unità e il rapporto tra l'ablazione calcolata per mezzo del codice di calcolo prima descritto e quella osservata sul campo, in valore assoluto. Per ciascuna stazione quindi è stata calcolata l'ablazione facendo variare la conducibilità termica apparente del detrito, utilizzando come condizione al contorno le temperature registrate dai termistori. Per ogni gruppo sono state quindi ottenute quattro curve di errore, e una quinta curva, somma di esse. In corrispondenza del minimo di quest'ultima si è letto quindi il valore della conducibilità termica apparente che è risultato approssimativamente uguale per entrambi i gruppi, perciò significativa, e pari circa a 0.596 W/mK. Si è così ricavato un valore di conducibilità applicabile a tutta la superficie del ghiacciaio, perché caratteristica del materiale detritico che lo ricopre, che sarà quindi utilizzato per tutte le analisi successive.

Risultati

Calcolata quindi l'ablazione a partire sia dai dati di temperatura superficiale forniti dal termistore, sia dai dati di flusso energetico, e confrontando questa con l'ablazione osservata, si è potuto verificare la bontà del codice di calcolo. Si può analizzare ad esempio cosa succede in corrispondenza della prima palina, posizionata a quota 2580 m.s.l.m., attraverso le figure sottostanti.

La Figura 3.3 descrive in particolare l'andamento temporale dell'ablazione osservata, unitamente alla funzione polinomiale interpolante, e di quella simulata. Da essa si può vedere come il codice di calcolo approssimi piuttosto bene lo scioglimento reale del ghiaccio.

La Figura 3.4 mostra, invece, come l'utilizzo in input dei dati di flusso ricostruisca in maniera soddisfacente l'andamento delle temperature registrate dal termistore. Le piccole discordanze osservate possono essere spiegate dal fatto che il termistore in realtà non è posizionato esattamente sulla superficie del detrito, bensì due centimetri al di sotto di essa.

Osservando infine la Figura 3.5 si possono confrontare le ablazioni calcolate utilizzando i due input diversi.

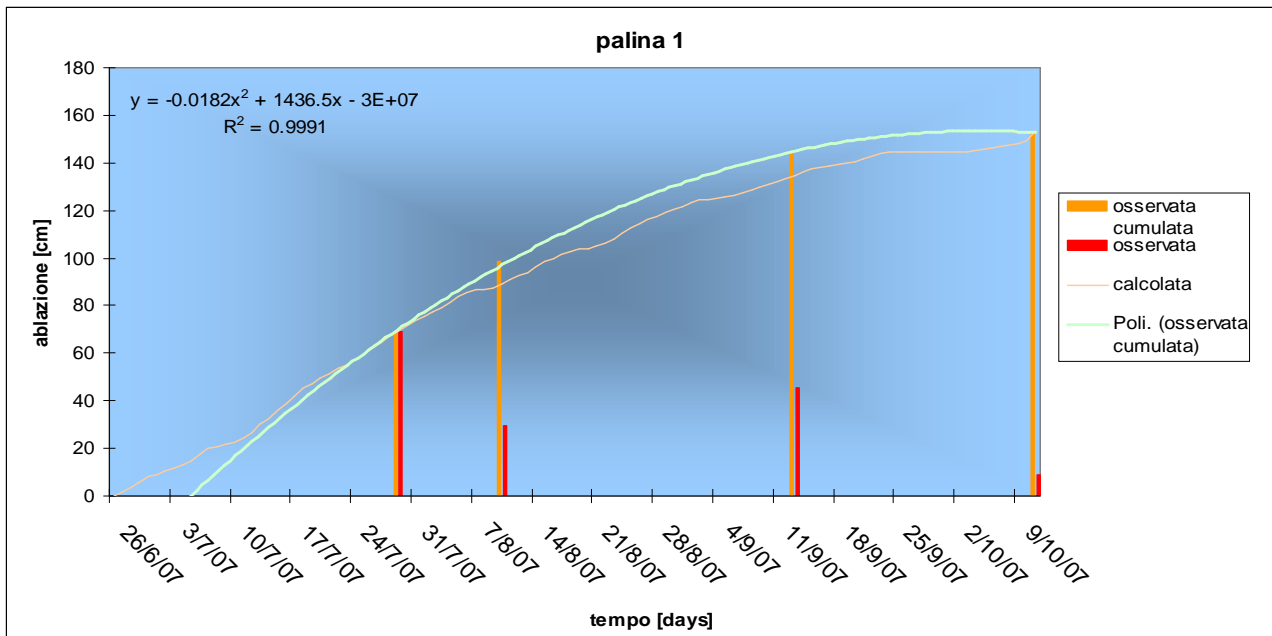


Figura 3.3 – Confronto fra ablazione misurata e calcolata

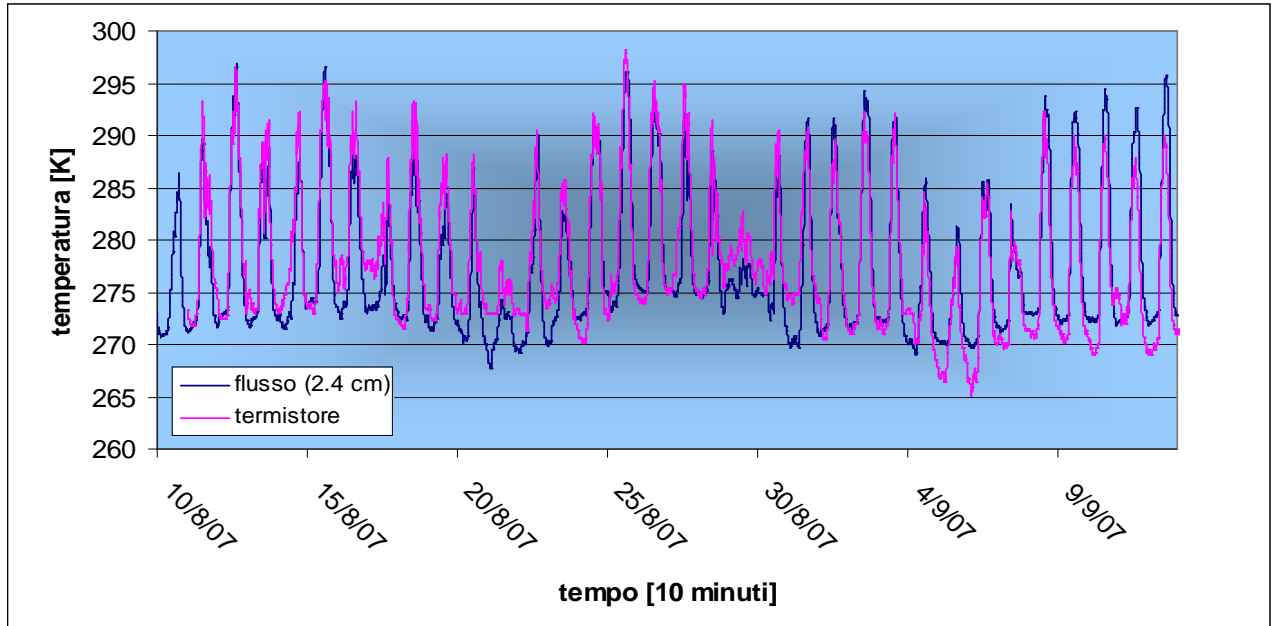


Figura 3.4 – Confronto fra Temperatura misurata con il termistore e calcolata con dati di flusso radiativo

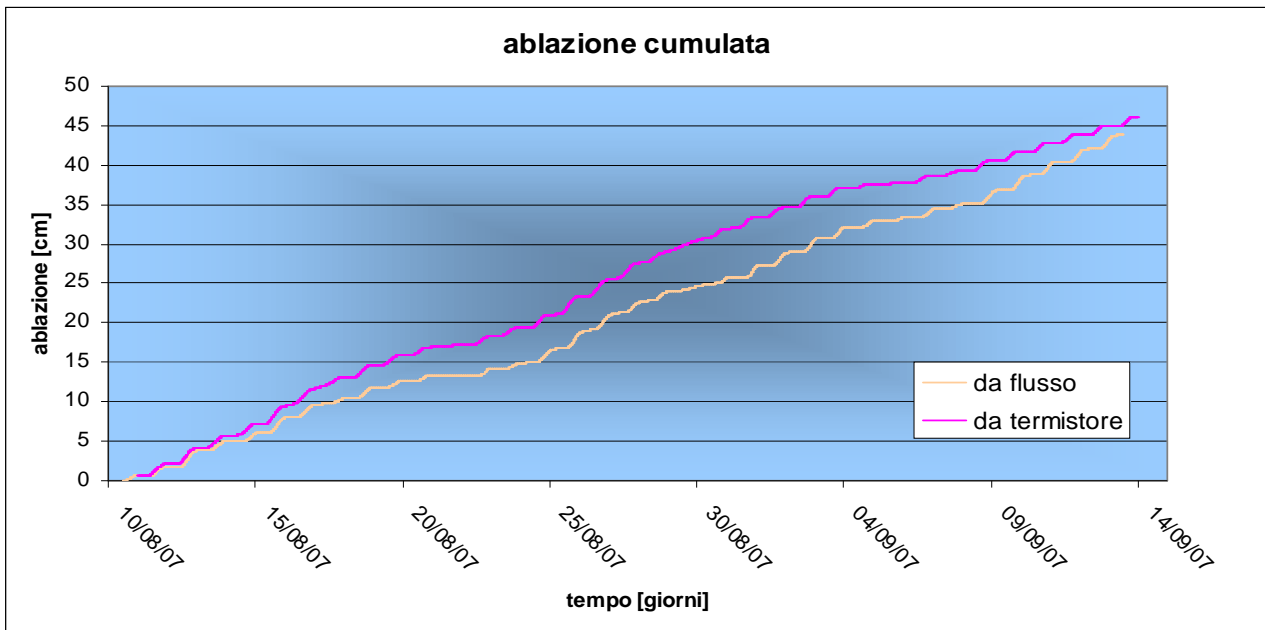


Figura 3.5 – Confronto fra ablazione calcolata con input diversi: temperatura superficiale e flusso radiativo

La verifica del buon funzionamento del codice di calcolo sviluppato è stata inoltre effettuata confrontando i risultati simulati con studi pregressi simili, in particolare con quelli compiuti da Mattson (*Mattson et al., 1989*), che mostrano una diminuzione di tipo esponenziale dell'ablazione all'aumentare dello spessore del detrito.

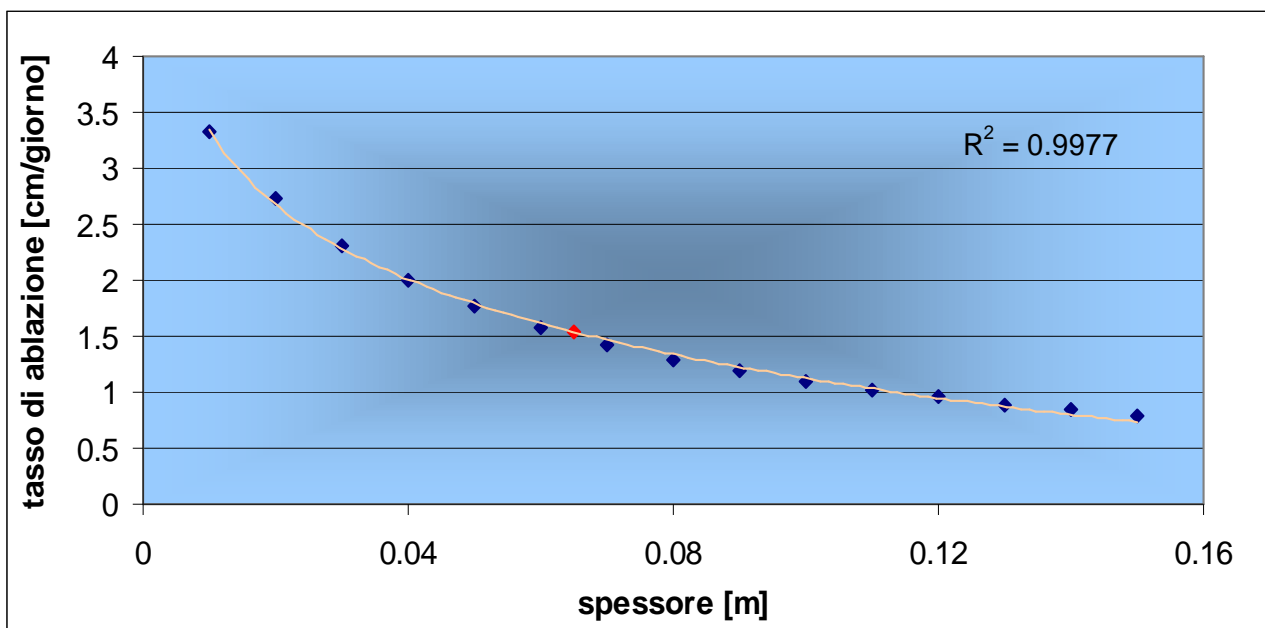


Figura 3.6 – Andamento del tasso di ablazione al variare dello spessore del detrito

Si è perciò realizzato un grafico a partire dai dati di radiazione solare acquisiti nel periodo compreso tra il 10 agosto e il 13 settembre del 2007, presso il punto di acquisizione dati a quota 2621 m.s.l.m. (palina 5). Note le condizioni al contorno e la conducibilità termica apparente del debris, si è fatto variare progressivamente lo spessore detritico, ottenendo in output i valori di ablazione, che mostrano in effetti un andamento di tipo esponenziale (Figura 3.6). Tale confronto ha dunque confermato la bontà del codice scritto.

L'unica discrepanza rispetto al modello di Mattson si ha in corrispondenza dei primi centimetri del detrito, regione in cui i risultati del codice di calcolo mostrano un comportamento asintotico, differente da quello ottenuto da Mattson. Ciò può essere facilmente spiegato: quando lo spessore detritico diminuisce, la riflettività del materiale aumenta e quindi diminuisce l'ablazione.

Un codice come quello realizzato non tiene conto dell'aumento della riflettività e dunque non riproduce esattamente l'andamento ottenuto da Mattson empiricamente. Risultati simili sono stati riprodotti anche da altri modelli realizzati da Nicholson (*Nicholson e Benn, 2006*) e da Han Ding e Liu, i quali forniscono analoga spiegazione.

Si può fare un'ulteriore importante considerazione analizzando questo grafico: la bontà delle simulazioni e dei risultati che da esse conseguono dipendono totalmente dall'accuratezza dell'acquisizione e della registrazione dei dati come l'ablazione e lo spessore detritico. Un errore di misura dello spessore anche solo di un centimetro, comporta infatti, a parità degli altri fattori, un errore di stima dell'ablazione dell'ordine del decimetro. Purtroppo l'analisi su campo dello spessore non è sempre facile e dipende in una buona misura dalla sensibilità dell'operatore, avendo come conseguenza imprecisioni nei dati.

3.3 MODELLO UTILIZZATO PER LA PORZIONE 'PULITA' DEL GHIACCIAIO

Come già spiegato nel primo paragrafo di questo capitolo, i modelli ad indice di temperatura costituiscono l'approccio più comune alla modellazione della fusione fondamentalmente per la loro semplicità computazionale. Per questo ed altri motivi che verranno spiegati di seguito, verrà utilizzato un degree-day model per quantificare lo scioglimento della porzione pulita del ghiacciaio.

L'indice di temperatura o degree-day model si basa su una relazione tra fusione di neve o di ghiaccio e temperatura dell'aria, di solito espressa nella forma di temperature positive, ed essendo la temperatura dell'aria generalmente il dato più disponibile, questi modelli sono stati il metodo più estesamente utilizzato per il calcolo della fusione di neve e ghiaccio per molti scopi, come la modellazione idrologica, la modellazione dinamica del ghiaccio o studi di sensibilità del clima.

Hock ci aiuta ad esaminare pregi e difetti di questa tipologia di modelli grazie all'articolo da egli scritto nel 2003 "Temperature index melt modelling in mountain areas", nel quale passa in rassegna gli studi effettuati sin dagli anni '30 sul tema.

Nonostante la loro semplicità, i degree-day models hanno dimostrato essere strumenti potenti per modellare la fusione, superando spesso, nei problemi a scala di bacino, i modelli basati sull'equilibrio energetico. Molti studi hanno rivelato infatti un'alta correlazione tra ablazione e temperatura dell'aria: Braithwaite e Olesen (1989) trovarono un coefficiente di correlazione di 0.96 tra l'ablazione di ghiaccio annuale e la somma delle temperature dell'aria positive. La ragione del successo della temperatura dell'aria come unico indice dell'energia di fusione, a dispetto del predominio della radiazione netta come fonte di energia di fusione, è attribuita all'alta correlazione tra la temperatura e molti componenti dell'equilibrio energetico.

Il fatto che i fattori di fusione sono influenzati dalle componenti dell'equilibrio dell'energia ha incitato molti tentativi di migliorare il metodo incorporando più variabili, come la velocità del vento, la pressione di vapore o le componenti di radiazione. Ne sono un esempio il modello proposto da Anderson nel 1973, il quale utilizza la temperatura sia per il calcolo del degree-day factor sia come elemento attivatore della fusione, e molti altri modelli in cui invece l'elemento forzante è costituito dalla radiazione: Martinec nel 1989 utilizza ad esempio la radiazione ad onda corta, Rango nel 1994 utilizzerà invece quella netta, Brubaker nel 1996 aggiunse la radiazione netta all'indice di temperatura sul quale era basato l'SRM-runoff model, presumendo la radiazione netta uniforme su tutto il bacino. Nella pratica, l'approccio degree-day può essere descritto dall'equazione seguente:

$$M = f_m (T_d - T_0)$$

dove M è la fusione quotidiana, T_d è la temperatura media giornaliera, T_0 è una temperatura di soglia oltre la quale si presume avvenga la fusione, e f_m è il fattore di fusione.

Volendo rendere il modello più complesso, prendendo in considerazione anche la radiazione, la fusione giornaliera M assume la forma:

$$M = f_m (T_d - T_0) + a R$$

dove a è un coefficiente e R è il bilancio delle radiazioni. Il fatto di incorporare all'interno del modello delle variabili ulteriori aumenta sicuramente la richiesta dei dati in input, ma gli studiosi citati hanno dimostrato dei risultati più che soddisfacenti.

E' necessario però avere consapevolezza anche delle limitazioni di tali modelli. La più importante fra queste è che i fattori di grado-giorno hanno una considerevole variabilità spaziale e temporale, in quanto dipendenti dai contributi relativi delle componenti dell'equilibrio energetico nel bilancio di calore, che a turno variano con il tempo e il tipo di superficie. Così, il degree-day model si può dire essere adeguato per le 'condizioni medie', spazialmente definite alla scala di bacino e temporalmente ristrette a piccoli periodi.

Si sa, infatti, che la fusione nelle regioni di montagna è fortemente influenzata da effetti topografici come l'inclinazione, l'esposizione e l'ombreggiamento, i quali producono una forte variabilità spaziale nelle percentuali di fusione. Questi effetti non sono tenuti in conto nel modello base, perciò il degreeday factor è presunto generalmente costante nello spazio. Le fasce di quota sono spesso l'unico criterio utilizzato per la discretizzazione spaziale: le percentuali di fusione variano solamente con la quota, derivando da un gradiente di temperatura dell'aria.

Solo pochi studi hanno cercato di applicare il metodo ad indice di temperatura in maniera totalmente distribuita: si possono annoverare fra questi i modelli di Dunn e Colohan (1999) e quelli di Cazorzi e Fontana (1996) e Hock (1999), i quali differiscono fra loro solo per il numero di classi in cui sono state suddivise le caratteristiche topografiche variabili sulla superficie considerata.

Per quanto riguarda la variabilità temporale invece, non c'è alcun dubbio che il metodo migliore per tener conto della stagionalità dello scioglimento sia quello di variare il degree-day factor come una funzione del tempo.

E' importante analizzare, infine, il modello degree-hour realizzato tra il 2007 e il 2008 dal Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale, Infrastrutture viarie, e Rilevamento del Politecnico di Milano e dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano per il bacino dell'Adamello, in cui si trova il ghiacciaio del Venerocolo (*Bocchiola et al., 2008*). Obiettivo dello studio era quello di realizzare un modello di deflusso, alla base del quale era necessario ovviamente saper calcolare lo scioglimento nivale e glaciale. A questo

scopo è stato realizzato, a partire da dati storici di temperatura sul bacino e da misure dirette di ablazione sulla superficie in esame, un modello ad indice di temperatura su base oraria, che differisce da quello giornaliero solo per un fattore di scala temporale.

In particolare, il modello è stato applicato considerando dieci fasce d'altitudine (con salti di 116m tra 2375 m s.l.m. e 3539 m s.l.m.), partendo da un valore iniziale di scioglimento misurato. Il contributo dello scioglimento nivale e glaciale è dato rispettivamente da:

$$SWE_{mS} = \sum_i SWE_{mi} SCA_i / SCA_T$$

$$IWE_{mS} = \sum_i IWE_{mi} SCA_i / SCA_T$$

dove SWE è la fusione della neve e IWE quella del ghiaccio, i pedici *mi* e *mS* indicano la singola fascia e l'intera superficie, SCA_i è l'area della fascia d'altitudine e SCA_T quella totale. I fattori degree-hour sono stati quindi calcolati come:

$$SWE_m = D_S (T_a - T_0)$$

$$IWE_m = D_I (T_a - T_0)$$

dove T_a è la temperatura dell'aria in gradi centigradi e T_0 è una temperatura di soglia al di sopra della quale si ritiene attivarsi lo scioglimento. Al seguito di una fase di analisi dei dati a disposizione si è ritenuto opportuno valutare T_0 pari a 0°C.

E' interessante riportare lo studio effettuato sulla relazione tra il D_I , fattore di scioglimento orario del ghiaccio, e lo spessore dei detriti D_D . Si analizzi a tal proposito il grafico sotto (Fig.3.8), il quale descrive appunto tale relazione.

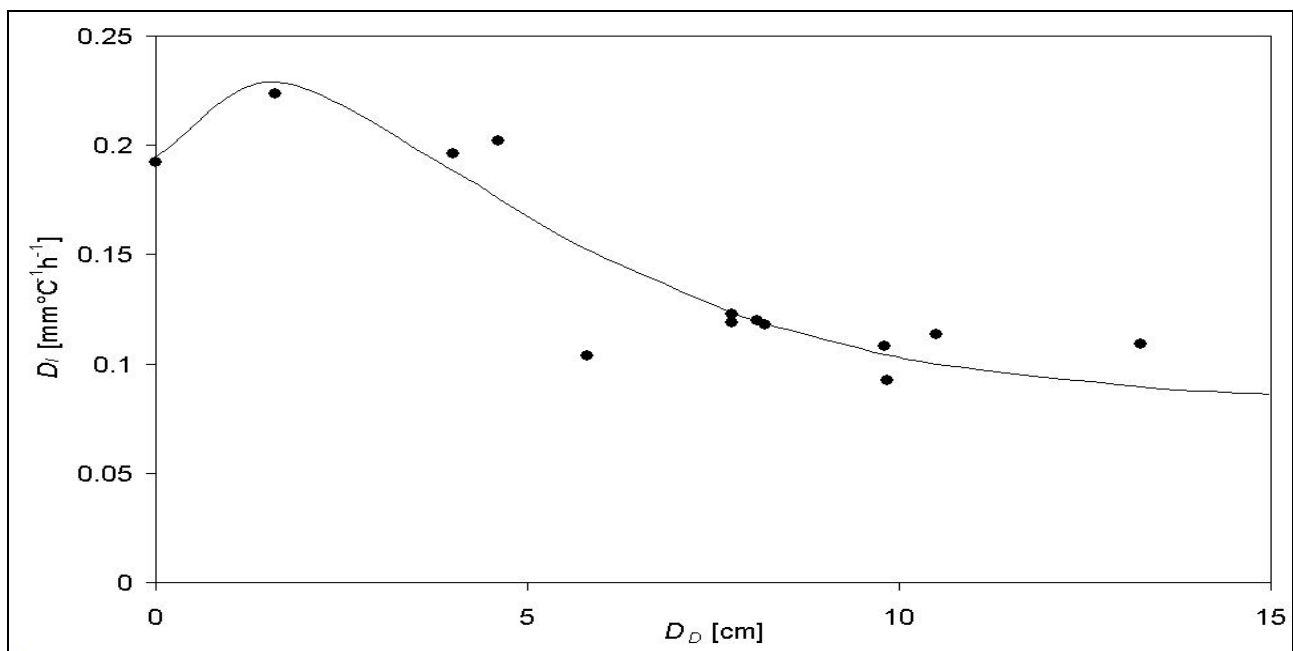


Figura 3.7 – Relazione tra degree-hour factor e spessore del detrito

Come si può facilmente notare, la curva mostra un massimo di spessore di 1.6 cm, con un D_{max} pari a 0.22 mm/°C h. Il valore di D_1 diminuisce quindi per spessori che vanno dai 2 cm ai 14 cm: ciò è dovuto al fatto che uno strato di detriti con spessore al di sopra di una certa soglia (in questo caso circa 2 cm) protegge il ghiaccio dalla radiazione, diminuendo così il suo scioglimento. Qui in particolare il D_1 mostra il suo valore più basso, pari circa a 0.09 mm/°C h, in corrispondenza di uno spessore $D_D = 9.8$ cm.

Tali osservazioni risultano molto importanti in quanto fanno capire come la presenza dei detriti cambia totalmente la risposta del ghiacciaio alla radiazione che lo colpisce, a seconda che ci sia o meno uno strato di detriti a proteggerlo e a seconda dello spessore dello stesso strato.

3.4 DISTRIBUZIONE MODELLO

Si consideri per ora la porzione 'nera' del ghiacciaio. Come detto, il programma che verrà utilizzato è stato ideato per calcolare, a partire da dati di temperatura superficiale del detrito o da dati di flusso energetico, lo scioglimento del ghiacciaio per unità di superficie, quindi puntualmente, non in maniera distribuita.

Per effettuare il calcolo, inoltre, il programma richiede l'inserimento di numerose informazioni. Alcune di esse sono di semplice digitalizzazione perché costituite da semplici numeri, altre invece più complesse. Ci si riferisce in particolare ai file di testo contenenti, nel caso in cui l'input sia la temperatura superficiale, l'andamento di quest'ultima nel tempo, nel caso in cui l'input sia invece il flusso radiativo, l'andamento nel tempo di esso, unitamente a quello della temperatura dell'aria e del coefficiente convettivo. Dipende dal periodo considerato e dal time step utilizzato, ma in generale si può dire si tratti di colonne da migliaia di valori ciascuna.

Ciò rende particolarmente complessa la distribuzione del calcolo a tutta la superficie del ghiacciaio coperto perché, per poter utilizzare il codice di calcolo senza effettuare modifiche su di esso, si deve discretizzare adeguatamente il ghiacciaio in celle, e per ciascuna di esse devono essere note tutte le informazioni richieste dal programma per derivare la stima dell'ablazione. Ovviamente sarà necessario avviare ed inizializzare il programma tante volte quant'è il numero delle celle, e questo avrà un tempo di esecuzione complessivo rilevante.

In particolare, continuando a considerare per il momento solo la porzione nera del ghiacciaio, si farà riferimento ad una 'carta del detrito', ossia ad una carta del ghiacciaio

completa di informazioni riguardanti lo spessore detritico presente su di esso. Questa carta è stata prodotta nel 2007 dal Dipartimento di Glaciologia dell'Università Statale di Milano (Figura 3.7) a partire da dati di spessore osservati in oltre centocinquanta punti, sparsi sull'intera area coperta dal detrito. Grazie al supporto del programma Arcgis, i dati sono stati integrati su un modello digitale del terreno (DTM) ed interpolati in maniera tale da avere informazioni omogenee sul terreno e compatibili con il DTM stesso, con risoluzione ΔX pari a 10m. Questo significa che, dovendo utilizzare come input i dati di flusso radiativo, grazie alla carta del detrito e al DTM abbiamo a disposizione le caratteristiche fisiche del terreno, essenzialmente spessore del detrito e pendenza del suolo, necessarie al calcolo dell'ablazione, per celle regolari di territorio 10mx10m. Avendo la porzione di ghiacciaio 'nero' una superficie di circa 0.4 km², per poter calcolare l'ablazione in ogni cella si dovrebbe avviare il programma circa 4000 volte, con un tempo di calcolo di circa 4000 minuti, cioè 60 ore. Questo senza contare il tempo che si impiegherebbe a produrre i files di testo di input. Si sta parlando ovviamente di tempi assolutamente insostenibili per uno studio di questo tipo.

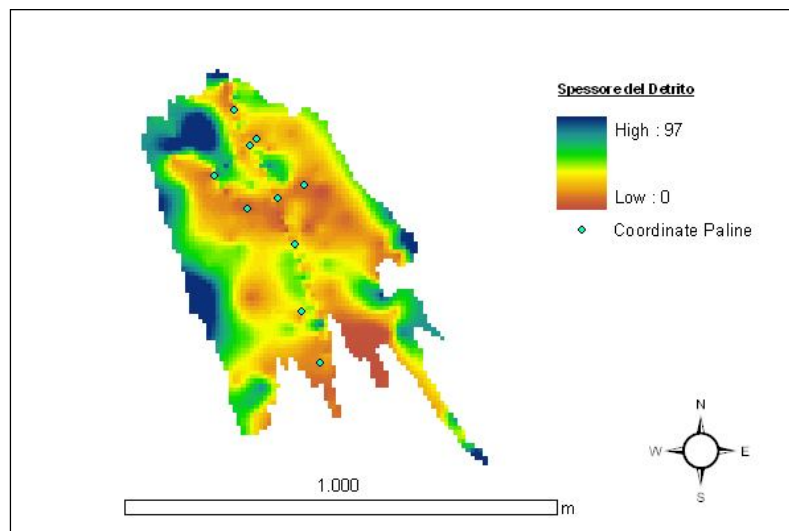


Figura 3.8 - Mappa dello spessore detritico del ghiacciaio di Venerocolo

Ciò spiega il motivo per il quale si è deciso di 'degradare' la carta del detrito per avere celle molto più grandi caratterizzate da grandezze medie, in maniera tale da poter ridurre drasticamente il numero di avvisi del codice di calcolo. In particolare è stata prodotta una carta con risoluzione molto più bassa, con ΔX pari a 100m. In questo modo ovviamente si perdono molte informazioni sulla disomogeneità del territorio, ma ricoprendo il ghiacciaio coperto circa un terzo dell'intera superficie del ghiacciaio e contribuendo in minima parte,

come vedremo, alla formazione del deflusso a valle di esso, è una semplificazione che possiamo fare senza falsare i risultati.

Il procedimento del calcolo verrà spiegato nel dettaglio nei capitoli successivi, ma occorre anticipare che per quanto concerne invece il 'ghiacciaio bianco', come già detto, le fasce di quota sono spesso l'unico criterio utilizzato per la discretizzazione spaziale del degree-day model e, in effetti, verrà utilizzato anche per questo lavoro. In particolare, una volta calcolato il DDF per il ghiacciaio, l'ablazione risulterà dal prodotto di questo per la temperatura ottenuta alle varie quote. Si vedrà anche che lo scioglimento del ghiacciaio sarà calcolato per un periodo molto limitato nel tempo, inoltre la superficie del ghiacciaio stesso è piuttosto contenuta, quindi le problematiche legate alla variabilità spaziale e temporale spiegate nel paragrafo precedente possono essere pressoché trascurate. Ciò ha suggerito di utilizzare il degree-day model semplice, cioè basato esclusivamente su misurazioni dirette di ablazione e su osservazioni della temperatura dell'aria.

CAPITOLO 4

ANALISI E VALIDAZIONE

4.1 STRUMENTI

Le tipologie di strumenti utilizzati per la raccolta dei dati sono essenzialmente quattro: stazione meteorologica per la misurazione di dati quali la temperatura dell'aria (°C), la radiazione solare (W/m^2), direzione (°) e velocità del vento (m/s), pressione atmosferica (hPa); paline ablatometriche per la misurazione della variazione dello spessore (cm) dello strato nevoso o ghiacciato; termistore per la rilevazione della temperatura (°C) della superficie del ghiacciaio; misuratore di portata (m/s).

Stazione meteorologica

Le stazioni meteorologiche utilizzate, gestite dall'Arpa Lombardia, sono due: la prima, presente sul territorio fino al 2007, ha fornito i dati per la validazione del programma che permette il calcolo dell'ablazione per il ghiacciaio coperto da detriti, ed era posizionata sul ghiacciaio Venerocolo a quota 2621 m.s.l.m.; la seconda stazione, ancora in funzione, si trova invece a quota 2105 m.s.l.m. sul Pantano d'Avio. In assenza della stazione sul ghiacciaio in esame, sono stati utilizzati quelli provenienti dalla seconda stazione menzionata, opportunamente analizzati e validati per lo studio da effettuare.

Le due stazioni sono molto simili per caratteristiche degli strumenti e qualità dei dati, l'unica sostanziale differenza riguarda i dati di radiazione solare. Come verrà spiegato dettagliatamente nel seguito, infatti, le radiazioni che colpiscono il terreno sono di due tipologie: radiazioni ad onda corta e radiazioni ad onda lunga. La differenza tra le due stazioni è che mentre la stazione posizionata sul Venerocolo era in grado di misurare entrambi i tipi, quella posizionata sul Pantano registra solo la radiazione ad onde corte.

Come detto, le stazioni meteorologiche di cui sono stati utilizzati i dati sono molto simili fra loro, perciò ci si limiterà alla descrizione di una sola delle due.

I dati meteo-climatici del 2007 sono stati acquisiti mediante l'utilizzo di una stazione modello Babuc della ditta LASTEM (LSI S.p.A.), in grado di registrare informazioni con frequenze fissate dall'utente.

La stazione meteorologica, alimentata da un pannello solare da 40 W, è composta da un piranometro, un pirgeometro, da sensori per velocità e direzione del vento, da un termoigrometro, da un barometro e un pluviometro. I dati forniti da questi due ultimi strumenti non sono stati utilizzati nel corso di questo studio.

Nel seguito vengono illustrati brevemente gli strumenti e i dati forniti da essi, mentre per quanto riguarda le specifiche tecniche dettagliate si rimanda ai manuali degli strumenti facilmente reperibili in rete.

- Piranometro e pirgeometro

Per la misurazione dei dati di radiazione solare e infrarossa è stata utilizzata una stazione CNR1, composta da due strumenti di misura denominati CM3 (piranometro) e CG3 (pirgeometro), che registrano rispettivamente la radiazione solare e la radiazione legata alle onde lunghe dell'infrarosso lontano.

Molto importante per l'analisi dei risultati è la collocazione della stazione: il luogo deve essere scelto come significativo per l'area oggetto di studio, con orientamento tale da essere il più a lungo esposto alle radiazioni solari (quindi non in una zona d'ombra). Nel presente caso di studio ad esempio, l'ubicazione dello strumento scelta per la stazione del Venerocolo era vicina alla palina numero 5. Lo strumento era montato ad un'altezza di circa 1.5 m, su un tubo posizionato verticalmente, lontano da altri strumenti di misura o monitoraggio.

La stazione inoltre è realizzata in modo tale che sia la faccia superiore sia quella inferiore abbiano un campo di misurazione di 180 gradi, in maniera tale che possa distinguere la parte di radiazione emessa dal terreno o riflessa, e quella proveniente dal cielo.

Dai dati misurati dagli strumenti è possibile ricavare i valori di albedo. Per determinarle si utilizzano le misurazione registrate da CM3:

$$\text{Albedo} = E_{\text{CMElower}} / E_{\text{CM3upper}}$$

Il valore di albedo calcolato per il sito in esame è di 0.3: il materiale detritico proprio del ghiacciaio di Venerocolo, composto quasi esclusivamente da tonalite, è in grado perciò di riflettere verso l'atmosfera circa il 30% della radiazione elettromagnetica proveniente dal Sole. La radiazione solare netta, sempre positiva, è calcolata semplicemente come differenza delle misure fatte dalle facce del piranometro:

$$\text{NSR} = E_{\text{CM3upper}} - E_{\text{CMElower}}$$

Il calcolo della radiazione infrarossa netta si effettua in modo analogo a quello della radiazione solare, utilizzando però i dati registrati dal pirgeometro.

- Sensore combinato velocità e direzione vento

Lo strumento utilizzato (sensore CombiSD) comprende in un unico apparato i trasduttori per la misura di velocità, registrata ogni dieci minuti in Hz, e direzione del vento, Ohm. Lo strumento ha fornito la media giornaliera dei dati per entrambi i sensori, e solo per la velocità anche la media oraria.

- Termoigrometro

Il termoigrometro è lo strumento che, mediante l'utilizzo di due sensori, misura la temperatura e l'umidità relativa dell'aria. Lo strumento, corredato da uno schermo antiradiante ad alto potere riflessivo, è stato regolato per fornire i dati ogni dieci minuti e una media giornaliera degli stessi. Lo scudo riflettente a ventilazione naturale permette il continuo ricircolo d'aria attorno al sensore di temperatura, con lo scopo di prevenire l'influenza della radiazione solare sulla misura effettuata.

Paline ablatometriche e termistori

Una palina ablatometrica è da un'asta in PVC di lunghezza pari a tre metri, ancorata nel ghiaccio per uno spessore di circa un metro, grazie alla quale è possibile sapere quanto ghiaccio si è sciolto durante un certo periodo. La lettura del valore di ablazione avviene tramite un metro poggiato sull'asta affiorante. Le letture, soggette ad un errore dell'ordine del centimetro, si riferiscono a periodi di differente lunghezza per i diversi siti di misura, e questo ha reso complessa l'analisi dei dati di ablazione forniti, perché riferiti ad archi temporali difformi.

Inoltre, nel corso della campagna di acquisizione, l'operatore non sempre è stato in grado di annotare un valore, in quanto poteva succedere che una palina si fosse disancorata dal ghiaccio. Per questo motivo è possibile che di anno in anno alcune delle paline vengano escluse dall'analisi.

In corrispondenza dello strumento si è anche registrato lo spessore della coltre detritica, misura anch'essa soggetta ad un errore dell'ordine dei centimetri a causa della sensibilità dell'operatore e dell'elevata varianza della distribuzione granulometrica: questi fattori possono influenzare l'accuratezza delle stime di ablazione.

Solo per la stagione estiva del 2007 è stato inoltre installato nei pressi delle paline un termistore, lungo 10 centimetri e avente diametro di 0.005 metri, che opera in un range di temperature comprese tra i -30 e i $+50$ °C, rilevando dati di temperatura del detrito con intervallo temporale variabile tra 10 minuti o mezz'ora. Affinché la misura non fosse

influenzata dalle diverse capacità e conducibilità termiche di roccia e termistore, lo strumento è stato posizionato un paio di centimetri sotto il detrito. Le temperature così registrate sono state supposte superficiali per comodità, senza tener conto del detrito presente sopra il termistore.

Misuratore di portata

La portata dei due torrenti ai piedi del ghiacciaio è stata misurata il 28 luglio 2009, il 23 e il 24 settembre 2009. Lo strumento utilizzato è il Flow Tracker ADV (Acoustic Doppler Velocimeter), della società SonTek/YSI.

Esso è composto da una sonda che contiene i componenti acustici usati per misurare la velocità, da un'unità portatile fornita di tastiera e schermo, da un'asta esagonale su cui si legge la profondità e una cilindrica che permette il posizionamento dei punti di misura. In particolare la sonda è un sensore ADV composto da un corpo centrale che emette impulsi captati da tre antenne disposte lungo tre assi X, Y, Z, che misurano la variazione di fase del segnale. La frequenza di emissione è di 100 Hz e il volume di controllo è un cilindretto di 6 mm x 9 mm situato a 10 cm dal corpo centrale: per questo motivo bisogna assicurarsi che nelle vicinanze del sensore non ci siano ostacoli solidi (alghe, massi). L'antenna disposta sull'asse X deve essere posizionata parallela alla corrente, aiutandosi con il software, che segnala per ogni misura l'angolo dell'antenna rispetto al flusso.



Figura 4.1 – Sonda e unità portatile del Flow Tracker

E' importante sottolineare che il sensore non misura la velocità diretta dell'acqua, ma quella della sostanza solida in sospensione, cioè lo scattering delle onde sonore dovute ai solidi sospesi. In un'acqua pura infatti non si può effettuare la misura: tanto maggiore è la quantità di solidi sospesi, tanto migliore è la misura della velocità. Bisogna comunque

rispettare un limite superiore del rapporto segnale rumore, poiché un'eccessiva concentrazione di solidi potrebbe attenuare il segnale.

La misura della velocità dipende quindi dalla misura dell'effetto doppler, dalla geometria del sensore e dalla velocità del suono, che a sua volta dipende dalla densità del mezzo e quindi dalla sua temperatura. Per questo motivo il sensore è dotato anche di un termometro.

Le fasi preliminari della misura sono state:

- scelta della sezione di misura;
- stendimento di una bindella da un capo all'altro della sezione;



Figura 4.2 – Visione di uno dei due torrenti ai piedi del ghiacciaio

Figura 4.3 – Bindella stesa lungo la sezione scelta

- misura della larghezza della sezione;
- misura degli interassi, funzione della larghezza;
- misura della profondità per determinare il numero ottimale di punti di misura su ogni verticale.

Il Flow Tracker misura la velocità puntuale lungo verticali assegnate in punti assegnati in una sezione di un alveo fluviale: solitamente i punti sono uno, due o tre, cioè al 20%, al 60% e all'80% dal pelo libero. Meno è profondo il fondale, minore è il numero dei punti di misura, infatti l'eccessiva vicinanza al fondale può provocare errori di misura della velocità dati da turbolenza, attrito e scabrezza. Per questo, se la profondità è inferiore a 60 cm, si effettua la misura solo nel punto al 60%, che è rappresentativo della velocità media, altrimenti nei tre punti. Ovviamente si è scelto come procedere di volta in volta avendo misurato la profondità in corrispondenza di ogni interasse.

4.2 DATI

Gli strumenti appena descritti hanno fornito i dati necessari allo studio dell'ablazione del ghiacciaio Venerocolo. In particolare i dati che sono poi stati utilizzati nel corso dello studio sono la temperatura dell'aria, la radiazione solare e la velocità del vento misurati dalle stazioni metereologiche, lo scioglimento del ghiaccio misurato grazie alle paline ablatometriche, la portata dei torrenti rilevata dal misuratore di portata. Non sono state invece utilizzati i dati del termistore perché disponibili solo per il 2007. Per questo motivo, infatti, del software per il calcolo dell'ablazione è stata utilizzata solo la funzione che richiede in ingresso i dati riferiti al flusso radiativo.

Riguardando per un attimo il file di input (Figura 3.1) da fornire al programma per calcolare l'ablazione utilizzando appunto il flusso, si può notare che l'unica colonna di cui non si posseggono i valori è quella relativa al coefficiente convettivo. Ma come già descritto, il coefficiente convettivo h si ricava facilmente noto il numero di Nusselt.

Gli altri valori necessari al codice di calcolo sono l'albedo, calcolato e pari per il ghiacciaio in esame a 0.3, e la conducibilità termica dei detriti, calcolata anch'essa (per la taratura del modello) e pari a 0.596 W/mK.

Il periodo da trattare e lo step temporale da utilizzare, infine, verranno decisi di volta in volta a seconda delle analisi che si intendono effettuare.

Per i dati principali, quelli che più di tutti influenzano il calcolo dell'ablazione, sono state eseguite delle analisi dettagliate riportate nel seguito.

4.3 RADIAZIONE

La radiazione solare è il motore di tutti i fenomeni atmosferici. Alla distanza media tra sole e terra il flusso di energia all'esterno dell'atmosfera è di circa 1353 W/m^2 , valore noto come costante solare. Durante l'attraversamento dell'atmosfera, parte della radiazione viene assorbita e diffusa, parte riflessa nelle diverse componenti dello spettro. L'irraggiamento ricevuto dal suolo è la somma di tali contributi.

Quasi tutta l'energia solare che giunge sulla terra è composta di radiazioni elettromagnetiche la cui lunghezza d'onda è inferiore a 4 micron. Una volta che la radiazione solare è giunta sulla superficie terrestre, essa viene assorbita dai suoli e dai mari, i quali si riscaldano. Via via che aumenta la temperatura, la superficie terrestre emette energia sotto forma di calore, e cioè come radiazione con lunghezza d'onda prevalentemente nelle bande dell'infrarosso ed in particolare tra i 5 e i 25 micron. Siccome la radiazione solare incidente e la radiazione terrestre emessa viaggiano su bande di diversa lunghezza d'onda, il valore di 4 micron viene assunto, nelle attività di ricerca sul clima, come il valore significativo di demarcazione, o limite di separazione, fra la radiazione "ad onda corta" (SW, Short Wave) che è, in pratica, la radiazione solare, e la radiazione "ad onda lunga" (LW, Long Wave) che è, in pratica, la radiazione che emette il nostro pianeta quando è sottoposto a riscaldamento, e che sarà nuovamente riflessa, assorbita o diffusa dall'atmosfera. Nella formalizzazione di un bilancio energetico-radiativo di una porzione di superficie terrestre, occorrerà quindi considerare radiazioni ad onda corta, provenienti dal sole (radiazione diretta, diffusa e riflessa), e radiazioni ad onda lunga, che costituiscono l'energia riemessa dalle superfici riceventi sotto forma di radiazione termica.

Come già anticipato, le stazioni metereologiche prese in considerazione misurano la radiazione in maniera differente: quella presente sul ghiacciaio del Venerocolo registra sia la radiazione ad onda lunga sia quella ad onda corta, quella del Pantano d'Avio invece registra solo quella ad onda corta.

Il flusso energetico richiesto come dato di input dal programma per il calcolo dell'ablazione, non è altro che la somma della componente radiativa ad onda corta e di quella ad onda lunga. Mentre quindi per 2007 si avevano a disposizione tutti i dati, per effettuare i calcoli negli anni successivi manca la radiazione ad onda lunga.

Analisi radiazione ad onda corta

Come si può vedere dal grafico in Figura 4.4, le radiazioni registrate sul ghiacciaio del Venerocolo sono molto simili a quelle registrate sul Pantano nello stesso periodo, in particolare dal 10 agosto 2007 all'8 ottobre 2007. Ovviamente i picchi si registrano insieme; per quanto riguarda invece i valori, quelli del Venerocolo risultano essere leggermente superiori a quelli del Pantano a causa della diversa altitudine. Le due stazioni hanno infatti una differenza di quota di poco più di 500 m, per cui quella a quota più alta avrà dei valori di radiazione più alti.

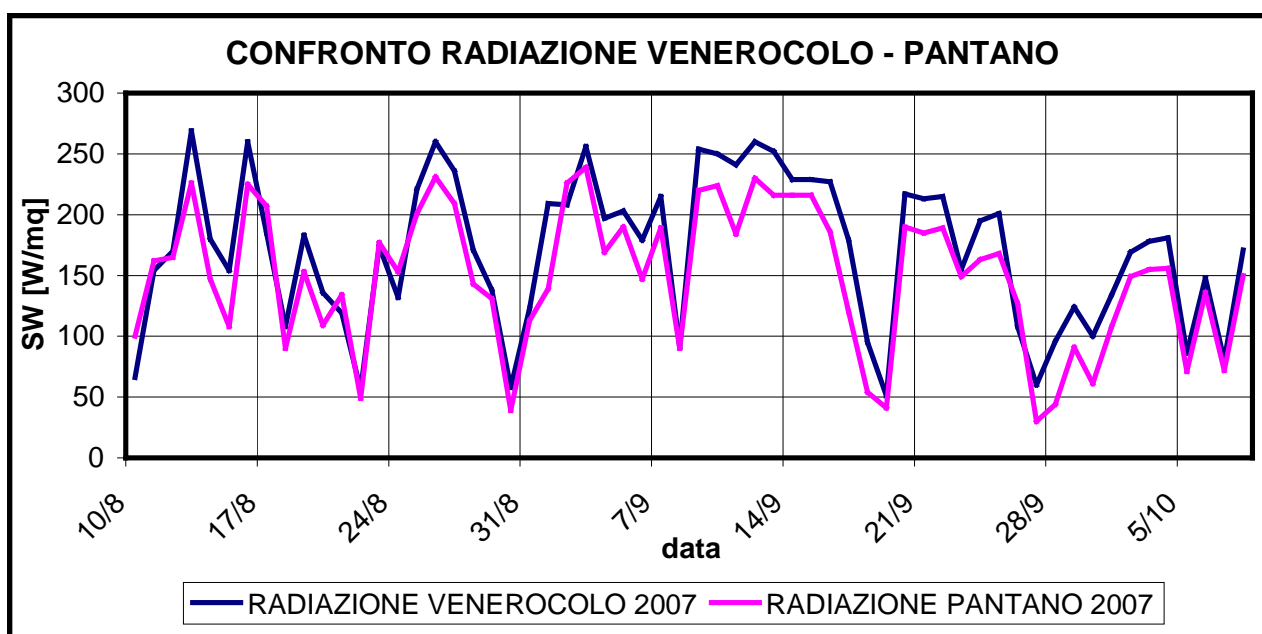


Figura 4.4 – Confronto tra i dati di radiazione ad onda corta registrati sul Venerocolo e quelli registrati sul Pantano, 2007

Se si analizzano i dati in Tabella 4.1 in effetti, si può notare come la media giornaliera di radiazione del Venerocolo per il periodo considerato è di circa 20 W/m^2 più elevata rispetto a quella del Pantano, differenza che possiamo ritenere trascurabile perché, come si vedrà in seguito, influenza in maniera assolutamente marginale il calcolo dell'ablazione.

RADIAZIONE AD ONDA CORTA	Venerocolo 2007	Pantano 2007	Pantano 2008	Pantano 2009
Max	269	239	267	276
Min	51	30	25	32
Media	170,15	149	145	159

Tabella 4.1 – Valori massimi, minimi e medi della radiazione ad onda corta media giornaliera registrata sul Venerocolo e sul Pantano

Si riterrà perciò costante, e non variabile con la quota, la radiazione: ogni punto della discretizzazione del ghiacciaio presenterà lo stesso andamento radiativo. E' chiaro che se ciò da un lato riduce la mole di dati da trattare, dall'altro introduce una semplificazione evidente, che costituisce la prima fonte di incertezza per il risultato finale.

Ma scopo del presente lavoro è anche quello di verificare se è possibile utilizzare come dati di partenza quelli caratterizzanti un punto esterno all'area che si sta analizzando, anche se poco distante da essa. In effetti, per studi riguardanti un ambiente così particolare, spesso impervio, non avere a disposizione una raccolta di dati storici esattamente sul luogo di studio non è raro.

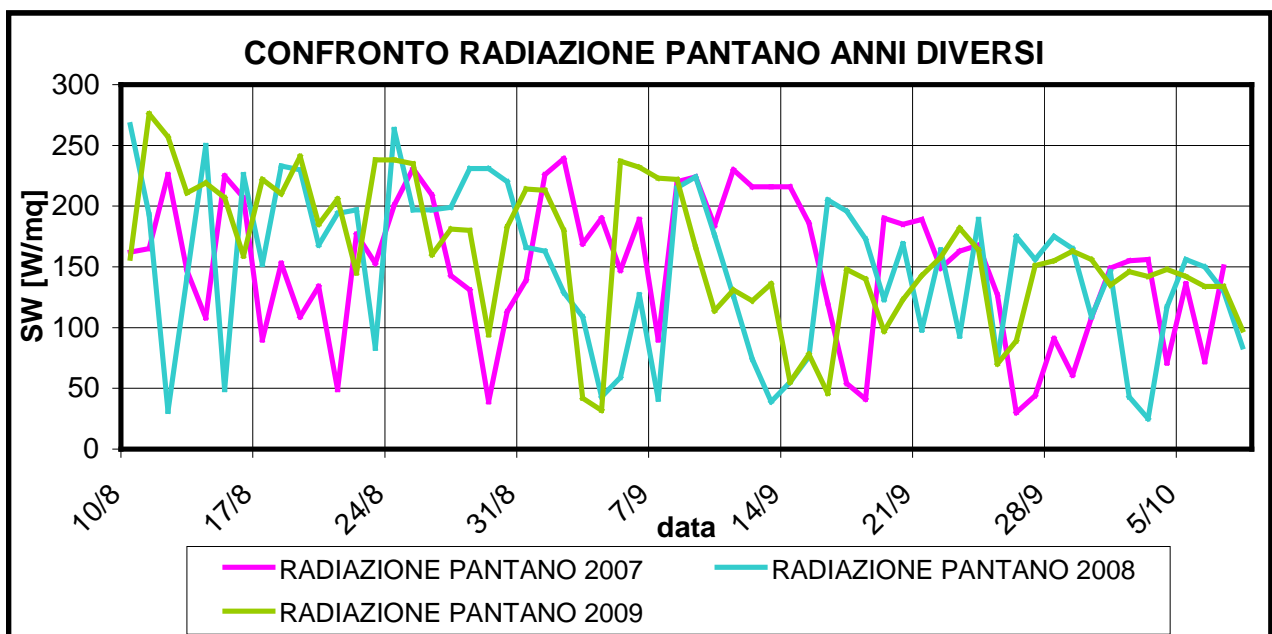


Figura 4.5 - Confronto tra i dati di radiazione ad onda corta registrati sul Pantano in diversi anni per lo stesso periodo

Nella Figura 4.5 viene confrontata invece la radiazione ad onda corta registrata sul Pantano negli stessi giorni estivi ma in tre anni differenti, in particolare sempre dal 10 agosto all'8 ottobre nel 2007, nel 2008 e nel 2009.

I valori di radiazione dipendono ovviamente dalla nuvolosità o in generale dai gas e vapori presenti in atmosfera che riflettono, assorbono o diffondono le onde radiative. Per questo motivo non ci si aspetta un andamento comparabile nei tre anni, ma sicuramente è utile fare un confronto tra i valori fra i quali la radiazione oscilla.

Osservando sia la figura che la tabella sopra riportate si può notare come il valore massimo tra le medie giornaliere cresce negli anni passando da 239 W/m^2 a 276 W/m^2 , dato non affatto trascurabile in quanto mostra come in soli tre anni la radiazione sia

aumentata di circa il 15%. Per quanto riguarda invece l'escursione massima nel periodo considerato, sempre dalla Tabella 4.1 si può vedere che si aggira intorno ai 100 W/m^2 , poco meno per l'anno 2007, poco più per il 2008 e il 2009.

Fino ad ora sono stati considerati dei valori medi giornalieri della radiazione ad onda corta, ma potrebbe essere interessante analizzare i valori orari della radiazione stessa. Essendo infatti la radiazione ad onda corta caratterizzata da valori nulli di notte, i picchi che si hanno nelle ore centrali della giornata vengono appiattiti facendo la media giornaliera. Si riportano, perciò, nella Tabella 4.2 i valori massimi, minimi e medi della radiazione oraria, disponibili solo per la stazione del Pantano, sempre per i giorni estivi considerati fino a questo momento, per gli anni 2007, 2008 e 2009. Anche qui si può notare un aumento dei valori col passare degli anni.

A titolo di esempio si riporta l'andamento della radiazione ad onda corta per il giorno in cui si è registrato il valore più alto, cioè l'11 agosto 2009, nella Figura 4.6.

RADIAZIONE AD ONDA CORTA	Pantano 2007	Pantano 2008	Pantano 2009
Max	916	932	937
Min	0	0	0
Media	151	149	161

Tabella 4.2 - Valori massimi, minimi e medi della radiazione ad onda corta oraria registrata sul Pantano

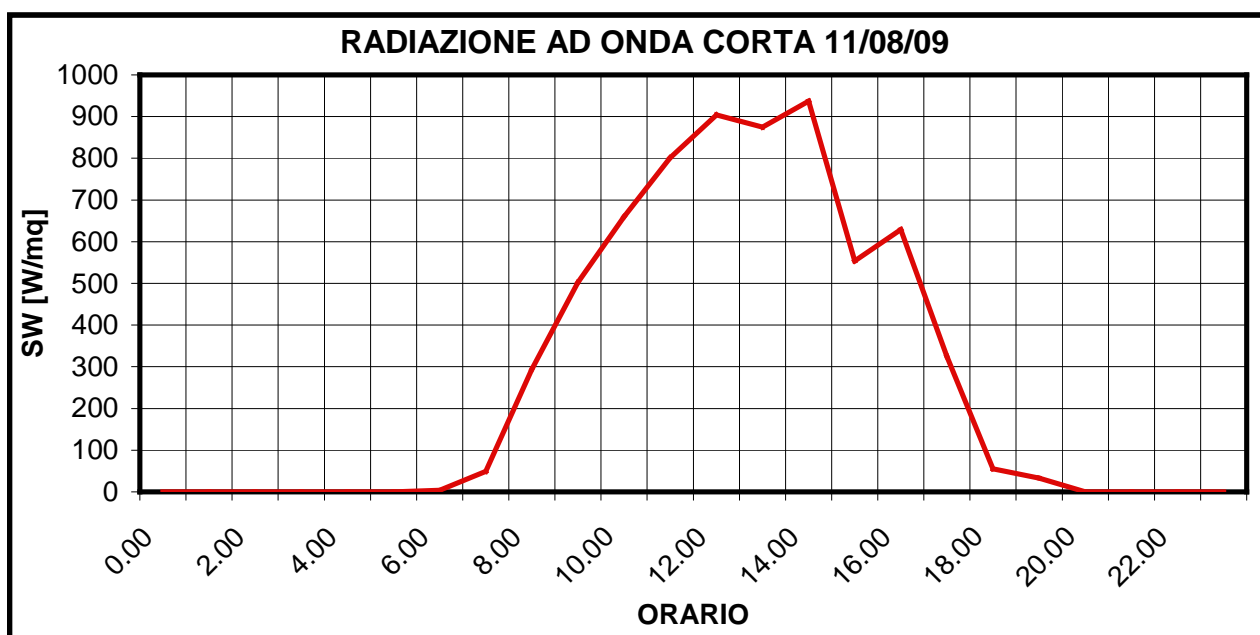


Figura 4.6 – Andamento giornaliero dei dati orari di radiazione ad onda corta registrati sul Pantano l'11 agosto 2009

Analisi radiazione ad onda lunga

Come spiegato all'inizio del paragrafo, la radiazione ad onda lunga è stata misurata sul ghiacciaio solo fino all'anno 2007 dalla stazione meteorologica del Venerocolo, l'analisi che segue è perciò basata per il momento solo sulle misurazioni del 2007.

La componente ad onda lunga della radiazione misurata a terra ha un andamento molto diverso da quella ad onda corta.

Come si può osservare nella Figura 4.7, è diversa da zero anche nelle ore notturne perché la radiazione ad onda lunga viene irradiata dalla superficie del ghiacciaio e non dal sole, che ovviamente la notte non c'è. Inoltre, a meno di valori leggermente più alti nella prima mattinata, presenta un andamento pressoché costante, intorno al valore di 400 W/m^2 . Ovviamente il giorno 1 settembre è stato preso come esempio, e non tutti i giorni presentano lo stesso andamento, anche se molto simile.

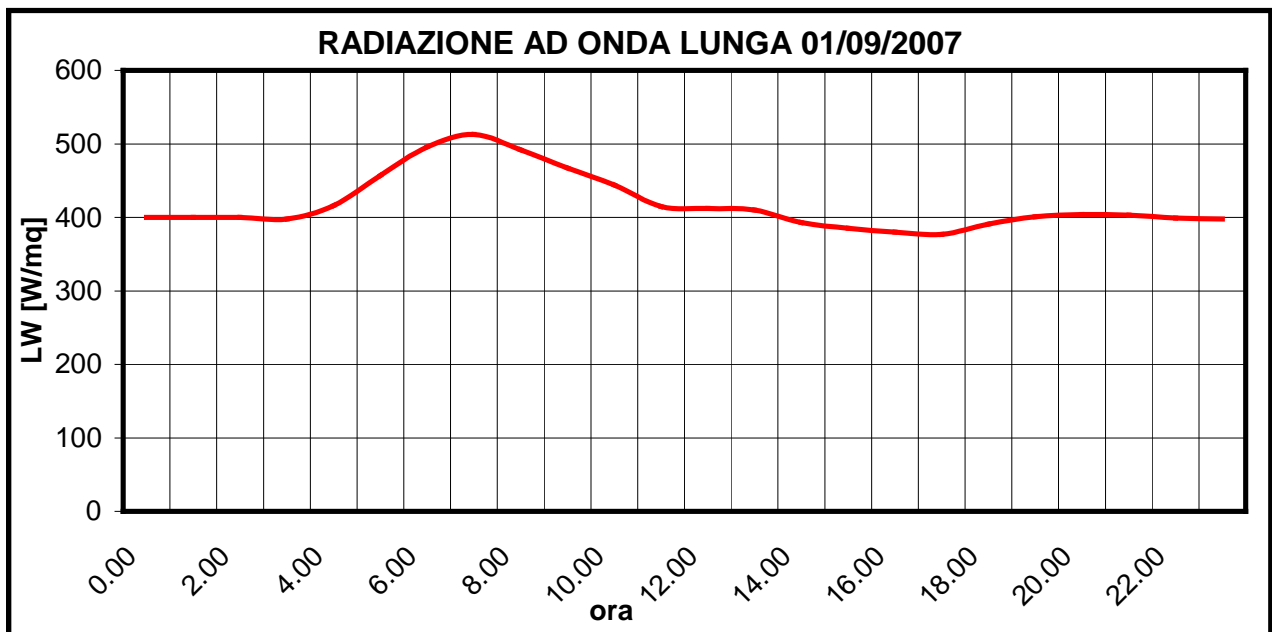


Figura 4.7 – Andamento giornaliero dei dati orari di radiazione ad onda lunga registrati sul Pantano il 10 agosto 2007

Si mostra infatti nella Figura 4.8 come varia la media giornaliera della radiazione ad onda lunga nella stagione estiva: essa rimane nell'intervallo tra 350 e 450 W/m^2 per quasi tutti i giorni, a meno di un picco che tocca i 470 W/m^2 alla fine di agosto, ed un valore molto basso che sfiora i 300 W/m^2 intorno al 28 settembre.

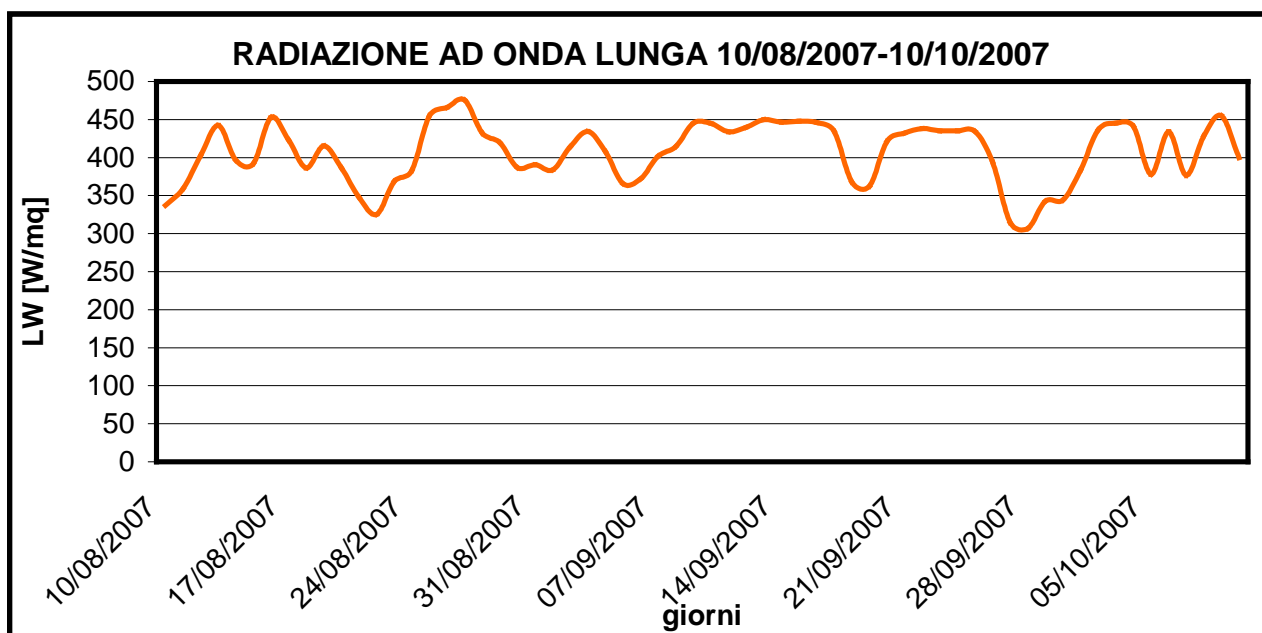


Figura 4.8 – Andamento dei dati giornalieri di radiazione ad onda lunga registrati sul Venerocolo dal 10 agosto 2007 al 10 ottobre 2007

Come per la radiazione ad onda corta, si riportano, facendo riferimento sempre al periodo estivo considerato fino a questo momento, i valori massimo, minimo e medio anche di quella ad onda lunga, dai quali si vede benissimo quanto appena detto.

RADIAZIONE AD ONDA LUNGA	Venerocolo 2007
Max	475
Min	307
Media	406

Tabella 4.3 – Valori massimi, minimi e medi della radiazione ad onda lunga media giornaliera registrata sul Venerocolo

Data l'assenza di dati riguardanti la radiazione ad onda lunga per gli anni successivi al 2007, e dato il particolare andamento della stessa, si è pensato di considerarla semplicemente costante e pari a 400 W/m^2 sia per 2008 che per il 2009. Si tratterebbe della seconda importante semplificazione all'interno di questo studio dopo quella fatta a proposito della radiazione non variabile con la quota.

Entrambe le ipotesi verranno validate attraverso una verifica sull'ablazione misurata.

Validazione dati radiazione

Come preannunciato nei precedenti paragrafi, per poter utilizzare il programma in C++ per il calcolo dell'ablazione, si devono fare due importanti semplificazioni. I dati di radiazione di input infatti, non solo sono stati registrati da una stazione meteorologica diversa e distante da quella utilizzata nel 2007, anno in cui è stato prodotto e tarato il programma, ma sono anche incompleti, in quanto mancano informazioni riguardanti la radiazione ad onda lunga. Per ovviare a questo problema considereremo innanzitutto la radiazione totale costante al variare della quota, inoltre la radiazione ad onda lunga sarà presa costante e pari a 400 W/m². Ovviamente occorre verificare che queste due assunzioni non diano seguito ad errori troppo elevati.

Consideriamo ora la prima ipotesi, cioè che la radiazione sia costante al variare della quota, e quindi che si ha un unico input per tutte le celle territoriali.

Si è provato a distribuire la radiazione sul terreno attraverso la formula di Oerlemans, utilizzata anche per uno studio sul ghiacciaio Baltoro (Pakistan) descritto in "*Spatial distribution of debris thickness and melting at Baltoro glacier*" (Mihalcea et al). La formula in questione permette di 'proiettare' la radiazione a quote diverse a partire da una quota di riferimento in cui la radiazione stessa viene misurata.

Riportandola esattamente come la si trova nell'articolo sopra citato:

$$G = G_U [1 + (2.4 \times 10^{-5} h)]$$

in cui G è la radiazione globale (cioè quella ad onda corta) calcolata alla quota desiderata, G_U è la radiazione globale giornaliera misurata dalla stazione, h è il salto di quota tra la stazione e il punto in cui si vuole ricavare G .

Partendo quindi dalla radiazione ad onda corta misurata nel punto in cui si trovava la stazione, cioè in corrispondenza della palina numero 5, a quota 2621 m.s.l.m., è stata calcolata la radiazione a quote diverse, in particolare nei punti in cui si trovavano le altre paline. A titolo di esempio si riporta (Figura 4.9) la radiazione calcolata alla palina 10, a quota 2690 m.s.l.m., ossia la palina per la quale si misura il massimo salto di quota tra quelle presenti sul ghiacciaio nel periodo considerato. Quest'ultimo sarà quello cui abbiamo fatto riferimento fino a questo momento, cioè dal 10 agosto 2007 al 10 ottobre 2007. La radiazione alla palina 10 è stata indicata solo con degli indicatori gialli perché la linea che descrive il suo andamento avrebbe coperto interamente quella che descrive l'andamento della radiazione alla palina 5. Questo ci dice che anche con un salto di quota prossimo ai 100m, la variazione della radiazione risulta trascurabile.

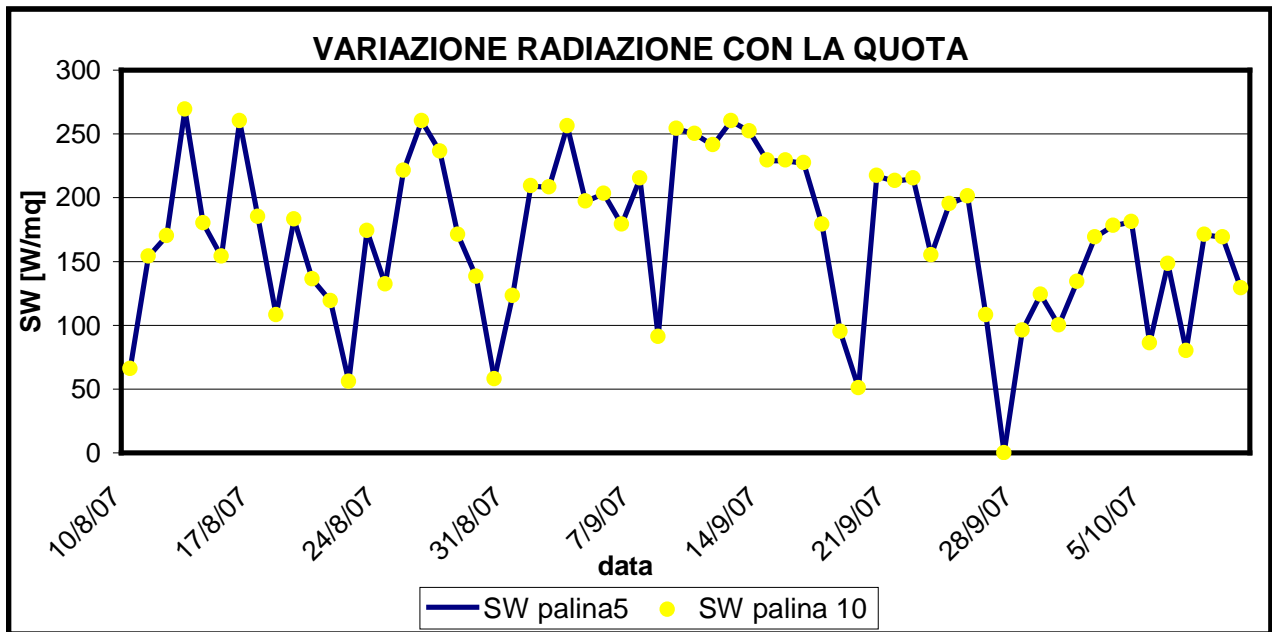


Figura 4.9 – Confronto tra la radiazione a quota 2621 (palina 5) e quella a quota 2690 (palina 10), calcolata con la formula di Oerlemans, Venerocolo, 2007

Per quanto riguarda invece la radiazione ad onda lunga, si è verificata la possibilità di utilizzare un andamento costante a pari a 400 W/m^2 , calcolando l'errore che si commetterebbe.

In particolare per i punti in corrispondenza delle paline di cui si hanno le misure di ablazione, è stata calcolata l'ablazione stessa attraverso il codice di calcolo, per gli stessi periodi di osservazione. In questo modo si è potuto calcolare l'errore percentuale come:

$$\varepsilon = 100 * (abl_{misurata} - abl_{calcolata}) / abl_{misurata}$$

In realtà la verifica è stata effettuata sulla somma delle ablazioni su tutte le paline prese in considerazione. Questo perché a noi interessa l'ablazione totale del ghiacciaio, quindi calcolare l'errore che si commette sulla singola palina è poco interessante. Ci saranno sicuramente punti in cui l'ablazione verrà sovrastimata, altri in cui essa verrà sottostimata, ma l'importante è che la sommatoria delle ablazioni sul territorio del ghiacciaio si avvicini a quello che sarà il deflusso a valle di esso. Quindi l'errore sarà calcolato come:

$$\varepsilon = 100 * (\sum abl_{misurata} - \sum abl_{calcolata}) / \sum abl_{misurata}$$

Per calcolare l'errore servono i dati misurati sul terreno, per poter poi calcolare le ablazioni con il codice di calcolo. Essi sono riportati nella tabella sottostante.

2007	10ago-12sett	13sett-24ott	10ago-10ott	
palina	ablaz giornaliera	ablaz giornaliera	ablazione	spessore detrito
1	1,338235294	0,310344828	54,18965517	6,428571429
2	1,411764706	0,5	62	9
3	2,35801217	0,172413793	85	7,75
4	2,482758621	0,413793103	96	8
5	1,544117647	0,357142857	62,5	7,583333333
8	1,367647059	0,607142857	63,5	10,5
9	1,455882353	0,303571429	58	8,833333333
10	1,632352941	0,339285714	65	8,083333333

Tabella 4.4 – Dati misurati sul terreno per il periodo in esame, 2007

In Figura 4.10 vengono quindi riportati i valori di ablazione in corrispondenza delle paline presenti sul terreno nella stagione estiva del 2007. In particolare, per il periodo che va dal 10 agosto al 10 ottobre, sono state riportate: l'ablazione misurata direttamente sul ghiacciaio, quella calcolata con il programma utilizzando la radiazione 'vera', cioè quella registrata dalla stazione meteorologica, e l'ablazione calcolata invece utilizzando la radiazione ad onda lunga costante e pari a 400 W/m^2 .

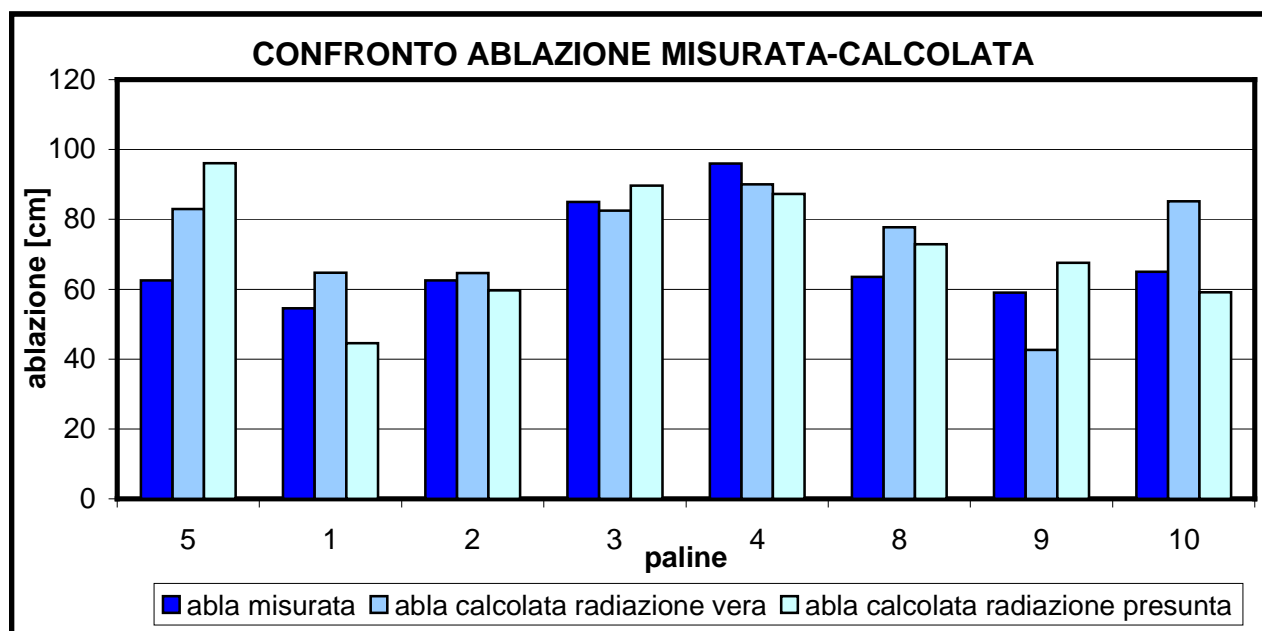


Figura 4.10 – Confronto tra ablazione misurata sul terreno, quella calcolata utilizzando la radiazione registrata, e quella calcolata utilizzando la radiazione presunta, 2007

Come ci si aspettava in corrispondenza di alcune paline l'ablazione è risultata più alta di quella reale, in corrispondenza di altre più bassa, ma specie per le paline centrali i valori sono molto simili. Vediamo ora l'errore calcolato:

	Abl. calcolata con rad.vera	Abl. calcolata con rad.presunta
ERRORE %	-7,34	-5,23

Tabella 4.5 – Errore percentuale ablazione stagione estiva 2007, dati Venerocolo

L'errore risulta addirittura più piccolo se il calcolo dell'ablazione viene effettuato con una radiazione presunta piuttosto che con quella reale, anche se di soli due punti percentuali. Ovviamente questi valori oscilleranno a seconda di quanti punti si considerano: si tenga infatti presenti che, come si era fatto anche per calcolare la conducibilità termica, i calcoli sono stati eseguiti per pochi punti, e non per l'intero territorio in studio.

Validazione dati radiazione della stazione meteorologica del Pantano

Fino a questo punto della validazione sono stati trattati solo i dati del 2007 provenienti dalla stazione del Venerocolo.

Consideriamo ora le registrazioni della stazione del Pantano ed effettuiamo le stesse analisi. In questo caso non abbiamo la radiazione ad onda lunga effettiva, perciò il confronto verrà fatto solo con l'ablazione misurata (Figura 4.11).

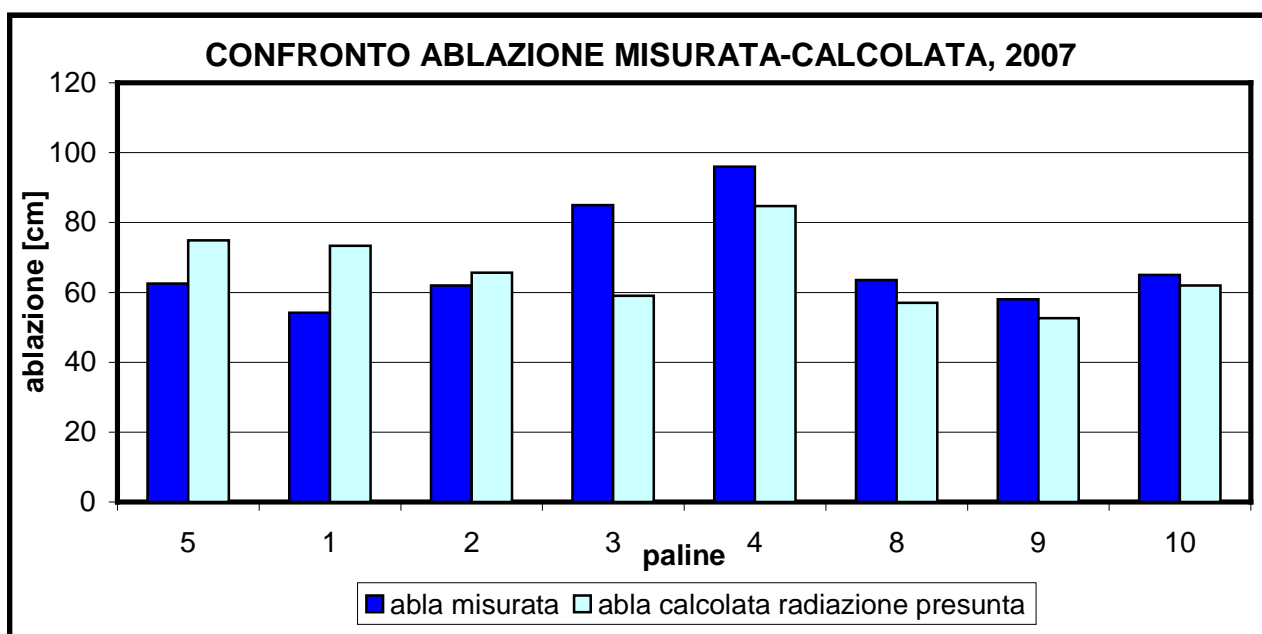


Figura 4.11 - Confronto tra ablazione misurata sul terreno e quella calcolata utilizzando la radiazione presunta, 2007

Anche qui l'ablazione calcolata si avvicina molto a quella 'vera', e gli errori che ne derivano sono:

	Abl. calcolata con rad.presunta
ERRORE %	3,14

Tabella 4.6 – Errore percentuale ablazione stagione estiva 2007, dati Pantano

Nonostante i dati provengano da una stazione sita non direttamente sul luogo di studio, i risultati sembrano addirittura migliorare rispetto a quelli ottenuti con i dati del Venerocolo. A conclusione di questa validazione, vediamo infine cosa succede negli anni successivi al 2007, riportando i dati raccolti sul terreno, e confrontando anche qui l'ablazione misurata con quella stimata.

Come si può vedere dalle Figure 4.12 e 4.13 e dalle Tabelle 4.8 e 4.9 che riportano l'errore commesso, anche per il 2008 e il 2009 il calcolo sembra riprodurre bene quello che succede realmente sul terreno.

2008	4ago-11sett	12sett-24ago	10ago-10ott	
palina	ablaz giornaliera	ablaz giornaliera	ablazione	spessore detrito
1	2,75	0,18	96,02	4,70
2	2,49	0,09	84,67	9,08
3	2,49	0,22	88,58	7,23
4	2,25	0,02	74,92	5,58
5	2,11	0,07	71,59	5,25
8	1,97	0,03	66,07	6,75
9	1,62	0,08	55,82	9,50
10	2,01	0,09	69,08	6,33

Tabella 4.7 – Dati misurati sul terreno per il periodo in esame, 2008

2009	8-9lug-23sett	8-9lug-23sett	
palina	ablaz giornaliera	ablazione	spessore detrito
1	2,75	211,50	6,50
2	1,99	153,50	8,00
3	2,60	200,00	5,88
4	2,44	187,50	3,50
8	2,38	180,50	7,33
9	1,69	128,50	11,67
10	2,16	164,50	6,50

Tabella 4.8 – Dati misurati sul terreno per il periodo in esame, 2009

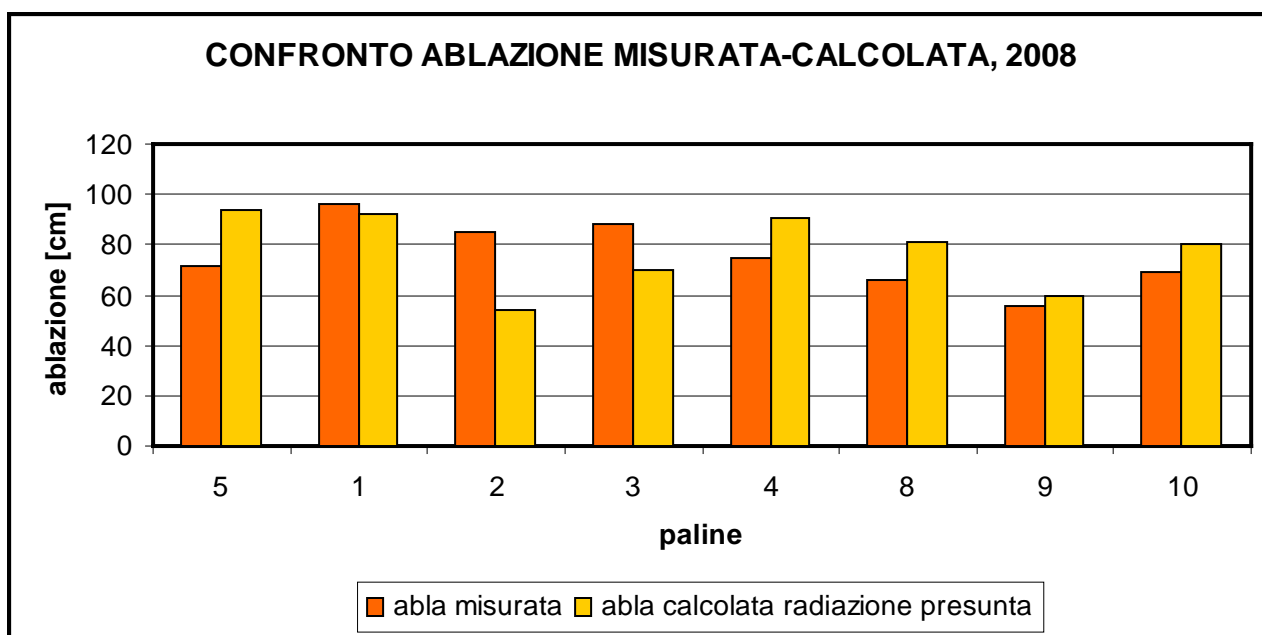


Figura 4.12 - Confronto tra ablazione misurata sul terreno e quella calcolata utilizzando la radiazione presunta, 2008

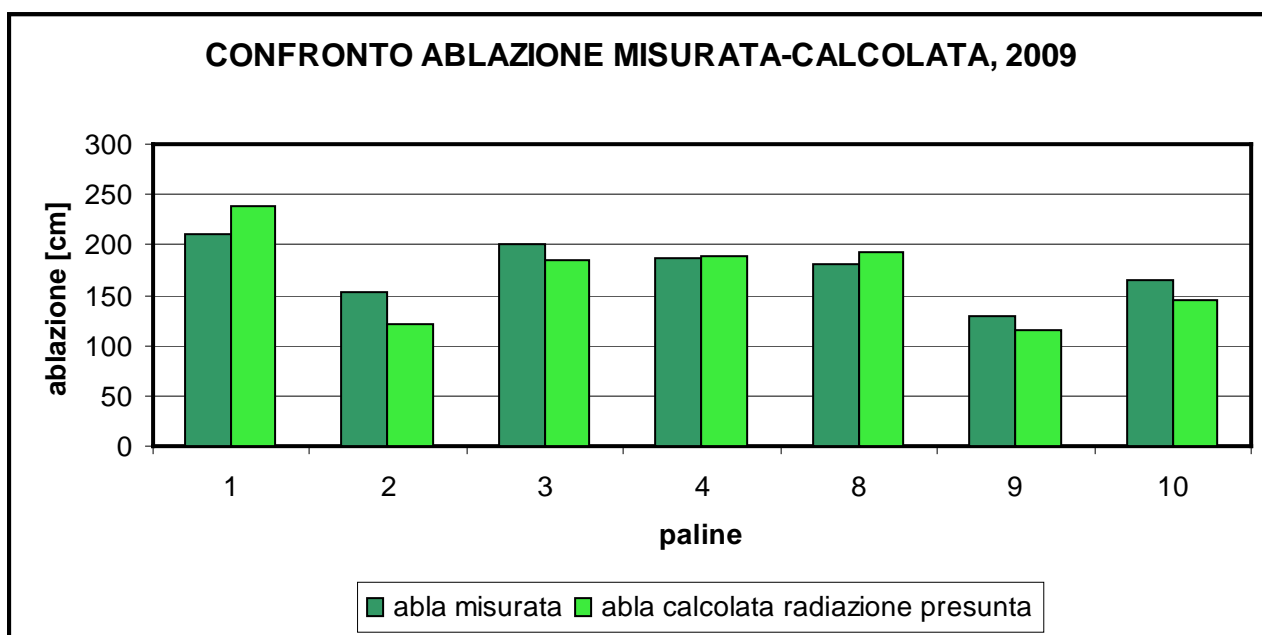


Figura 4.13 - Confronto tra ablazione misurata sul terreno e quella calcolata utilizzando la radiazione presunta, 2009

	Abl. calcolata con rad.presunta
ERRORE %	-2,32

Tabella 4.9 – Errore percentuale ablazione stagione estiva 2008, dati Pantano

	Abl. calcolata con rad.presunta
ERRORE %	3,32

Tabella 4.10 – Errore percentuale ablazione stagione estiva 2009, dati Pantano

4.4 TEMPERATURA

Analisi temperatura negli anni

Anche per la temperatura, come per la radiazione, è utile analizzare i valori registrati per il sito in esame negli anni di studio.

Nel Figura 4.14 è riportato l'andamento delle medie giornaliere della temperatura dell'aria registrate tra il 10 agosto e il 10 ottobre negli anni 2007, 2008 e 2009. Come per la radiazione, anche per la temperatura non sono riscontrabili degli elementi in comune tra le curve, a parte il fatto che i valori sono mediamente più bassi ad agosto rispetto a settembre, come ci si aspettava.

La Tabella 4.11 ci da invece qualche informazione in più: si passa da un valore medio di temperatura giornaliera di 7.72 °C per il 2007 a 9.78 °C per il 2009, si riscontra cioè un aumento di circa 2 °C di temperatura per lo stesso periodo di analisi.

Anche i valori minimi sono significativi. Sia nel 2007 che nel 2008 si registrano delle temperature al di sotto dello zero che invece nel 2009 non troviamo. Si può quindi affermare che nel 2009 il ghiacciaio ha subito un'estate particolarmente calda che avrà sicuramente effetti sullo scioglimento.

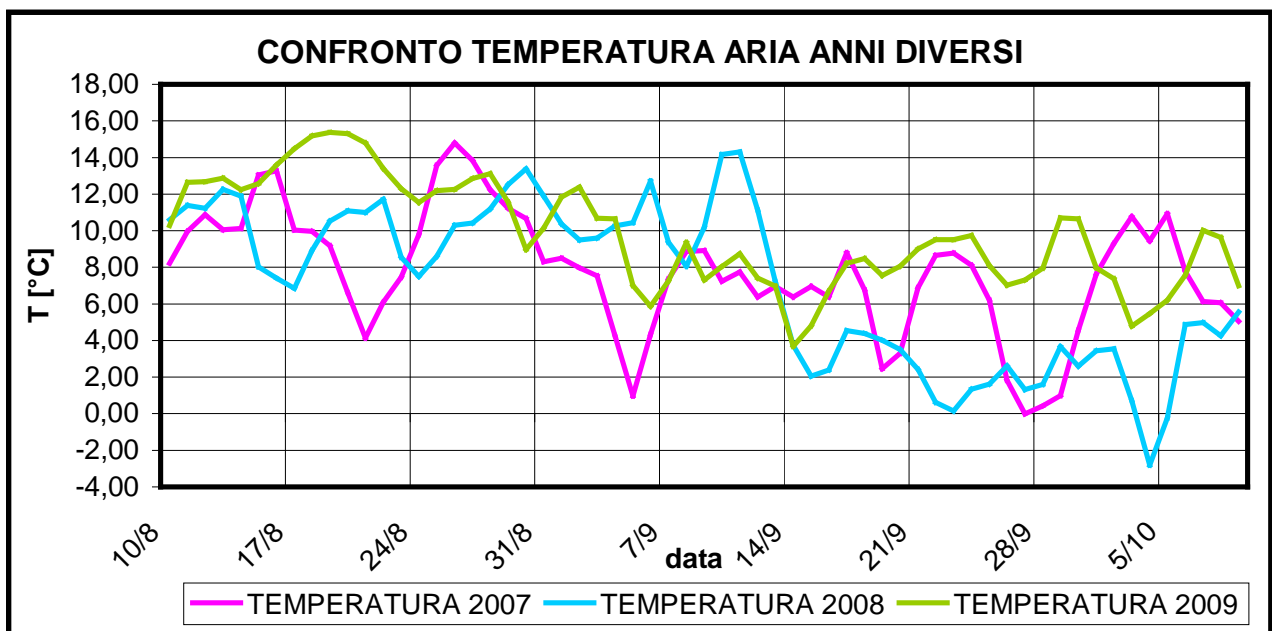


Figura 4.14 - Confronto tra i dati di temperatura dell'aria registrati sul Pantano in diversi anni per lo stesso periodo

TEMPERATURA ARIA	Pantano 2007	Pantano 2008	Pantano 2009
Max	14,80	14,31	15,37
Min	-0,01	-2,81	3,68
Media	7,72	7,07	9,78

Tabella 4.11 - Valori massimi, minimi e medi della temperatura dell'aria media giornaliera registrata sul Pantano

E' infine interessante osservare le Figure 4.15 e 4.16 riportate di seguito, le quali mostrano l'andamento della temperatura oraria rispettivamente della giornata estiva più fredda e di quella più calda nei tre anni considerati.

Come si può osservare, mentre in quella fredda, cioè il 27 settembre 2007, a parte un picco intorno alle 12:00, la temperatura si mantiene praticamente sempre negativa, in quella calda non si scende mai sotto i dieci gradi. In particolare, il 19 agosto 2009 la temperatura si mantiene costante sul valore di 17-18 °C per tutte le ore assolate, per poi scendere sui 12-13 °C durante la notte.

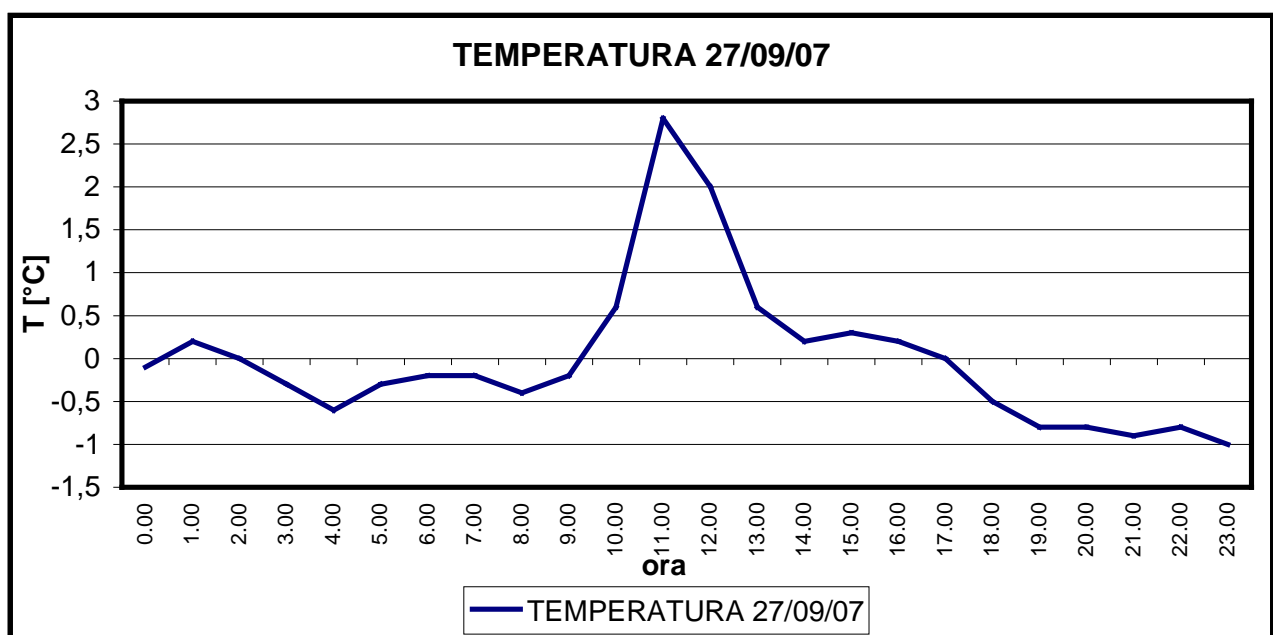


Figura 4.15 – Andamento giornaliero dei dati orari di temperatura dell'aria registrati sul Pantano del 27 settembre 2007

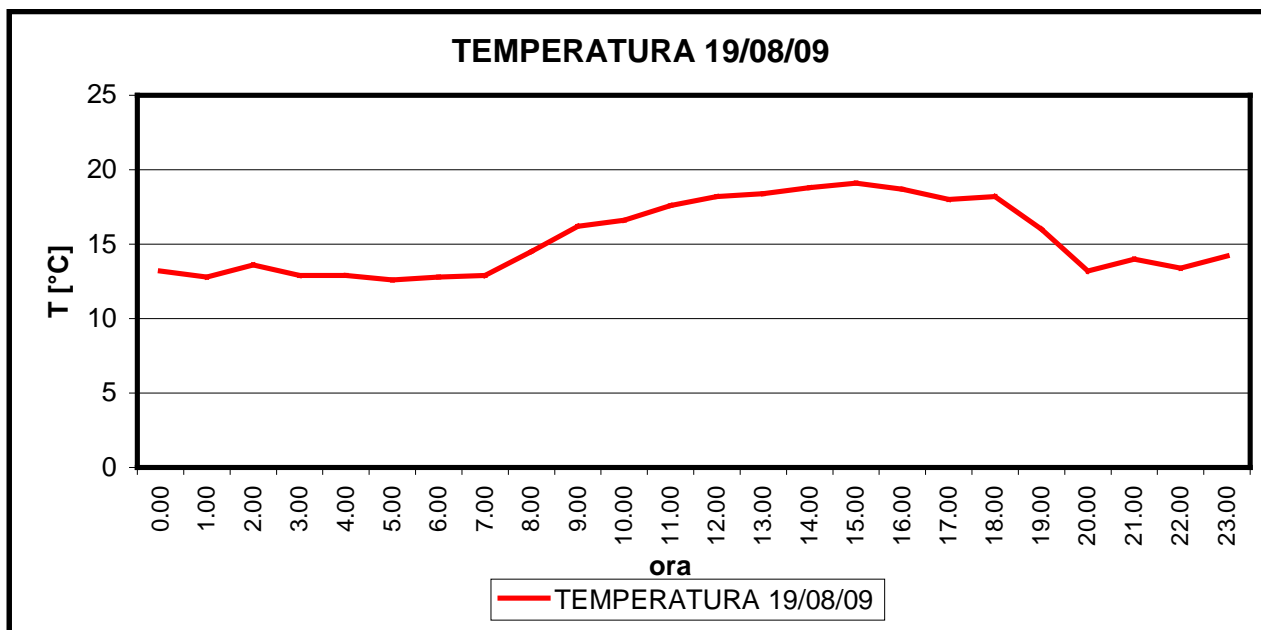


Figura 4.16 – Andamento giornaliero dei dati orari di temperatura dell'aria registrati sul Pantano del 19 agosto 2009

Variatione temperatura con la quota

La temperatura dell'aria è stata registrata in un solo punto, dalla stazione meteorologica del Pantano, quindi a circa 2100 m.s.l.m..

Come per la radiazione, ci si pone il problema di doverla calcolare a diverse quote, per poter distribuire il calcolo dell'ablazione; a differenza della radiazione però, non la considereremo costante al variare dell'altitudine.

E' noto infatti che la temperatura diminuisca all'aumentare della quota, in quanto aumenta la distanza dal suolo, fonte diretta di riscaldamento dell'atmosfera, e inoltre l'aria diventa più rarefatta. In particolare, la variazione di temperatura in rapporto alla differenza di quota viene detto *gradiente termico* e, in condizioni normali, nei bassi strati atmosferici, ossia nei primi 10-15 Km dalla superficie terrestre, esso è pari a 0.6-0.7 °C ogni cento metri di dislivello.

Si parla di condizioni normali in quanto la variazione reale della temperatura con la quota, in un determinato strato atmosferico, può ovviamente differire rispetto a questo valore medio, in base alle caratteristiche fisiche dell'aria considerata e dell'ambiente circostante. Ma questo accade in particolar modo nei primi 200-300 m, all'interno dei quali si creano instabilità atmosferiche e un valore di gradiente anche molto diverso da quello medio citato.

Trovandoci a quote elevate, non considereremo tali instabilità, e la temperatura verrà proiettata alle varie quote considerando un gradiente termico di 0.65 °C:

$$T_p = T_0 + (0.65 / 100) * (H_0 - H_p)$$

dove T_p è la temperatura nel punto P in cui la si vuole calcolare, T_0 è la temperatura nel punto 0 di riferimento in cui essa è stata misurata, H_p e H_0 sono rispettivamente le quote del punto P e del punto 0.

CAPITOLO 5

CALCOLO ABLAZIONE DISTRIBUITA

E' importante premettere che il calcolo distribuito dello scioglimento del ghiaccio è stato effettuato solo per tre giorni, in particolare per il 28 luglio e per il 23 e 24 settembre del 2009, giorni in cui sono stati effettuati i rilievi di portata dei corsi d'acqua che allontanano l'acqua di fusione dal ghiacciaio.

5.1 ABLAZIONE DEL GHIACCIAIO COPERTO

Per il calcolo dell'ablazione nella porzione coperta del ghiacciaio in studio è stato utilizzato il codice di calcolo ampiamente descritto nei capitoli precedenti. Per poter estendere il calcolo all'intera superficie coperta inoltre è stata utilizzata la 'carta del detrito' completa delle informazioni utili al programma, opportunamente degrata in maniera tale da avere un numero non proibitivo di celle per le quali effettuare il calcolo dell'ablazione.

Di seguito, nella Figura 5.1, vengono riportati i centri di tali celle, punti in cui avverrà effettivamente il calcolo, le cui caratteristiche saranno quelle medie per l'intera cella 100x100, e di conseguenza anche l'ablazione che ne verrà fuori.

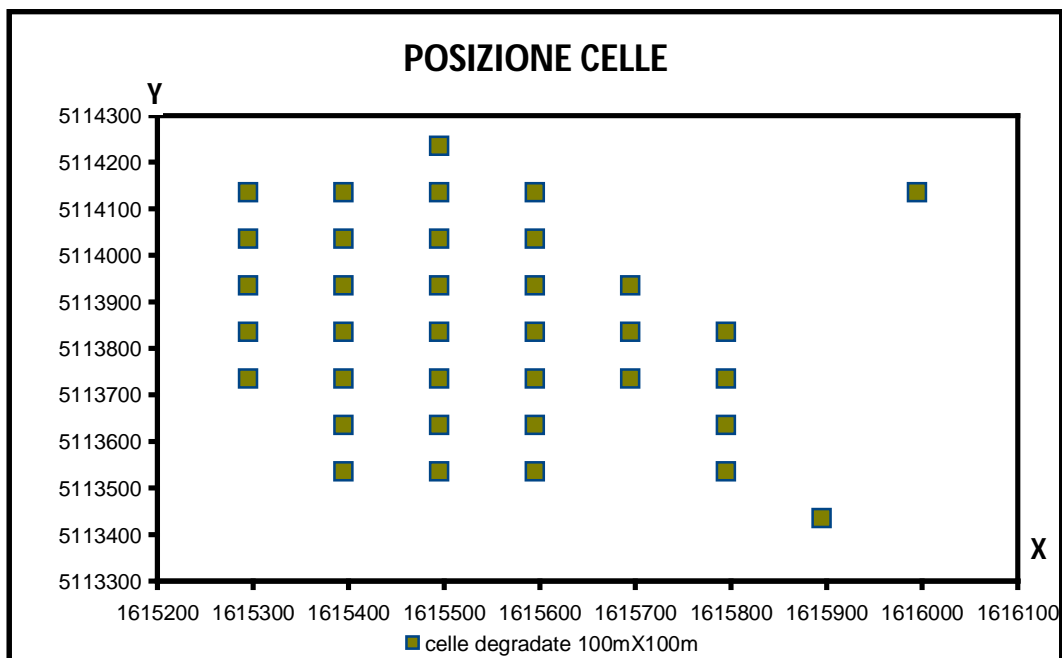


Figura 5.1 – Posizione del centro delle celle 100x100 per le quali verrà effettuato il calcolo dell'ablazione

POINTID	Spessore Detrito [m]	Slope [°]	quota	x	y
4	0,26	5,49	2589	1615495	5114235
11	0,55	9,62	2589	1615295	5114135
12	0,17	11,38	2604	1615395	5114135
13	0,19	11,75	2606	1615495	5114135
14	0,29	10,23	2604	1615595	5114135
20	0,16	11,13	2614	1615295	5114035
21	0,44	10,33	2617	1615395	5114035
22	0,38	11,32	2629	1615495	5114035
23	0,14	12,57	2635	1615595	5114035
29	0,30	8,55	2631	1615295	5113935
30	0,08	9,34	2629	1615395	5113935
31	0,08	9,76	2646	1615495	5113935
32	0,05	9,07	2649	1615595	5113935
33	0,20	9,66	2648	1615695	5113935
38	0,33	7,35	2639	1615295	5113835
39	0,26	8,86	2649	1615395	5113835
40	0,20	9,72	2656	1615495	5113835
41	0,16	8,90	2665	1615595	5113835
42	0,17	10,86	2660	1615695	5113835
43	0,42	11,93	2640	1615795	5113835
47	0,79	7,11	2647	1615295	5113735
48	0,29	8,90	2660	1615395	5113735
49	0,18	10,55	2670	1615495	5113735
50	0,15	9,50	2684	1615595	5113735
51	0,34	11,64	2678	1615695	5113735
52	0,35	15,49	2674	1615795	5113735
57	0,37	11,75	2668	1615395	5113635
58	0,23	10,54	2685	1615495	5113635
59	0,20	6,93	2701	1615595	5113635
61	0,47	10,36	2702	1615795	5113635
66	0,21	13,75	2694	1615395	5113535
67	0,16	8,40	2700	1615495	5113535
68	0,06	4,31	2702	1615595	5113535
70	0,13	6,45	2712	1615795	5113535
80	0,25	7,27	2723	1615895	5113435

Tabella 5.1 – Caratteristiche celle

Nella tabella invece vengono riportate le caratteristiche delle celle, ed in particolare:

- il numero identificativo della cella, o meglio del suo centro;
- il valore dello spessore del detrito medio della cella;
- la pendenza del versante all'interno della cella;
- la quota;
- le coordinate geografiche.

Come illustrato nel Capitolo 3, le informazioni di cui ha bisogno il programma di calcolo, oltre alla pendenza che ha il versante nel punto in cui il calcolo deve essere effettuato, sono il coefficiente convettivo, l'andamento della temperatura e della radiazione solare all'interno del periodo di interesse, con il passo temporale scelto.

Si è proceduto quindi con la selezione (Tabella 5.2) delle grandezze di interesse per i giorni di studio, e con il calcolo delle grandezze derivate, ossia della radiazione totale e del coefficiente convettivo, come spiegato nei capitoli precedenti. I valori delle grandezze varieranno con la data e l'orario ai quali si riferiscono. Si noti in particolare che è stato scelto un passo temporale pari ad un'ora, che è il passo temporale con il quale la stazione misura, e che sarà quindi il passo temporale con il quale verrà calcolata l'ablazione.

DATA	ORARIO	TEMPERATURA	V.VENTO	RAD.ONDA CORTA	C.CONVETTIVO	RAD.TOTALE
28/07/2009	00.00	9,60	1,40	0	6,46	400
28/07/2009	01.00	9,40	1,30	0	6,09	400
28/07/2009	02.00	8,80	1,50	0	6,83	400
28/07/2009	03.00	8,20	0,70	0	3,71	400
28/07/2009	04.00	8,20	1,40	0	6,46	400
28/07/2009	05.00	8,20	1,60	0	7,19	400
28/07/2009	06.00	8,30	1,40	2	6,46	402
28/07/2009	07.00	8,90	1,10	93	5,33	493
28/07/2009	08.00	12,00	0,90	377	4,54	777
28/07/2009	09.00	12,60	1,40	549	6,46	949
28/07/2009	10.00	12,50	1,10	694	5,33	1094
28/07/2009	11.00	13,30	1,20	807	5,71	1207
28/07/2009	12.00	14,10	1,40	877	6,46	1277
28/07/2009	13.00	14,80	1,30	905	6,09	1305
28/07/2009	14.00	15,60	1,80	883	7,90	1283
28/07/2009	15.00	16,00	1,20	822	5,71	1222
28/07/2009	16.00	15,80	1,10	679	5,33	1079
28/07/2009	17.00	15,60	1,40	501	6,46	901
28/07/2009	18.00	14,50	0,70	221	3,71	621
28/07/2009	19.00	12,80	0,50	38	2,83	438
28/07/2009	20.00	12,20	0,60	0	3,28	400
28/07/2009	21.00	11,50	0,50	0	2,83	400
28/07/2009	22.00	11,20	0,40	0	2,37	400
28/07/2009	23.00	10,90	0,40	0	2,37	400

23/09/2009	00.00	7,90	0,30	0	1,88	400
23/09/2009	01.00	7,90	0,30	0	1,88	400
23/09/2009	02.00	7,90	0,30	0	1,88	400
23/09/2009	03.00	7,70	1,20	0	5,71	400
23/09/2009	04.00	7,80	0,40	0	2,37	400
23/09/2009	05.00	7,50	0,70	0	3,71	400
23/09/2009	06.00	7,40	0,80	0	4,13	400
23/09/2009	07.00	7,40	0,20	1	1,36	401
23/09/2009	08.00	7,60	0,10	66	0,78	466
23/09/2009	09.00	10,00	0,20	348	1,36	748
23/09/2009	10.00	11,50	0,80	493	4,13	893
23/09/2009	11.00	12,40	1,40	615	6,46	1015
23/09/2009	12.00	12,60	1,70	686	7,54	1086
23/09/2009	13.00	12,80	1,60	700	7,19	1100
23/09/2009	14.00	12,80	1,90	663	8,25	1063
23/09/2009	15.00	11,90	1,60	565	7,19	965
23/09/2009	16.00	11,10	0,50	135	2,83	535
23/09/2009	17.00	10,40	0,30	94	1,88	494
23/09/2009	18.00	9,70	0,20	15	1,36	415
23/09/2009	19.00	9,40	0,80	0	4,13	400
23/09/2009	20.00	9,00	0,60	0	3,28	400
23/09/2009	21.00	8,80	0,00	0	0,00	400
23/09/2009	22.00	8,60	0,10	0	0,78	400
23/09/2009	23.00	8,00	0,00	0	0,00	400
24/09/2005	00.00	7,60	0,00	0	0,00	400
24/09/2005	01.00	7,60	0,60	0	3,28	400
24/09/2005	02.00	7,40	0,40	0	2,37	400
24/09/2005	03.00	7,70	0,60	0	3,28	400
24/09/2005	04.00	7,80	1,80	0	7,90	400
24/09/2005	05.00	7,80	1,10	0	5,33	400
24/09/2005	06.00	7,80	0,90	0	4,54	400
24/09/2005	07.00	7,10	0,10	0	0,78	400
24/09/2005	08.00	7,20	0,40	48	2,37	448
24/09/2005	09.00	10,30	0,20	324	1,36	724
24/09/2005	10.00	11,30	1,00	484	4,93	884
24/09/2005	11.00	11,40	1,70	584	7,54	984
24/09/2005	12.00	12,30	2,10	644	8,93	1044
24/09/2005	13.00	12,70	1,80	703	7,90	1103
24/09/2005	14.00	13,10	1,50	452	6,83	852
24/09/2005	15.00	13,40	1,20	393	5,71	793
24/09/2005	16.00	12,00	0,90	197	4,54	597
24/09/2005	17.00	11,00	0,60	94	3,28	494
24/09/2005	18.00	10,10	0,10	22	0,78	422
24/09/2005	19.00	9,50	0,70	0	3,71	400
24/09/2005	20.00	9,20	0,40	0	2,37	400
24/09/2005	21.00	8,80	0,10	0	0,78	400
24/09/2005	22.00	8,80	0,20	0	1,36	400
24/09/2005	23.00	8,90	0,50	0	2,83	400

Tabella 5.2 – Valori di temperatura, velocità del vento, radiazione e coefficiente convettivo per i tre giorni di studio

Si tenga inoltre presente che la stazione alla quale si fa riferimento è quella del Pantano, perciò tutte le grandezze sono riferite alla sua quota. Come già detto, la variazione di radiazione con la quota risulta piuttosto piccola per i salti da noi considerati, lo stesso vale per il coefficiente convettivo, ma non per la temperatura. Si deve perciò 'proiettare' la temperatura alle quote delle celle, e per far questo, si è utilizzato un gradiente termico pari a 0.65 °C. Per semplicità è stata calcolata la temperatura tra la quota più bassa tra le celle e quella più alta, utilizzando un ΔZ di quota pari a 10 m, quindi a ciascuna cella è stata attribuita la temperatura relativa alla quota numericamente più vicina a quella della cella in questione.

		PANTANO														
ora/quota		2325	2590	2600	2610	2620	2630	2640	2650	2660	2670	2680	2690	2700	2710	2720
28 L U G L I O	0.00	9,600	7,878	7,813	7,748	7,683	7,618	7,553	7,488	7,423	7,358	7,293	7,228	7,163	7,098	7,033
	1.00	9,400	7,678	7,613	7,548	7,483	7,418	7,353	7,288	7,223	7,158	7,093	7,028	6,963	6,898	6,833
	2.00	8,800	7,078	7,013	6,948	6,883	6,818	6,753	6,688	6,623	6,558	6,493	6,428	6,363	6,298	6,233
	3.00	8,200	6,478	6,413	6,348	6,283	6,218	6,153	6,088	6,023	5,958	5,893	5,828	5,763	5,698	5,633
	4.00	8,200	6,478	6,413	6,348	6,283	6,218	6,153	6,088	6,023	5,958	5,893	5,828	5,763	5,698	5,633
	5.00	8,200	6,478	6,413	6,348	6,283	6,218	6,153	6,088	6,023	5,958	5,893	5,828	5,763	5,698	5,633
	6.00	8,300	6,578	6,513	6,448	6,383	6,318	6,253	6,188	6,123	6,058	5,993	5,928	5,863	5,798	5,733
	7.00	8,900	7,178	7,113	7,048	6,983	6,918	6,853	6,788	6,723	6,658	6,593	6,528	6,463	6,398	6,333
	8.00	12,000	10,278	10,213	10,148	10,083	10,018	9,953	9,888	9,823	9,758	9,693	9,628	9,563	9,498	9,433
	9.00	12,600	10,878	10,813	10,748	10,683	10,618	10,553	10,488	10,423	10,358	10,293	10,228	10,163	10,098	10,033
	10.00	12,500	10,778	10,713	10,648	10,583	10,518	10,453	10,388	10,323	10,258	10,193	10,128	10,063	9,998	9,933
	11.00	13,300	11,578	11,513	11,448	11,383	11,318	11,253	11,188	11,123	11,058	10,993	10,928	10,863	10,798	10,733
	12.00	14,100	12,378	12,313	12,248	12,183	12,118	12,053	11,988	11,923	11,858	11,793	11,728	11,663	11,598	11,533
	13.00	14,800	13,078	13,013	12,948	12,883	12,818	12,753	12,688	12,623	12,558	12,493	12,428	12,363	12,298	12,233
	14.00	15,600	13,878	13,813	13,748	13,683	13,618	13,553	13,488	13,423	13,358	13,293	13,228	13,163	13,098	13,033
	15.00	16,000	14,278	14,213	14,148	14,083	14,018	13,953	13,888	13,823	13,758	13,693	13,628	13,563	13,498	13,433
	16.00	15,800	14,078	14,013	13,948	13,883	13,818	13,753	13,688	13,623	13,558	13,493	13,428	13,363	13,298	13,233
	17.00	15,600	13,878	13,813	13,748	13,683	13,618	13,553	13,488	13,423	13,358	13,293	13,228	13,163	13,098	13,033
	18.00	14,500	12,778	12,713	12,648	12,583	12,518	12,453	12,388	12,323	12,258	12,193	12,128	12,063	11,998	11,933
	19.00	12,800	11,078	11,013	10,948	10,883	10,818	10,753	10,688	10,623	10,558	10,493	10,428	10,363	10,298	10,233
	20.00	12,200	10,478	10,413	10,348	10,283	10,218	10,153	10,088	10,023	9,958	9,893	9,828	9,763	9,698	9,633
	21.00	11,500	9,778	9,713	9,648	9,583	9,518	9,453	9,388	9,323	9,258	9,193	9,128	9,063	8,998	8,933
	22.00	11,200	9,478	9,413	9,348	9,283	9,218	9,153	9,088	9,023	8,958	8,893	8,828	8,763	8,698	8,633
23.00	10,900	9,178	9,113	9,048	8,983	8,918	8,853	8,788	8,723	8,658	8,593	8,528	8,463	8,398	8,333	
23 S E T T E M B R E	0.00	7,900	6,178	6,113	6,048	5,983	5,918	5,853	5,788	5,723	5,658	5,593	5,528	5,463	5,398	5,333
	1.00	7,900	6,178	6,113	6,048	5,983	5,918	5,853	5,788	5,723	5,658	5,593	5,528	5,463	5,398	5,333
	2.00	7,900	6,178	6,113	6,048	5,983	5,918	5,853	5,788	5,723	5,658	5,593	5,528	5,463	5,398	5,333
	3.00	7,700	5,978	5,913	5,848	5,783	5,718	5,653	5,588	5,523	5,458	5,393	5,328	5,263	5,198	5,133
	4.00	7,800	6,078	6,013	5,948	5,883	5,818	5,753	5,688	5,623	5,558	5,493	5,428	5,363	5,298	5,233
	5.00	7,500	5,778	5,713	5,648	5,583	5,518	5,453	5,388	5,323	5,258	5,193	5,128	5,063	4,998	4,933
	6.00	7,400	5,678	5,613	5,548	5,483	5,418	5,353	5,288	5,223	5,158	5,093	5,028	4,963	4,898	4,833
	7.00	7,400	5,678	5,613	5,548	5,483	5,418	5,353	5,288	5,223	5,158	5,093	5,028	4,963	4,898	4,833
	8.00	7,600	5,878	5,813	5,748	5,683	5,618	5,553	5,488	5,423	5,358	5,293	5,228	5,163	5,098	5,033
	9.00	10,000	8,278	8,213	8,148	8,083	8,018	7,953	7,888	7,823	7,758	7,693	7,628	7,563	7,498	7,433
	10.00	11,500	9,778	9,713	9,648	9,583	9,518	9,453	9,388	9,323	9,258	9,193	9,128	9,063	8,998	8,933
	11.00	12,400	10,678	10,613	10,548	10,483	10,418	10,353	10,288	10,223	10,158	10,093	10,028	9,963	9,898	9,833
	12.00	12,600	10,878	10,813	10,748	10,683	10,618	10,553	10,488	10,423	10,358	10,293	10,228	10,163	10,098	10,033
	13.00	12,800	11,078	11,013	10,948	10,883	10,818	10,753	10,688	10,623	10,558	10,493	10,428	10,363	10,298	10,233
	14.00	12,800	11,078	11,013	10,948	10,883	10,818	10,753	10,688	10,623	10,558	10,493	10,428	10,363	10,298	10,233
	15.00	11,900	10,178	10,113	10,048	9,983	9,918	9,853	9,788	9,723	9,658	9,593	9,528	9,463	9,398	9,333
	16.00	11,100	9,378	9,313	9,248	9,183	9,118	9,053	8,988	8,923	8,858	8,793	8,728	8,663	8,598	8,533
	17.00	10,400	8,678	8,613	8,548	8,483	8,418	8,353	8,288	8,223	8,158	8,093	8,028	7,963	7,898	7,833
	18.00	9,700	7,978	7,913	7,848	7,783	7,718	7,653	7,588	7,523	7,458	7,393	7,328	7,263	7,198	7,133
	19.00	9,400	7,678	7,613	7,548	7,483	7,418	7,353	7,288	7,223	7,158	7,093	7,028	6,963	6,898	6,833
	20.00	9,000	7,278	7,213	7,148	7,083	7,018	6,953	6,888	6,823	6,758	6,693	6,628	6,563	6,498	6,433
	21.00	8,800	7,078	7,013	6,948	6,883	6,818	6,753	6,688	6,623	6,558	6,493	6,428	6,363	6,298	6,233
	22.00	8,600	6,878	6,813	6,748	6,683	6,618	6,553	6,488	6,423	6,358	6,293	6,228	6,163	6,098	6,033
23.00	8,000	6,278	6,213	6,148	6,083	6,018	5,953	5,888	5,823	5,758	5,693	5,628	5,563	5,498	5,433	

	0.00	7,600	5,878	5,813	5,748	5,683	5,618	5,553	5,488	5,423	5,358	5,293	5,228	5,163	5,098	5,033
	1.00	7,600	5,878	5,813	5,748	5,683	5,618	5,553	5,488	5,423	5,358	5,293	5,228	5,163	5,098	5,033
	2.00	7,400	5,678	5,613	5,548	5,483	5,418	5,353	5,288	5,223	5,158	5,093	5,028	4,963	4,898	4,833
	3.00	7,700	5,978	5,913	5,848	5,783	5,718	5,653	5,588	5,523	5,458	5,393	5,328	5,263	5,198	5,133
	4.00	7,800	6,078	6,013	5,948	5,883	5,818	5,753	5,688	5,623	5,558	5,493	5,428	5,363	5,298	5,233
	5.00	7,800	6,078	6,013	5,948	5,883	5,818	5,753	5,688	5,623	5,558	5,493	5,428	5,363	5,298	5,233
24	6.00	7,800	6,078	6,013	5,948	5,883	5,818	5,753	5,688	5,623	5,558	5,493	5,428	5,363	5,298	5,233
S	7.00	7,100	5,378	5,313	5,248	5,183	5,118	5,053	4,988	4,923	4,858	4,793	4,728	4,663	4,598	4,533
E	8.00	7,200	5,478	5,413	5,348	5,283	5,218	5,153	5,088	5,023	4,958	4,893	4,828	4,763	4,698	4,633
T	9.00	10,300	8,578	8,513	8,448	8,383	8,318	8,253	8,188	8,123	8,058	7,993	7,928	7,863	7,798	7,733
T	10.00	11,300	9,578	9,513	9,448	9,383	9,318	9,253	9,188	9,123	9,058	8,993	8,928	8,863	8,798	8,733
E	11.00	11,400	9,678	9,613	9,548	9,483	9,418	9,353	9,288	9,223	9,158	9,093	9,028	8,963	8,898	8,833
M	12.00	12,300	10,578	10,513	10,448	10,383	10,318	10,253	10,188	10,123	10,058	9,993	9,928	9,863	9,798	9,733
B	13.00	12,700	10,978	10,913	10,848	10,783	10,718	10,653	10,588	10,523	10,458	10,393	10,328	10,263	10,198	10,133
R	14.00	13,100	11,378	11,313	11,248	11,183	11,118	11,053	10,988	10,923	10,858	10,793	10,728	10,663	10,598	10,533
E	15.00	13,400	11,678	11,613	11,548	11,483	11,418	11,353	11,288	11,223	11,158	11,093	11,028	10,963	10,898	10,833
	16.00	12,000	10,278	10,213	10,148	10,083	10,018	9,953	9,888	9,823	9,758	9,693	9,628	9,563	9,498	9,433
	17.00	11,000	9,278	9,213	9,148	9,083	9,018	8,953	8,888	8,823	8,758	8,693	8,628	8,563	8,498	8,433
	18.00	10,100	8,378	8,313	8,248	8,183	8,118	8,053	7,988	7,923	7,858	7,793	7,728	7,663	7,598	7,533
	19.00	9,500	7,778	7,713	7,648	7,583	7,518	7,453	7,388	7,323	7,258	7,193	7,128	7,063	6,998	6,933
	20.00	9,200	7,478	7,413	7,348	7,283	7,218	7,153	7,088	7,023	6,958	6,893	6,828	6,763	6,698	6,633
	21.00	8,800	7,078	7,013	6,948	6,883	6,818	6,753	6,688	6,623	6,558	6,493	6,428	6,363	6,298	6,233
	22.00	8,800	7,078	7,013	6,948	6,883	6,818	6,753	6,688	6,623	6,558	6,493	6,428	6,363	6,298	6,233
	23.00	8,900	7,178	7,113	7,048	6,983	6,918	6,853	6,788	6,723	6,658	6,593	6,528	6,463	6,398	6,333

Tabella 5.3 – Valori di temperatura calcolati per diverse quote a partire da quelle misurate dalla stazione del Pantano

A questo punto sono stati creati i fogli di testo da dare come input al programma. Ovviamente si è creato un file per ogni cella, si è quindi chiesto al codice di darci come output l'ablazione per i tre diversi giorni, con il passo temporale di un'ora.

Il risultato di tale calcolo è una grossa tabella che riporta, per ogni giorno e per ogni cella, l'andamento dello scioglimento del ghiaccio nei punti d'interesse.

Per motivi di spazio non è possibile riportare tali risultati in forma numerica.

5.2 ABLAZIONE DEL GHIACCIAIO PULITO

Come anticipato, il calcolo dell'ablazione per la porzione pulita del ghiacciaio è stato affidato ad un semplice ma molto efficiente degree-day model.

Quello che si è fatto, mettendo in pratica la spiegazione del modello del Paragrafo 3.3, è stato calcolare un coefficiente, il DDF (Degree Day Factor, prima chiamato f_m), che legasse in proporzionalità diretta l'ablazione e la temperatura media giornaliera. Si è considerata perciò l'ablazione per la palina sul ghiaccio pulito e la temperatura dell'aria a quella quota, poi si è calcolato il DDF dividendo l'ablazione totale del periodo osservato per la somma delle temperature medie giornaliere positive all'interno dello stesso periodo. A questo punto si è potuta calcolare l'ablazione totale giornaliera di ciascun giorno moltiplicando il DDF per la temperatura media del giorno di interesse.

Partiamo innanzitutto con l'analizzare il calcolo del coefficiente DDF. Per la determinazione di quest'ultimo è necessario avere a disposizione, oltre ai valori di temperatura, disponibili praticamente per qualsiasi giorno a qualsiasi quota, la misura dell'ablazione riferita ad un punto situato sulla porzione pulita del ghiacciaio. Tale ablazione deve riguardare un periodo non troppo breve, per riuscire ad ottenere un valore consistente di DDF, e non troppo lungo, perché si presuppone che il tasso di ablazione cambi a seconda della stagione in cui ci si trova. Per questo motivo si sono prese in considerazione le misura di ablazione, effettuate tramite palina ablatometrica, sia per il 2009, anno di interesse, che per il 2007 e il 2008, per completare le informazioni e per avere conferma sull'affidabilità del calcolo.

Nel 2009, infatti, non è stata misurata l'ablazione a settembre, per cui verrà utilizzato un DDF calcolato con i dati dei due anni precedenti. Per quanto riguarda agosto invece si è riusciti a calcolare il coefficiente per tutti gli anni e, come si vedrà, il suo valore rimane pressochè costante.

Si riportano quindi di seguito i dati riferiti alle paline per i tre anni, cioè la quota, il periodo di riferimento e l'ablazione calcolata, con il relativo DDF.

ANNO	2007		2008		2009
PALINA	13		13		15
QUOTA [mslm]	2660		2660		2687
PERIODO DI RIFERIMENTO	18/07-10/08	13/09-11/10	05/07-04/08	10/09-24/08	06/08-27/09
NUMERO GIORNI	24	29	31	45	48
ABLAZIONE [mm]	1085	125	1230	175	1500
DDF	3,85304	0,91687	3,597938	0,914509	3,73561

Tabella 5.4 – Calcolo DDF riferiti ai mesi di agosto e settembre negli anni 2007, 2008 e 2009

Basandosi sul periodo per il quale sono stati calcolati, i coefficienti evidenziati in arancio si riferiscono al mese di agosto, quelli in verde invece al mese di settembre. Come si può facilmente notare, nonostante siano calcolati in anni differenti i valori sono molto simili, il che sta a significare che il tasso di ablazione medio varia da mese a mese, ma negli anni si mantiene praticamente costante, o almeno questo è ciò che si è verificato per i tre anni analizzati.

In definitiva per il calcolo dell'ablazione è stato utilizzato il DDF del 2009 per il mese di agosto, e quello del 2008 per il mese di settembre:

	AGOSTO	SETTEMBRE
DDF	3,735613	0,914509

Tabella 5.5 – DDF utilizzati

Si deve perciò ora, come per la porzione coperta del ghiacciaio, scegliere le celle per le quali effettuare il calcolo. Il problema risulta però più semplice rispetto al caso precedente, perché si può utilizzare la carta originaria del ghiacciaio, cioè quella discretizzata con celle di dimensione 10x10m. Si è proceduto quindi per diversi step.

Innanzitutto è stata calcolata l'ablazione tra la quota più alta (3200 m.s.l.m.) e quella più bassa (2550 m.s.l.m.) tra le quali si sviluppa il ghiacciaio pulito. E' stata proiettata ancora una volta la temperatura, questa volta in termini di temperatura media giornaliera per i tre giorni di interesse, a partire dalla quota del Pantano, utilizzando un ΔZ di 50m.

TEMPERATURA MEDIA GIORNALIERA			
quota/data	28/07/09	23/09/09	24/09/09
2325	9,52	7,15	7,26
2550	10,41	8,04	8,15
2600	10,09	7,72	7,83
2650	9,76	7,39	7,50
2700	9,44	7,07	7,18
2750	9,11	6,74	6,85
2800	8,79	6,42	6,53
2850	8,46	6,09	6,20
2900	8,14	5,77	5,88
2950	7,81	5,44	5,55
3000	7,49	5,12	5,23
3050	7,16	4,79	4,90
3100	6,84	4,47	4,58
3150	6,51	4,14	4,25
3200	6,19	3,82	3,93

Tabella 5.6 – Temperatura media giornaliera proiettata a diverse quote a partire da quella riferita alla stazione del Pantano, a quota 2325

Sono stati poi moltiplicati questi valori per il DDF, pari a 3.74 per il giorno di fine luglio, uguale a 0.91 per i due giorni di settembre, ottenendo così ad ogni quota considerata un valore di ablazione giornaliera.

ABLAZIONE [cm]			
quota/data	28/07/09	23/09/09	24/09/09
2325	3,4260	0,6540	0,6643
2550	3,7464	0,7354	0,7457
2600	3,6294	0,7057	0,7160
2650	3,5125	0,6760	0,6863
2700	3,3956	0,6463	0,6565
2750	3,2786	0,6165	0,6268
2800	3,1617	0,5868	0,5971
2850	3,0448	0,5571	0,5674
2900	2,9278	0,5274	0,5377
2950	2,8109	0,4976	0,5079
3000	2,6940	0,4679	0,4782
3050	2,5770	0,4382	0,4485
3100	2,4601	0,4085	0,4188
3150	2,3432	0,3788	0,3890
3200	2,2262	0,3490	0,3593

Tabella 5.7 – Ablazione calcolata come prodotto tra la temperatura della tabella precedente e il DDF

In realtà però a noi serve l'andamento dell'ablazione all'interno della giornata, ossia per ogni giorno 24 valori di ablazione, uno per ogni ora. Per ottenerla posso riscaldare l'ablazione giornaliera utilizzando un andamento-tipo. L'unico andamento giornaliero che conosciamo è quello che si riferisce al ghiacciaio coperto ed è proprio quello che è stato utilizzato.

In particolare si è scelto come modello l'andamento dello scioglimento per la cella con lo spessore di detrito minimo, in particolare numero la 32, con spessore pari a 0,05 m. La presenza del detrito, infatti, ritarda lo scioglimento, in quanto la radiazione che colpisce la superficie di tale detrito dovrà riscaldarlo e il calore dovrà attraversare tutto lo spessore del materiale lapideo, fino ad arrivare al contatto con il ghiaccio, e quindi scioglierlo. Scegliere l'andamento di scioglimento che caratterizza la cella coperta dallo spessore minimo di detrito significa dunque ridurre al minimo il ritardo che la presenza del materiale roccioso determina.

L'andamento-tipo dell'ablazione giornaliera è stato ottenuto calcolando le percentuali orarie di ablazione rispetto a quella totale giornaliera della cella 32:

giorno	ora	andamento orario giornaliero	porzione oraria rispetto al totale	percentuale oraria rispetto al totale[%]	giorno	ora	andamento orario giornaliero	porzione oraria rispetto al totale	percentuale oraria rispetto al totale[%]	giorno	ora	andamento orario giornaliero	porzione oraria rispetto al totale	percentuale oraria rispetto al totale[%]
	0.00	0,0028	0,0008	0,08		0.00	0,0000	0,0000	0,00		0.00	0,0000	0,0000	0,00
	1.00	0,0072	0,0021	0,21		1.00	0,0000	0,0000	0,00		1.00	0,0000	0,0000	0,00
	2.00	0,0075	0,0022	0,22		2.00	0,0000	0,0000	0,00		2.00	0,0000	0,0000	0,00
	3.00	0,0038	0,0011	0,11		3.00	0,0000	0,0000	0,00		3.00	0,0000	0,0000	0,00
	4.00	0,0003	0,0001	0,01		4.00	0,0000	0,0000	0,00		4.00	0,0000	0,0000	0,00
	5.00	0,0035	0,0010	0,10		5.00	0,0000	0,0000	0,00		5.00	0,0012	0,0007	0,07
28	6.00	0,0055	0,0016	0,16	23	6.00	0,0000	0,0000	0,00	24	6.00	0,0000	0,0000	0,00
L	7.00	0,0163	0,0047	0,47	S	7.00	0,0000	0,0000	0,00	S	7.00	0,0000	0,0000	0,00
U	8.00	0,0744	0,0215	2,15	E	8.00	0,0000	0,0000	0,00	E	8.00	0,0000	0,0000	0,00
G	9.00	0,1721	0,0497	4,97	T	9.00	0,0465	0,0241	2,41	T	9.00	0,0412	0,0235	2,35
L	10.00	0,2501	0,0723	7,23	T	10.00	0,1495	0,0775	7,75	T	10.00	0,1409	0,0803	8,03
I	11.00	0,3139	0,0907	9,07	E	11.00	0,2237	0,1161	11,61	E	11.00	0,2122	0,1209	12,09
O	12.00	0,3590	0,1037	10,37	M	12.00	0,2706	0,1404	14,04	M	12.00	0,2510	0,1430	14,30
	13.00	0,3867	0,1117	11,17	B	13.00	0,2954	0,1532	15,32	B	13.00	0,2783	0,1585	15,85
	14.00	0,3951	0,1141	11,41	R	14.00	0,2989	0,1550	15,50	R	14.00	0,2708	0,1542	15,42
	15.00	0,3863	0,1116	11,16	E	15.00	0,2796	0,1450	14,50	E	15.00	0,2211	0,1260	12,60
	16.00	0,3648	0,1054	10,54		16.00	0,2083	0,1080	10,80		16.00	0,1730	0,0985	9,85
	17.00	0,3099	0,0895	8,95		17.00	0,1006	0,0522	5,22		17.00	0,1053	0,0600	6,00
	18.00	0,2252	0,0650	6,50		18.00	0,0445	0,0231	2,31		18.00	0,0491	0,0280	2,80
	19.00	0,1213	0,0350	3,50		19.00	0,0094	0,0049	0,49		19.00	0,0109	0,0062	0,62
	20.00	0,0438	0,0126	1,26		20.00	0,0008	0,0004	0,04		20.00	0,0006	0,0003	0,03
	21.00	0,0114	0,0033	0,33		21.00	0,0000	0,0000	0,00		21.00	0,0000	0,0000	0,00
	22.00	0,0006	0,0002	0,02		22.00	0,0000	0,0000	0,00		22.00	0,0000	0,0000	0,00
	23.00	0,0000	0,0000	0,00		23.00	0,0000	0,0000	0,00		23.00	0,0000	0,0000	0,00
	TOT		1	100		TOT		1	100		TOT		1	100

Tabella 5.8 – Andamento-tipo di ablazione oraria giornaliera

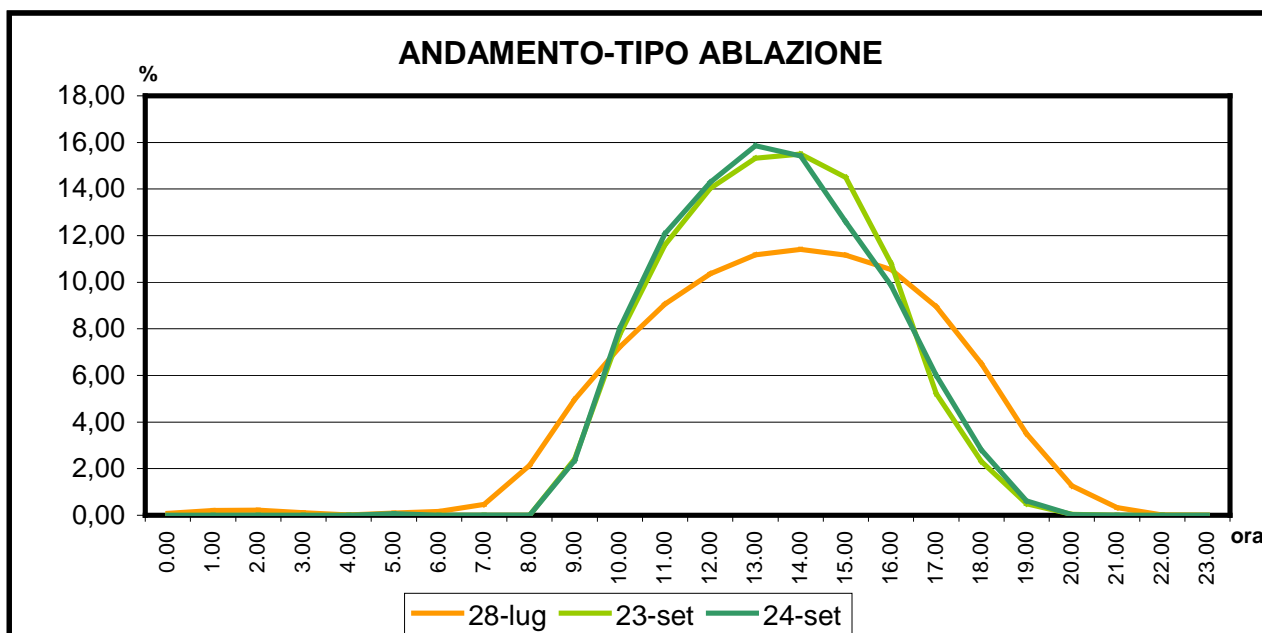


Figura 5.2 - Andamento-tipo di ablazione oraria giornaliera

Come si può notare dal grafico in Figura 5.2, a settembre la fusione si concentra nelle ore centrali della giornata mentre prima delle 8:00 del mattino e dopo le 20:00 di sera è praticamente nulla. Ad agosto invece c'è scioglimento già dalle 6:00 e fino alle 22:00, perciò la percentuale oraria si abbassa notevolmente. Inoltre è importante notare che mentre il picco a settembre si verifica alle 13:00 circa, ad agosto è posticipato a circa 1,30 ore dopo. Ciò ovviamente si rifletterà in qualche modo sulla portata che defluisce dal ghiacciaio verso valle.

Dunque per distribuire l'ablazione totale giornaliera nelle varie ore, basta moltiplicare questo valore per le colonne che descrivono la porzione oraria rispetto al totale: si otterrà per ogni giorno e per ogni quota un grafico con lo stessa forma rispetto a quello in figura 5.2, ma con dei valori diversi, perché l'ablazione totale a cui fa riferimento è diversa. Una volta riscaltata l'ablazione per ottenere l'andamento giornaliero con passo temporale orario, lo step finale è consistito nel conteggio delle celle facenti parte del ghiacciaio per ogni quota considerata, e quindi il calcolo dell'ablazione totale ad ogni quota come il prodotto del numero di celle, per l'ablazione puntuale calcolata nello step precedente.

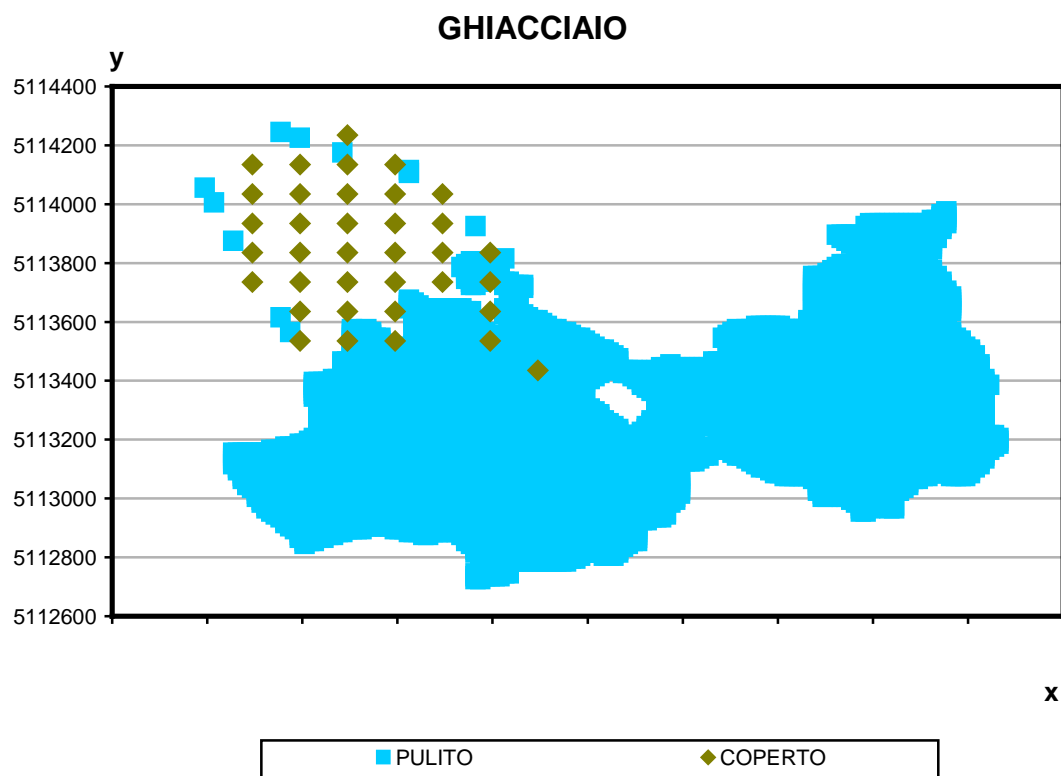
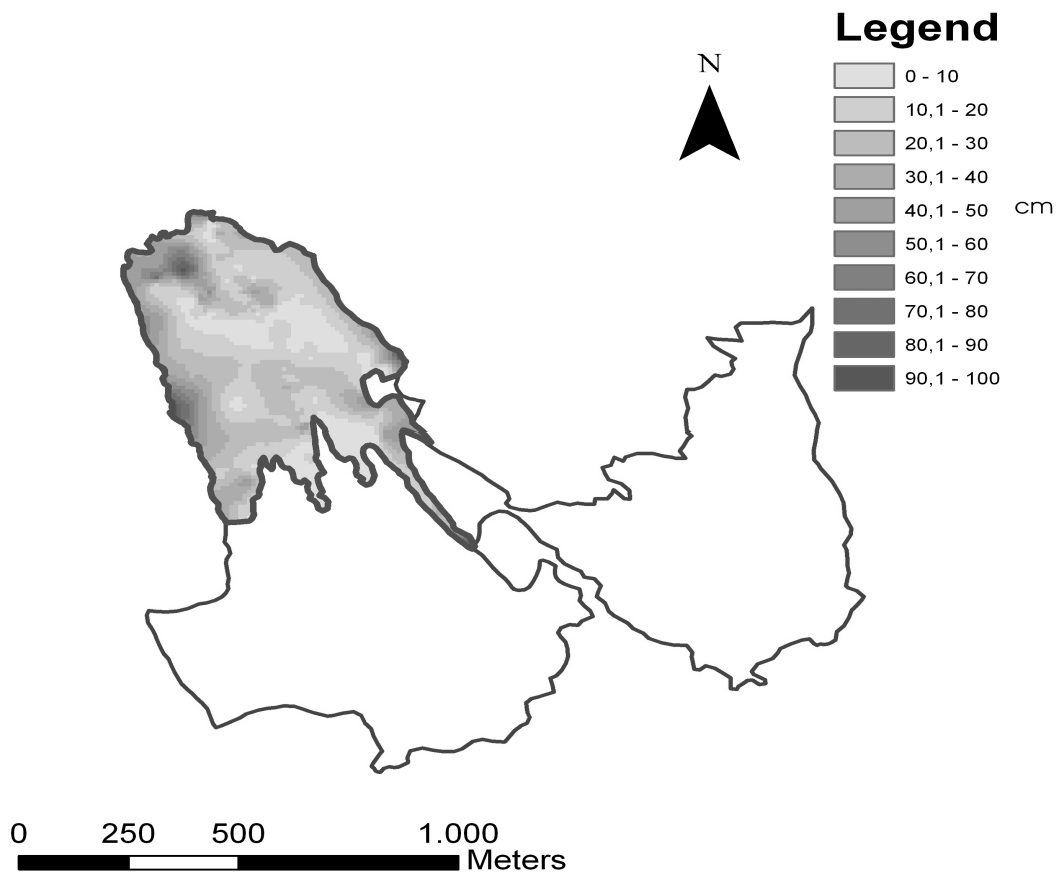


Figura 5.3 – Ghiacciaio

QUOTA [mslm]	2550	2600	2650	2700	2750	2800	2850
#CELLE	1	6	54	1216	1368	718	1178

QUOTA [mslm]	2900	2950	3000	3050	3100	3150	3200
#CELLE	1004	929	985	875	673	514	65

Tabella 5.9 – Numero di celle corrispondenti a ciascuna quota considerata

Come per il ghiacciaio coperto non è possibile riportare le tabelle che contengono i risultati totali per motivi di spazio.

5.3 ABLAZIONE TOTALE

L'ablazione totale è stata ottenuta semplicemente sommando la fusione della porzione di ghiacciaio coperto e quella del ghiacciaio pulito, ottenute nei due paragrafi precedenti, giorno per giorno, ora per ora.

In realtà l'ablazione è stata trasformata in una vera e propria portata, ossia in una grandezza in m^3/s , moltiplicando l'ablazione per l'area delle celle alla quale si riferisce, e quindi trasformando opportunamente i centimetri in metri e le ore in secondi. In questo modo si è quindi ottenuta la portata d'acqua di fusione proveniente dal ghiacciaio.

giorno	ora	ABLAZIONE [m^3/s]	giorno	ora	ABLAZIONE [m^3/s]	giorno	ora	ABLAZIONE [m^3/s]
	0.00	0,0066		0.00	0,0000		0.00	0,0000
	1.00	0,0170		1.00	0,0000		1.00	0,0000
	2.00	0,0179		2.00	0,0000		2.00	0,0000
	3.00	0,0095		3.00	0,0000		3.00	0,0000
	4.00	0,0013		4.00	0,0000		4.00	0,0000
	5.00	0,0088		5.00	0,0000		5.00	0,0011
28	6.00	0,0135	23	6.00	0,0000	24	6.00	0,0000
L	7.00	0,0386	S	7.00	0,0000	S	7.00	0,0000
U	8.00	0,1744	E	8.00	0,0001	E	8.00	0,0000
G	9.00	0,4060	T	9.00	0,0368	T	9.00	0,0362
L	10.00	0,5957	T	10.00	0,1215	T	10.00	0,1268
I	11.00	0,7547	E	11.00	0,1881	E	11.00	0,1969
O	12.00	0,8714	M	12.00	0,2355	M	12.00	0,2404
	13.00	0,9474	B	13.00	0,2655	B	13.00	0,2738
	14.00	0,9779	R	14.00	0,2778	R	14.00	0,2763
	15.00	0,9664	E	15.00	0,2701	E	15.00	0,2386
	16.00	0,9237		16.00	0,2187		16.00	0,1994
	17.00	0,8008		17.00	0,1333		17.00	0,1396
	18.00	0,6049		18.00	0,0848		18.00	0,0872
	19.00	0,3602		19.00	0,0514		19.00	0,0486
	20.00	0,1728		20.00	0,0384		20.00	0,0340
	21.00	0,0885		21.00	0,0321		21.00	0,0282
	22.00	0,0546		22.00	0,0273		22.00	0,0238
	23.00	0,0453		23.00	0,0230		23.00	0,0201

Tabella 5.10 - Ablazione totale ghiacciaio

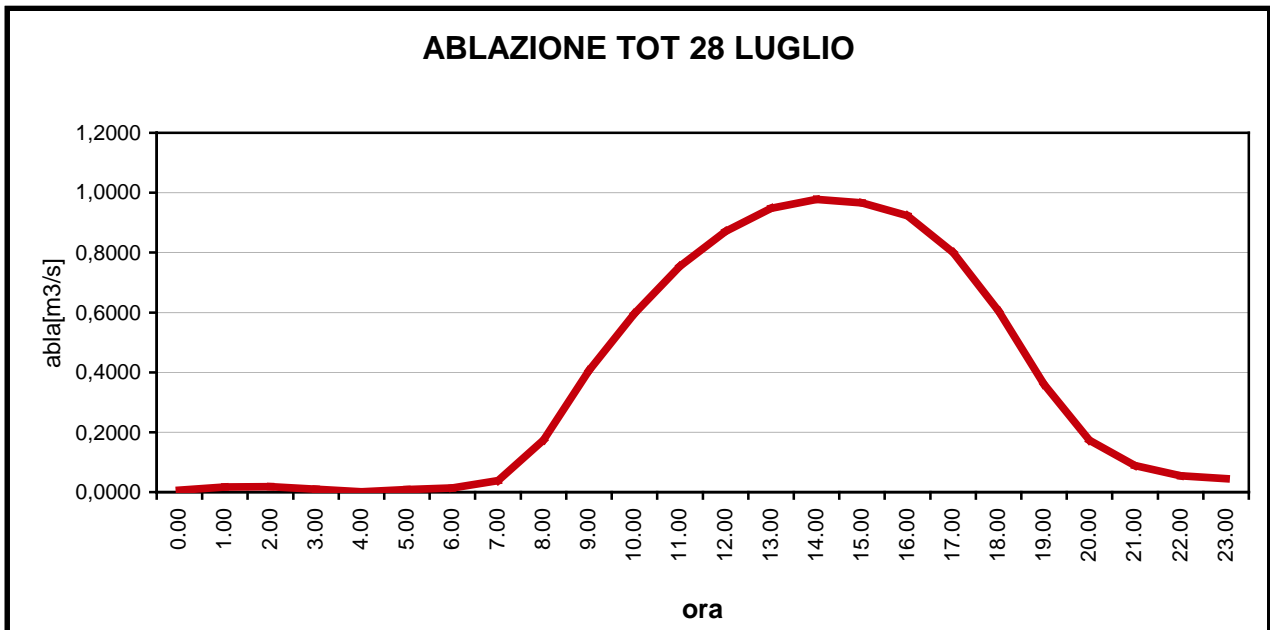


Figura 5.4 – Ablazione totale ghiacciaio del 28 Luglio 2009

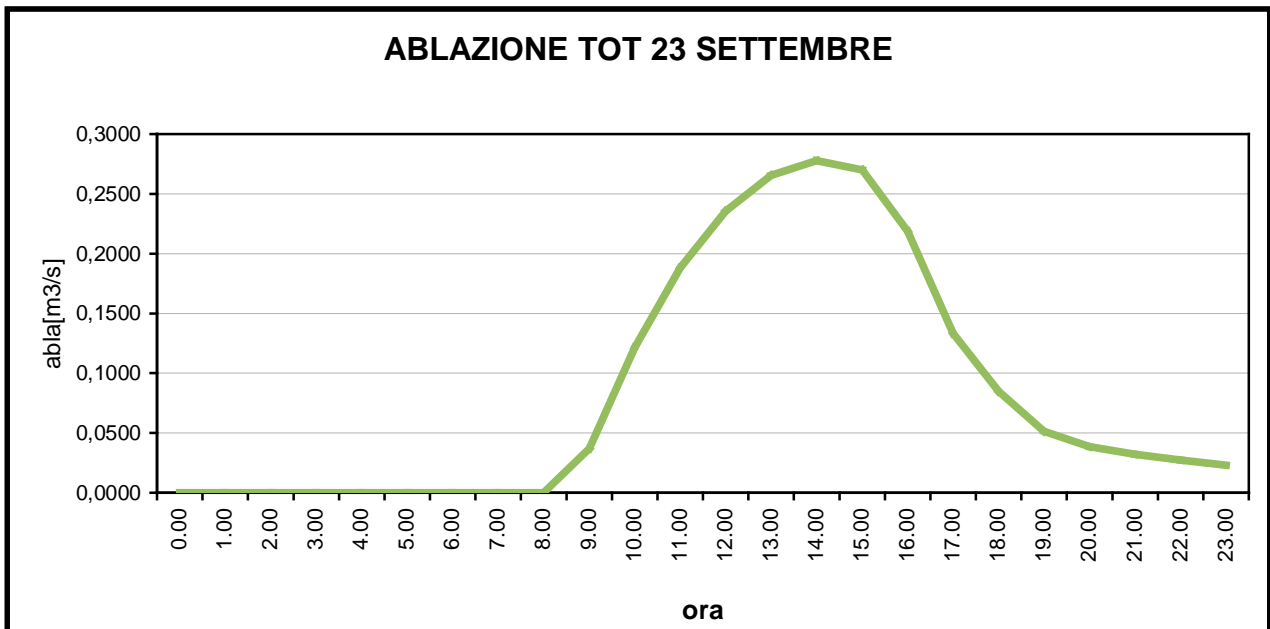


Figura 5.5 – Ablazione totale ghiacciaio del 23 Settembre 2009

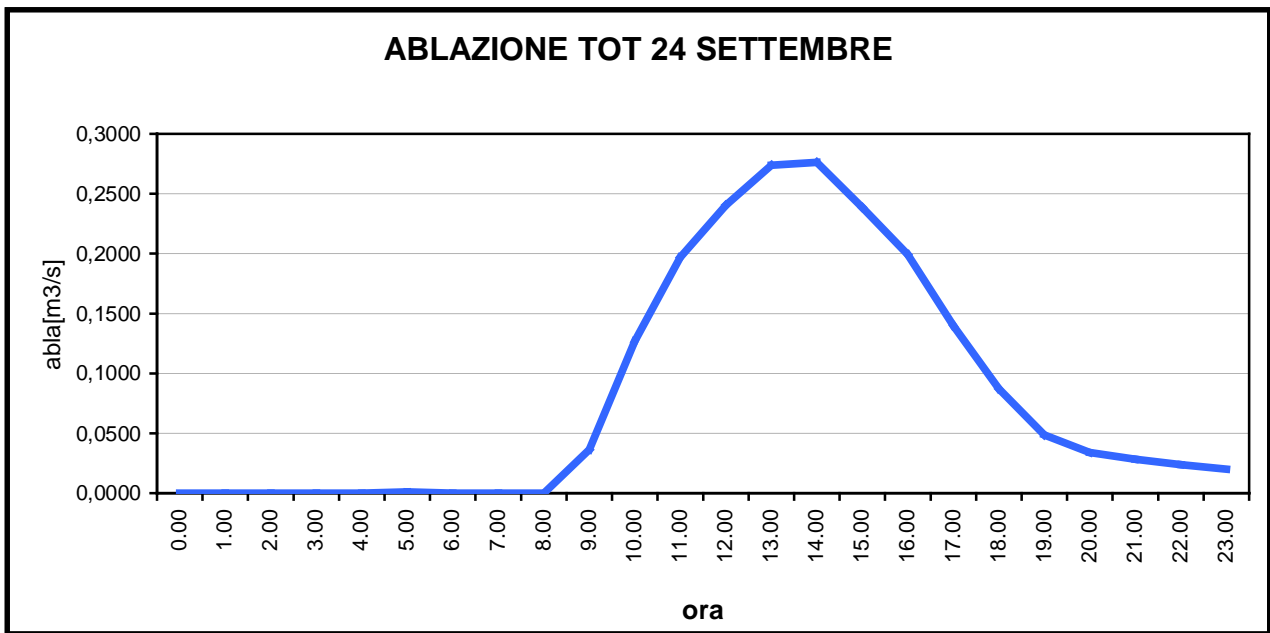


Figura 5.6 – Ablazione totale ghiacciaio del 24 Settembre 2009

CAPITOLO 6

MODELLO IDROLOGICO

6.1 MISURE DI PORTATA

Nel Paragrafo 4.1 è stato descritto uno strumento utile alla misura delle portate, ossia il Flow Tracker.

Tale strumento ha permesso di misurare le portate dei due torrenti che scendono dal ghiacciaio, che conterranno quindi anche l'acqua di fusione calcolata all'interno del Capitolo 5.

In particolare le misure sono state effettuate il 28 Luglio 2009 dalle 12:00 circa fino al pomeriggio alle 17:00, il 23 Settembre dalle 14:00 alle 19:00 e il 24 Settembre dalle 8:00 del mattino fino alle 14:00:

Ora cui si farà riferimento	Ora di inizio misura	Ora di fine misura	Q [mc/s]
28 luglio 2009			
12.00	12.25	12.55	0,72
13.00	13.20	13.40	0,87
14.00	14.18	14.35	0,99
15.00	15.08	15.30	1,00
16.00	16.00	16.25	1,07
17.00	17.00	17.25	1,11
23 settembre 2009			
14.00	14.00	14.15	0,2142
15.00	15.20	15.35	0,2462
16.00	16.00	16.15	0,2597
17.00	17.00	17.25	0,2832
18.00	18.00	18.10	0,2715
19.00	18.45	19.00	0,2832
24 settembre 2009			
8.00	8.00	8.35	0,1267
9.00	9.15	9.30	0,1251
10.00	10.00	10.20	0,1131
11.00	11.00	11.20	0,1312
12.00	12.00	12.20	0,1746
13.00	12.50	13.10	0,2055
14.00	13.45	13.55	0,2496

Tabella 6.1 – Misure della portata nei torrenti d'ablazione

In realtà il valore di portata è il risultato della somma delle portate dei due torrenti, le quali misure sono state effettuate contemporaneamente o quasi. Inoltre, perché la misura sia completa, come spiegato nella descrizione dello strumento, bisogna portare a termine una

serie di operazioni che richiedono tempo, circa 20 min, per questo motivo in Tabella 6.1 si possono leggere anche un orario di inizio e uno di fine misura. Per semplicità i valori di portata saranno riferiti ad un orario specifico, tenendo conto un intervallo di un'ora.

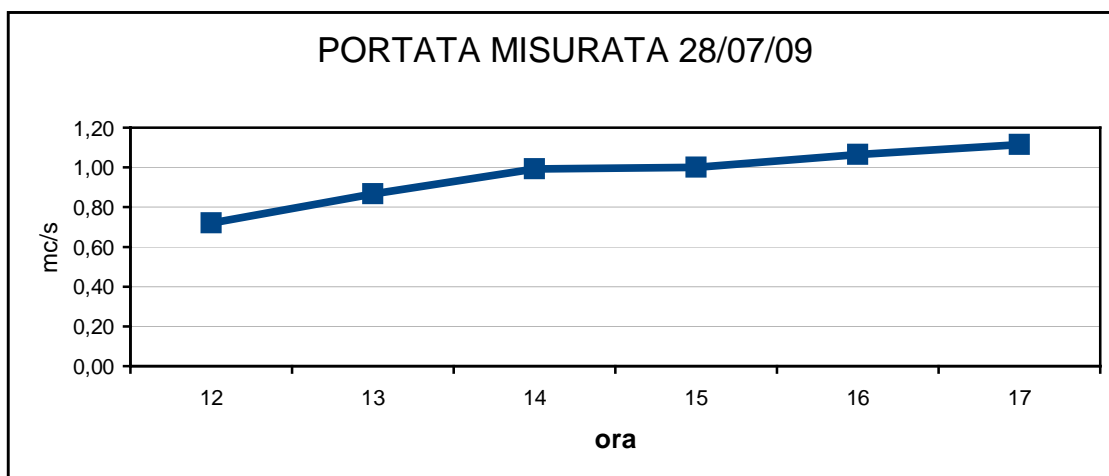


Figura 6.1 – Portata misurata il 28 Luglio 2009

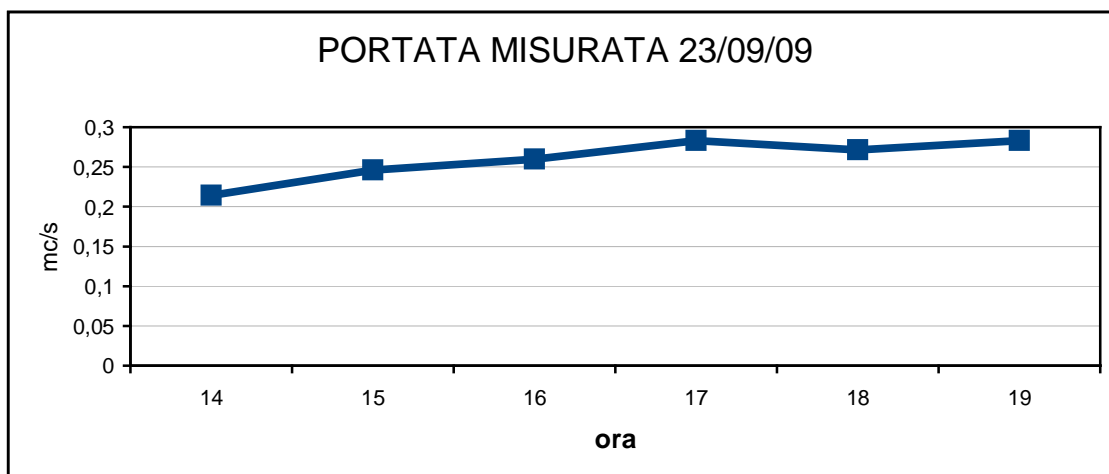


Figura 6.2 – Portata misurata il 23 Settembre 2009

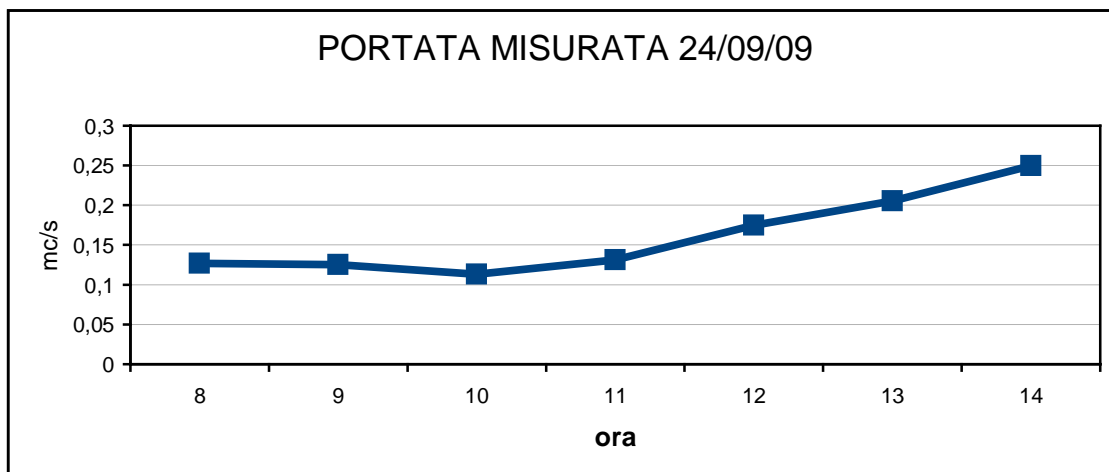


Figura 6.3 – Portata misurata il 24 Settembre 2009

Non avendo registrato precipitazioni di alcun genere nei giorni analizzati, la totalità del deflusso o gran parte di esso sarà sicuramente dovuto alla fusione del ghiaccio.

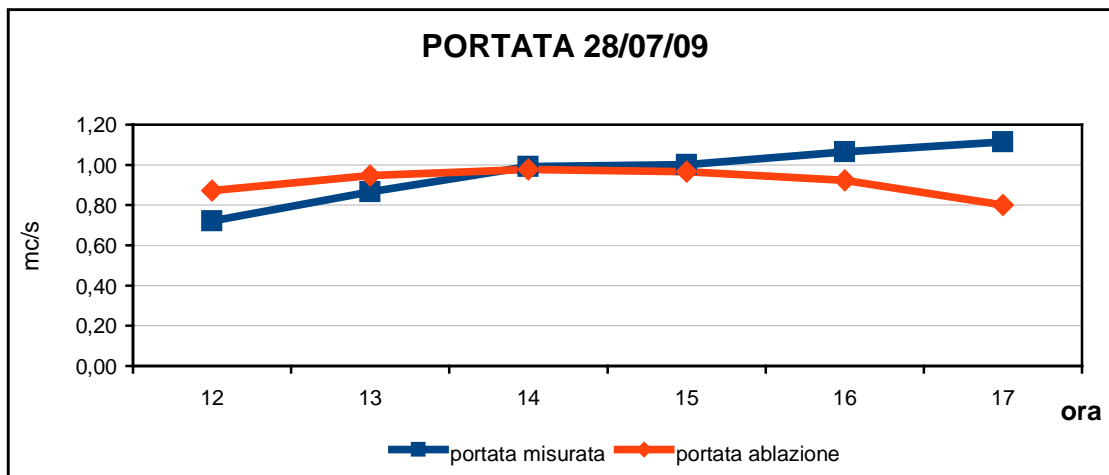


Figura 6.4 – Confronto tra la portata misurata e l’ablazione per il 28 Luglio

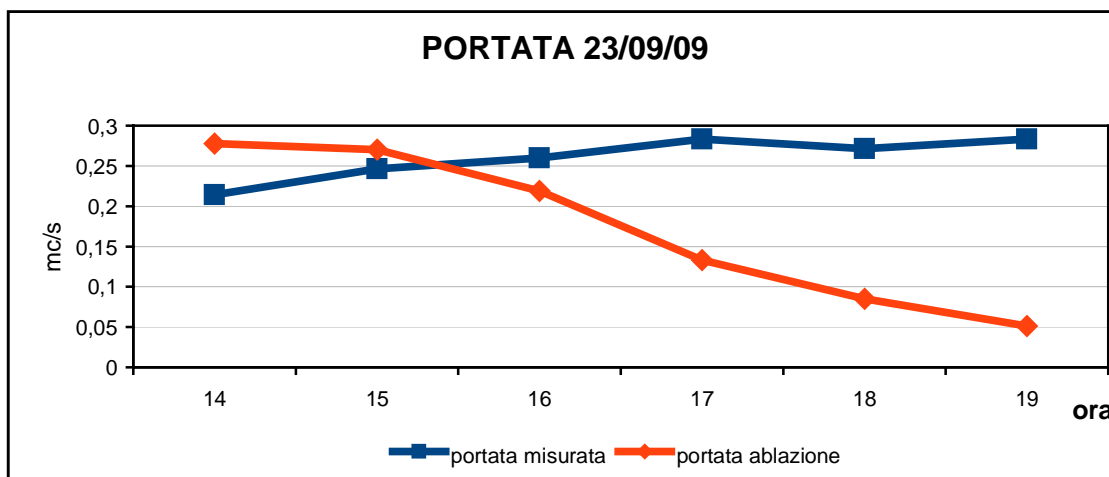


Figura 6.5 – Confronto tra la portata misurata e l’ablazione per il 23 Settembre

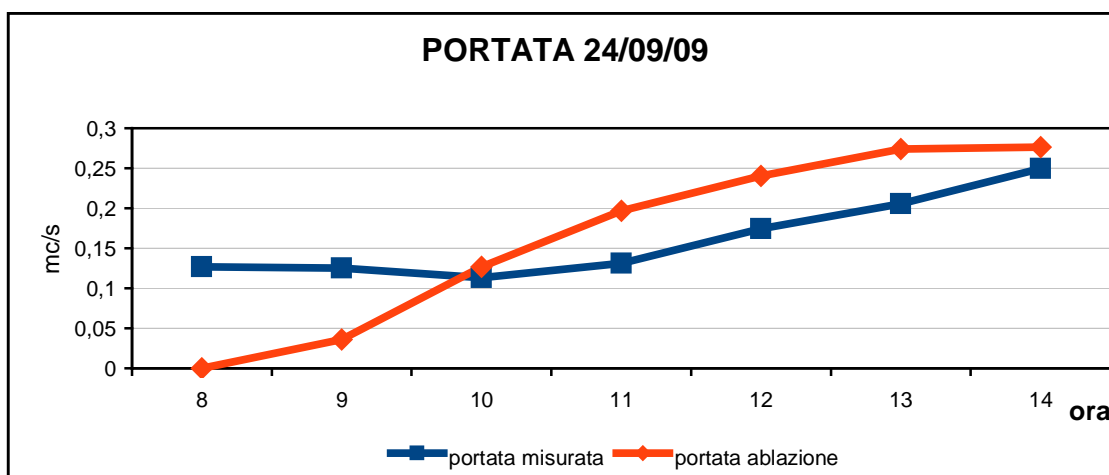


Figura 6.6 – Confronto tra la portata misurata e l’ablazione per il 24 Settembre

Confrontando la portata ricavata con l'ablazione con quella misurata però, salta all'occhio una differenza notevole che dipenderà da numerosi fattori.

Uno di questi è sicuramente composto dal calcolo dell'ablazione, dalle semplificazioni effettuate e quindi dagli errori del modello utilizzato (equazioni utilizzate, variazione di alcune variabili, discretizzazione del territorio).

Bisogna inoltre considerare che la variazione di portata consiste in un ciclo di crescita e abbassamento del flusso. sovrapposta ad una portata di base, o minima portata giornaliera.

Il flusso di base è composta da acqua proveniente da varie fonti: l'acqua da fusione subglaciale, dovuta anche magari allo scioglimento del ghiaccio ad opera del peso del ghiaccio stesso, l'acqua che si accumula nelle cavità, l'acqua da fusione che cola dalla neve, le acque dello scorrimento sotterraneo. Queste componenti variano di poco giorno per giorno.

Il ciclo giornaliero sovrapposto è formato invece da quelle componenti dell'acqua di fusione che drenano rapidamente attraverso il sistema del ghiacciaio, inclusa l'acqua di fusione che drena dall'area di ablazione del ghiacciaio attraverso i corti percorsi dei condotti subglaciali principali, e quella che scorre tutta superficialmente.

Inoltre i picchi della portata giornaliera si spostano di qualche ora al di là dell'orario di massima fusione, il valore di questo ritardo dipende dalla distanza che l'acqua deve coprire per attraversare il ghiacciaio e dalla configurazione della rete interna di drenaggio. La fusione avviene infatti su un'area di dislivello notevole, per cui l'acqua impiegherà un certo tempo a raggiungere la parte finale del ghiacciaio per poi fluire all'interno dei torrenti. Notevoli volumi d'acqua inoltre potrebbero essere immagazzinati in serbatoi che si creano all'interno delle cavità del ghiacciaio.

Il tempo di ritardo sarà più grande per sistemi di drenaggio tipo quelli caratterizzati da una rete di cavità interconnesse, è invece piccolo per sistemi di canali efficienti e ben sviluppati.

Insomma, le variabili del problema sono molteplici e tutte piuttosto complesse.

Si è cercato di considerare alcuni di questi aspetti, o comunque di separare la parte di portata calcolabile da quella di base utilizzando un semplice modello idrologico di afflussi-deflussi, ossia modello di Nash.

Si procederà quindi con una breve descrizione della tipologia del modello, per arrivare all'applicazione sul nostro caso.

6.2 MODELLO IDROLOGICO

L'utilità di modellare la trasformazione afflussi-deflussi risiede in numerose attività dell'Ingegneria Ambientale e dell'Ingegneria Civile: progetto di opere di drenaggio delle acque meteoriche (fognature urbane, reti di bonifica...); progetto di interventi di sistemazione fluviale; preannuncio delle piene; previsione delle portate di magra (per captazioni ad uso civile, industriale, irriguo, idroelettrico...).

Gli effetti delle caratteristiche del bacino sulla formazione del deflusso sono classicamente compendiate nei due fenomeni del ritardo e dell'invaso.

Il ritardo deriva essenzialmente dall'estensione del bacino, che comporta che afflussi che pervengono alla superficie del bacino in punti distanti dalla sezione di chiusura impiegano un certo tempo per raggiungerla sotto forma di deflusso. L'entità del ritardo e lo sfalsamento con cui deflussi provenienti da aree diverse del bacino pervengono alla sezione di chiusura dipende dalle caratteristiche geo-morfologiche del bacino, dalla vegetazione, dalle condizioni di umidità dei suoli.

Il fenomeno dell'invaso è legato all'attitudine del bacino ad immagazzinare acqua e rilasciarla successivamente. Le capacità possono essere invasi superficiali o falde sotterranee, ma anche gli stessi canali della rete contribuiscono in modo sostanziale all'invaso totale. Anche l'entità dei volumi invasati, nonché le modalità di rilascio della portata in rete da parte delle varie capacità dipendono dalle caratteristiche fisiche del bacino e delle parti che lo costituiscono.

Come per qualunque fenomeno fisico, della trasformazione afflussi-deflussi si può dare una descrizione, più o meno semplificata, attraverso un modello matematico.

A causa della complessità dei fenomeni che concorrono a tale trasformazione, e all'elevato numero di parametri che sarebbe necessario conoscere (riguardanti ad esempio la morfologia del bacino, o la natura geologica dei suoli, la vegetazione, etc...) è praticamente impossibile rappresentare la trasformazione afflussi-deflussi attraverso un modello matematico fisicamente basato.

Più spesso si ricorre a modelli concettuali, che schematizzano in via semplificata il comportamento del bacino idrografico, o di uno dei sistemi in esso individuati, con il vantaggio di ridurre enormemente il numero di parametri da stimare.

Il punto debole dei modelli concettuali risiede nella mancanza di un chiaro significato fisico dei parametri che in essi compaiono, il che ne rende difficile la stima. I parametri dei modelli concettuali, pertanto, sono trattati alla stregua di parametri di calibrazione.

Nella maggior parte dei casi, attesa anche l'incertezza insita nella stima dei parametri e la non completa disponibilità delle informazioni sul territorio riguardanti le caratteristiche fisiche del bacino, il problema che ci si propone di risolvere con i modelli di trasformazione afflussi-deflussi è il seguente: assegnato un bacino idrografico, si vuole conoscere il deflusso che si accompagna ad un assegnato afflusso meteorico.

Nel nostro caso non vogliamo conoscere la risposta del sistema non ad un evento meteorico, bensì allo scioglimento del ghiacciaio, che può comunque essere considerato come un apporto esterno d'acqua e studiato in luogo delle precipitazioni.

Numerosi modelli di piena sono il risultato di una più o meno articolata combinazione di elementi costitutivi semplici. In genere, il pluviogramma in ingresso subisce una serie di trasformazioni attraverso una serie di elementi, con i quali si intende riprodurre concettualmente i fenomeni del ritardo e dell'invaso. I più semplici elementi sono il canale lineare e il serbatoio lineare.

Il primo è un elemento che produce solo un ritardo dell'idrogramma in uscita rispetto a quello in ingresso, senza modificarne in alcun modo la forma.

Il secondo è un elemento in cui la portata uscente è in ogni istante proporzionale al volume in esso invasato.

Il modello dell'invaso lineare schematizza il comportamento del bacino attraverso un solo serbatoio lineare.

Come già accennato, in un serbatoio lineare in ogni istante la portata uscente è proporzionale al volume invasato nel serbatoio:

$$kQ(t) = W(t)$$

La *costante di tempo* k è una caratteristica del particolare serbatoio, al crescere della quale aumenta l'effetto di laminazione del serbatoio.

Per il serbatoio lineare deve valere l'equazione della continuità. La differenza tra il volume in ingresso (P , che nel nostro caso è l'ablazione del ghiacciaio) e il volume uscente in un intervallo di tempo dt costituisce una variazione del volume invasato:

$$[P(t) - Q(t)]dt = dW(t)$$

Sostituendo l'espressione che lega il volume invasato alla portata in uscita, si ottiene la seguente equazione differenziale:

$$k \frac{dQ}{dt} + Q(t) = P(t)$$

L'integrale generale assume pertanto la seguente forma:

$$Q(t) = \int_0^t P(\tau) \frac{1}{k} e^{-(t-\tau)/k} d\tau + Q_0 e^{-t/k}$$

In essa il primo addendo a secondo membro prende il nome di *integrale di convoluzione*, mentre il secondo addendo esiste solo se all'istante $t=0$ esiste un valore di portata effluente non nullo e pari a Q_0 , ossia un'eventuale portata di base.

Molto adoperato in Idrologia è il modello di Nash, ossia un modello con le stesse caratteristiche di quello appena descritto, però costituito da n serbatoi lineari uguali (cioè caratterizzati dalla stessa costante di tempo k) in serie. Il modello di Nash ha due parametri: il numero n di serbatoi in serie e la costante di tempo k dei serbatoi; inoltre la portata uscente dall'ultimo serbatoio assume la seguente espressione:

$$Q(t) = \int_0^t P(\tau) \frac{(t-\tau)^{n-1}}{(n-1)!k^n} e^{-(t-\tau)/k} d\tau$$

Si è utilizzato quindi questo modello per simulare il deflusso a valle del ghiacciaio. Praticamente, conoscendo già l'output, costituito dalla misura delle portate, e l'input, ossia la portata d'ablazione, si è cercato di tarare il modello facendo delle ipotesi sulle variabili in gioco.

Ovviamente è stata utilizzata la portata proveniente dall'ablazione come se fosse un apporto d'acqua esterno al bacino, quindi in luogo della precipitazione netta.

Per quanto riguarda invece il tempo di ritardo del bacino, avendo trovato in letteratura (Jobard&Dzikowski, 2006) più casi di piccoli bacini con pendenze e superfici simili a quelle del Venerocolo caratterizzati da tempi di ritardo piuttosto ampi, dell'ordine di 5-6 ore, si è considerata plausibile l'ipotesi che anche per il nostro ghiacciaio il tempo di ritardo sia consistente.

Andando un po' per tentativi, considerando opportuno utilizzare un numero unitario di serbatoi, presupponendo che ci sia sicuramente una portata di base e un tempo di ritardo considerevole, si è arrivati a stimare un idrogramma di deflusso compatibile con le portate misurate:

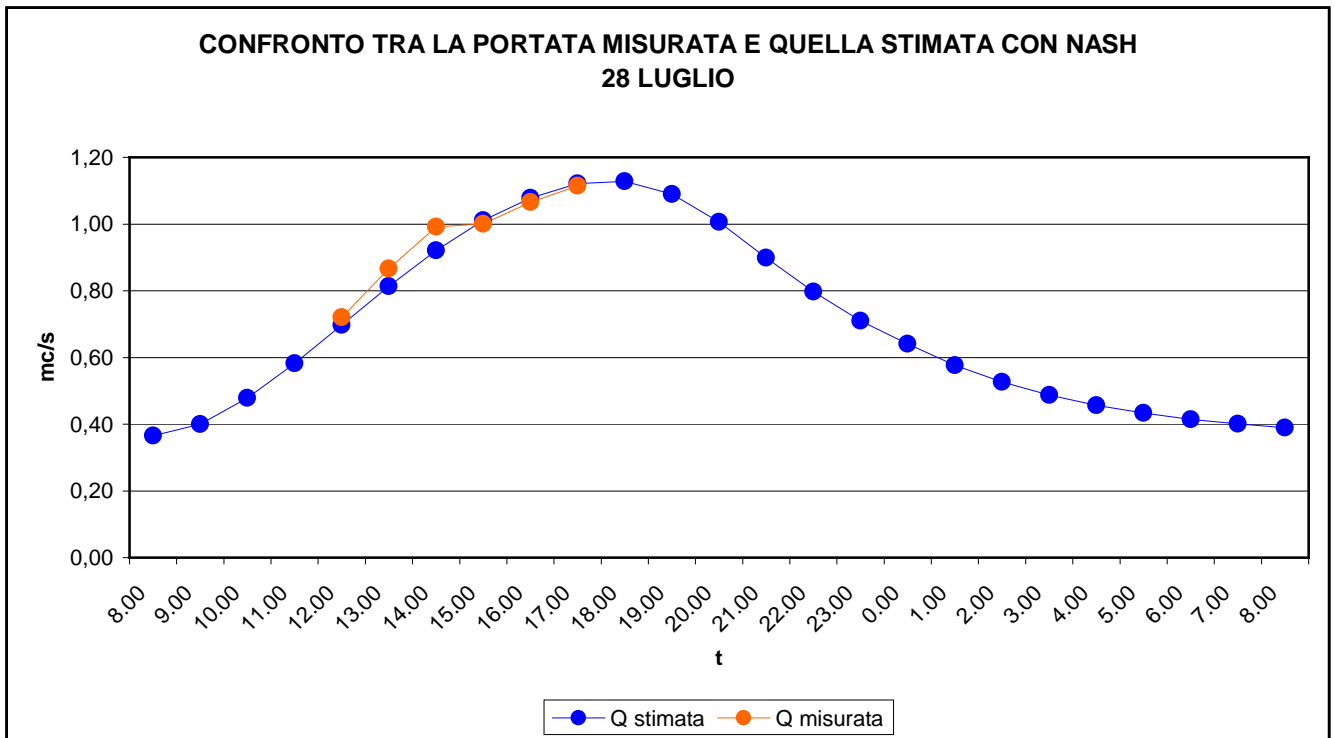


Figura 6.7 – Confronta tra la portata misurata e quella calcolato utilizzando il modello di Nash

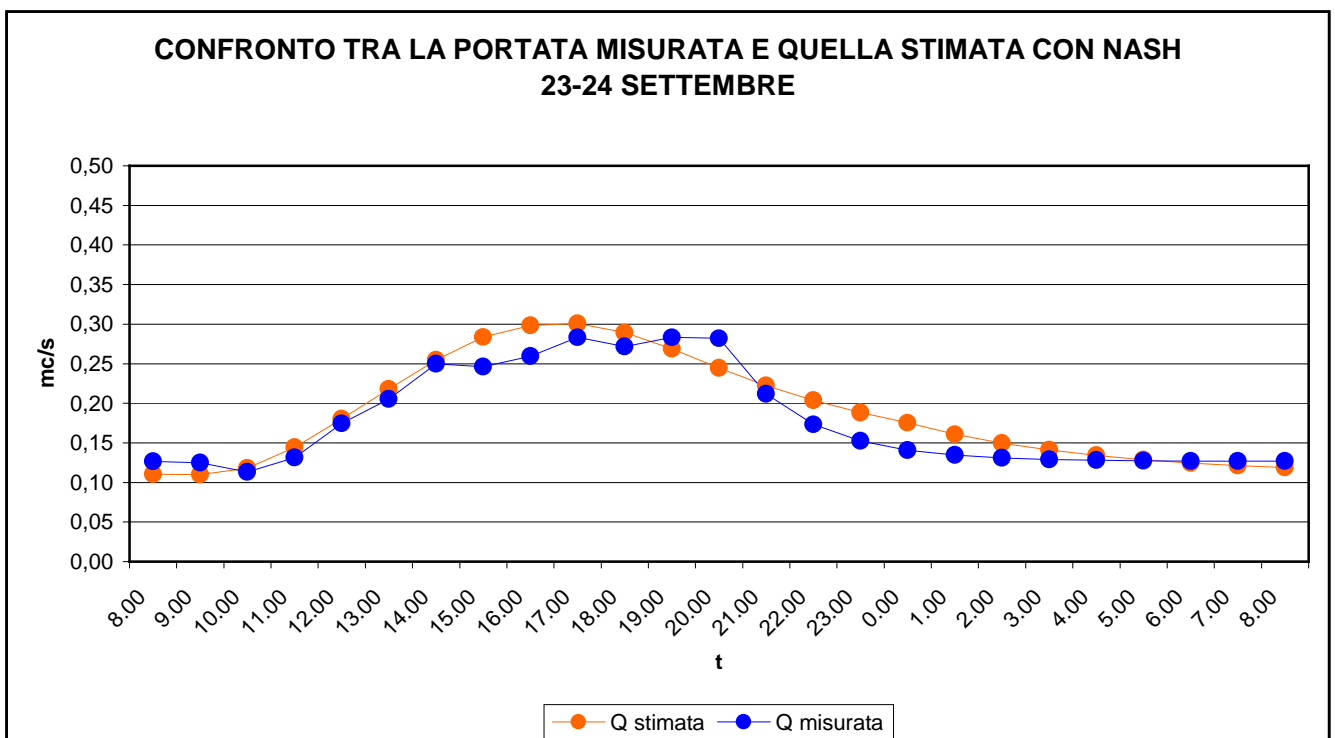


Figura 6.8 – Confronta tra la portata misurata e quella calcolato utilizzando il modello di Nash

Tali risultati sono stati ottenuti considerando in particolare un tempo di ritardo pari a 4 ore e una portata di base pari a $0.11 \text{ m}^3/\text{s}$.

Se osserviamo i due grafici si può ben notare come la portata simulata segua molto bene quella misurata, che ovviamente risulta più frastagliata e meno regolare, segno che il modello simuli bene il processo studiato.

Ciò è chiaramente più visibile nella Figura 6.8, all'interno della quale il grafico risulta più completo in quanto sono state accorpate le misure di portata effettuate il 23 Settembre con quelle del 24.

Come ci si aspettava, una fetta consistente del deflusso è dovuta ad una portata di base, che non poteva essere ovviamente quantificata con il solo calcolo dell'ablazione del ghiacciaio.

CONCLUSIONI

Il ghiacciaio di Venerocolo presenta una caratteristica unica che lo rende un attraente oggetto di studio: esso mostra infatti una copertura detritica che influisce sul tasso di ablazione, proteggendo il ghiacciaio sottostante.

A breve termine i ghiacciai neri diverranno la tipologia maggiormente presente nel settore alpino o montano in generale. Non sarà quindi pensabile affrontare il problema dello scioglimento glaciale senza tenere conto dello strato di copertura detritica e gli effetti da esso apportati. Ciò rende questo studio particolarmente interessante nell'ambito dell'idrologia glaciale.

Il ghiacciaio Venerocolo è costituito in particolare una porzione coperta e una porzione, più grande, di ghiaccio pulito. Esse sono state modellizzate in maniera diversa in quanto le dinamiche della fusione che le caratterizzano sono diverse fra loro. Mentre infatti la radiazione solare colpisce direttamente il ghiaccio pulito, sciogliendolo con un tasso proporzionale alla temperatura atmosferica, all'interno della porzione coperta si è analizzato il problema considerando la trasmissione del calore per irraggiamento, convezione e conduzione all'interno del debris, utilizzando per il calcolo dell'ablazione un codice di calcolo sviluppato all'interno di un progetto di tesi precedente a questo.

Avendo a disposizione le misure di portata a valle del ghiacciaio in tre particolari giorni nel 2009, è stato confrontato quindi l'apporto d'acqua dovuto allo scioglimento rispetto alla risposta complessiva del sistema in termini di deflusso idrico superficiale.

Nel corso dello studio sono state incontrate delle difficoltà relative ai dati a disposizione e al codice di calcolo risolte o comunque superate attraverso opportune semplificazioni.

Innanzitutto il codice di calcolo era stato progettato per utilizzare come dato di input principale la radiazione solare totale che colpisce la superficie del ghiacciaio, ossia la somma tra radiazione ad onda lunga ed onda corta. Nel 2009 però, la stazione meteorologica del Venerocolo non era più attiva per cui si sono dovuti utilizzare i dati di una stazione vicina, quella del Pantano, che non ha però registrato i dati di radiazione ad onda lunga. Questo ha portato a dover fare una prima semplificazione importante: considerare questa radiazione come costante e uguale ad un valore medio. Tale assunzione è stata valutata all'interno della fase di validazione, mostrando come in effetti non vada a falsare i risultati.

Come detto, la stazione metereologica che ha fornito i dati non era inoltre ubicata sul ghiacciaio in studio, anche se molto vicina, ed anche questo elemento è stato analizzato durante la fase di validazione, non mostrando particolari influenze sul calcolo dell'ablazione.

Per quanto riguarda il codice di calcolo, esso fornisce la fusione riferita ad una superficie unitaria di ghiacciaio. Per questo motivo il calcolo distribuito è stato condotto suddividendo la superficie del ghiacciaio in celle e calcolando il valore di fusione nel punto centrale di esse. L'ablazione della singola cella è stata calcolata quindi moltiplicando tale valore, considerato medio, per la superficie della cella.

Anche la porzione pulita del ghiacciaio è stata oggetto di semplificazioni. Il modello utilizzato è un degree-day model, che ha fornito, a seguito di un'opportuna discretizzazione della superficie interessata, un unico valore di ablazione totale giornaliero caratterizzante ciascuna cella. Tale valore è stato poi porzionato per descrivere un andamento a scansione temporale oraria della fusione all'interno del giorno considerato.

Nonostante tali assunzioni, i risultati risultano piuttosto coerenti con ciò che ci si aspettava: un picco del tasso ablativo durante le ore centrali della giornata, una fusione totale giornaliera più alta nella giornata di Luglio rispetto ai valori di Settembre, una portata giornaliera a valle del ghiacciaio composta dalla somma di una componente di base ed una, più rilevante, dovuta allo scioglimento glaciale, tempi di risposta del sistema ghiacciaio piuttosto ampi a rivelare la complessità del drenaggio del sistema stesso.

Un possibile sviluppo futuro potrebbe sicuramente essere quello di progettare un codice di calcolo capace di calcolare direttamente una fusione distribuita, accettando come dati di input quelli riferiti ad una superficie estesa, e non unitaria.

Sarebbe inoltre interessante valutare degli scenari di radiazione e temperatura futuri, in accordo con la tendenza di cambiamento climatico in corso, e quindi effettuare una stima dell'ablazione futura per capire come si evolverà il ghiacciaio.

BIBLIOGRAFIA

Articoli scientifici e libri di testo

Bocchiola D., Mihalcea C., Diolaiuti G., Mosconi B., Smiraglia C., Rosso R., Flow prediction in high altitude ungauged catchments: a case study in the Italian Alps (Pantano Basin, Adamello Group). *Advances in Water Resources*, 2010, in stampa. Special Issue: 4th Workshop on the new Frontiers in Hydrology, Rome, July 1st-3rd, 2009.

Çengel, Y.A., 1998. *Termodinamica e trasmissione del calore*. McGraw-Hill, cap.10-11.

Comensoli, D., 2003. *Montagne di Vallecamonica*. Ferrari Editrice.

Copland, Sharp, 2001. Mapping thermaland hydrological conditions beneath a polythermal glacierwith radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, 147.

Han H., Ding Y., Liu S., 2006. A simple model to estimate ice ablation under a thick debris layer. *Journal of Hydrology*, vol. 52, n°.179, pp. 529-536.

David M. Hannah, 2001. A conceptual, linear reservoir runoff model to investigate melt season changes in cirque glacier hydrology. *Journal of hydrology*, 246, pp. 123-141.

Hock R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, vol. 282, pp 104-115.

Horne F.E., Kavvas M.L., 1997. Physics of the spatially averaged snowmelt process. *Journal of hydrology*, 191, pp. 179-207.

Peter Jansson, Regine Hock, Thomas Schneider, 2003. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282 (2003) 116–129.

S. Jobard , M. Dzikowski, 2006. Evolution of glacial flow and drainage during the ablation season. *Journal of Hydrology*, vol. 330, 663– 671.

Georg Kaser, Andrew Fountain and Peter Jansson, 2003. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. IHP-VI Technical Documents in Hydrology, No. 59 UNESCO, Paris.

Peter G. Knight, 1999. Glaciers. StanleyThornes (Publishers) Ltd.

M. Konz, S. Uhlenbrook, L. Braun, A. Shrestha, and S. Demuth, 2007. Implementation of a process-based catchment model in a poorly gauged, highly glacierized Himalayan headwater. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol 11, pp.1323–1339.

Bryan G.Mark, Jeffrey M. McKenzie & Jesus Gomez, 2005. Hydrochemical evaluation of changing glacier meltwater contribution to stream discharge: Callejon de Huaylas, Peru. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 50(6).

Mattson L., Gardner J.S., 1989. *Zeitschrift für gletscherkunde und glazialgeologie*, vol.25, n°.1, pp.17-31.

Mihalcea C., Mayer C., Diolaiuti G., Lambrecht A., Smiraglia C., Tartari G., 2006. Ice ablation and meteorological conditions on the debris-covered area of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, vol. 43, pp. 292-300.

C. Mihalcea, B.W. Brock, G. Diolaiuti, C. D'Agata, M. Citterio, M.P. Kirkbride, M.E.J. Cutler, C. Smiraglia, 2008. Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy). *Cold Regions Science and Technology* , vol.52 (2008), pp.341–354.

Mihalcea, Mayer, Diolaiuti, D'agata, Smiraglia, Lambrecht, Vuillermoz, Tartari, 2008. Spatial distribution of debris thickness and melting from remote-sensing and meteorological data, at debris-covered Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, 48.

Motta M., 2001. La misura dell'ablazione nel bilancio di massa del ghiacciaio del Lys (Monte Rosa, Valle d'Aosta). *Arch. Com. Glac. It.*, 4, 61-74.

Motta M., 2002. Valutazione quantitativa dell'ablazione superficiale indotta dalle piogge sul Ghiacciaio del Lys. Proc. Simp. "Il Ghiacciaio del Lys: un approccio interdisciplinare", Milano 12 luglio 2002, 25-28.

Motta M., 2002. Misura del bilancio energetico superficiale mediante parcelle sperimentali sul Ghiacciaio del Lys. Proc. Simp. "Il Ghiacciaio del Lys: un approccio interdisciplinare", Milano 12 luglio 2002, 29-35.

Nakawo M., Takahashi S., 1982. A simplified model for estimating glacier ablation under a debris layer. Hydrological aspects of alpine and high mountain areas. IAHS publ. n°.138, pp.137-145.

Nakawo M., Rana B., 1999. Estimate of ablation rate of glacier ice under a supraglacial debris layer. Geografiska Annaler, 81A, pp.695-701.

Nicholson L., Benn D.L., 2006. Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. Journal of Glaciology, vol. 52, n°. 178, pp. 463-470.

Ranzi R., Taschner S., 2002. Monitoraggio da satellite dei ghiacciai – la campagna GLIMS 2001. Neve e Valanghe, pp.48-57.

Ranzi R., Grossi G., Taschner S., 2004. Use of multispectral ASTER images for mapping debris-covered glaciers within the GLIMS Project. IEEE, pp. 1144-1147.

Ribstein, Tiriaua, Francoua, Saraviab, 1995. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. Journal of Hydrology, vol.165, pp.221-234.

Rulli M.C., Mihalcea C., Diolaiuti G., Bocchiola D., A distributed hydrological model for a debris covered glacier (Venerocolo Glacier, Adamello Group, Italian Alps). IAHS Publications, 8th Scientific Assembly, Hyderabad, Settembre 2009, in Stampa.

Scesi L., Papini F., Gattinoni P., 2003. Geologia applicata: il rilevamento geologico-tecnico, volume 1. Editrice Ambrosiana.

Pratap Singh, Vijay P. Singh. Snow and glacier Hydrology. Water science and technology library, 2001.

Taschner S., Ranzi R., 2002. Comparing the opportunities of LANDSAT-TM and ASTER Data for monitoring a debris covered glacier in the Italian Alps within the GLIMS Project. IEEE, pp. 1044-1046.

Diolaiuti, Citterio, Carnielli, D'Agata, Kirkbride, Smiraglia, 2006. Rates, processes and morphology of freshwater calving at Miage Glacier (Italian Alps), Hydrological Processes, vol. 20, pp.2233–2244.

Siti Internet

www.unical.it

www.uniroma3.it

www.unitn.it

www.unisi.it

www.regione.lombardia.it

www.arpalombardia.it

www.ener2g.com

www.aineva

www.nonsoloaria.com

www.ghiacciai.it

www.ipcc.ch

www.parcadamello.it

www.wikipedia.it

Tesi di laurea

Berbenni, Sibbio, 2007. MODELLAZIONE DISTRIBUITA FISICAMENTE BASATA SU PARTIZIONE IRREGOLARE DEL CONTRIBUTO DI SCIoglimento NIVALE ALLA RISPOSTA IDROLOGICA.

Malgarida, 2007. SVILUPPO DI UN CODICE DI CALCOLO PER LA VALUTAZIONE DELL'ABLAZIONE DEL GHIACCIAIO NERO DI VENEROCOLO (BS)

INDICE DELLE FIGURE E DELLE TABELLE

Figura 1.1 – Possibile sezione del sistema idrologico del ghiacciaio, S. Jobard e M. Dzikowski, 2006.....	14
Figura 2.1 – Area protetta dei parchi dello Stelvio, Adamello, Adamello-Brenta ed Engadina	16
Figura 2.2 – Organigramma del progetto CARIPANDA	20
Figura 2.3 – Inquadramento geografico del ghiacciaio	25
Figura 2.4 – Inquadramento geografico del ghiacciaio	26
Tabella 2.1 – Caratteristiche del ghiacciaio Venerocolo	27
Fig. 2.5 – Relazione tra lo spessore della copertura detritica e l'ablazione (Mattson et al. 1989)	28
Figura 2.6 – Rilievo fotografico del 28/07/2009. Cavità glaciali.....	29
Figura 2.7 – Rilievo fotografico del 28/07/2009. Cavità glaciali.....	29
Figura 2.8 – Rilievo fotografico del 28/07/2009. Cavità glaciali.....	30
Figura 3.1 – Esempio files di input.....	37
Figura 3.2 – Esempio file di output	39
Figura 3.3 – Confronto fra ablazione misurata e calcolata.....	41
Figura 3.4 – Confronto fra Temperatura misurata con il termistore e calcolata con dati di flusso radiativo.....	41
Figura 3.5 – Confronto fra ablazione calcolata con input diversi: temperatura superficiale e flusso radiativo.....	42
Figura 3.6 – Andamento del tasso di ablazione al variare dello spessore del detrito.....	42
Figura 3.7 – Relazione tra degree-hour factor e spessore del detrito	46
Figura 3.8 - Mappa dello spessore detritico del ghiacciaio di Venerocolo.....	48
Figura 4.1 – Sonda e unità portatile del Flow Tracker.....	53
Figura 4.2 – Visione di uno dei due torrenti ai piedi del ghiacciaio	54
Figura 4.3 – Bindella stesa lungo la sezione scelta	54
Figura 4.4 – Confronto tra i dati di radiazione ad onda corta registrati sul Venerocolo e quelli registrati sul Pantano, 2007	57
Tabella 4.1 – Valori massimi, minimi e medi della radiazione ad onda corta media giornaliera registrata sul Venerocolo e sul Pantano.....	57
Figura 4.5 - Confronto tra i dati di radiazione ad onda corta registrati sul Pantano in diversi anni per lo stesso periodo.....	58

Tabella 4.2 - Valori massimi, minimi e medi della radiazione ad onda corta oraria registrata sul Pantano.....	59
Figura 4.6 – Andamento giornaliero dei dati orari di radiazione ad onda corta registrati sul Pantano l’11 agosto 2009	59
Figura 4.7 – Andamento giornaliero dei dati orari di radiazione ad onda lunga registrati sul Pantano il 10 agosto 2007	60
Figura 4.8 – Andamento dei dati giornalieri di radiazione ad onda lunga registrati sul Venerocolo dal 10 agosto 2007 al 10 ottobre 2007	61
Tabella 4.3 – Valori massimi, minimi e medi della radiazione ad onda lunga media giornaliera registrata sul Venerocolo	61
Figura 4.9 – Confronto tra la radiazione a quota 2621 (palina 5) e quella a quota 2690 (palina 10), calcolata con la formula di Oerlemans, Venerocolo, 2007	63
Tabella 4.4 – Dati misurati sul terreno per il periodo in esame, 2007	64
Figura 4.10 – Confronto tra ablazione misurata sul terreno, quella calcolata utilizzando la radiazione registrata, e quella calcolata utilizzando la radiazione presunta, 2007.....	64
Tabella 4.5 – Errore percentuale ablazione stagione estiva 2007, dati Venerocolo.....	65
Figura 4.11 - Confronto tra ablazione misurata sul terreno e quella calcolata utilizzando la radiazione presunta, 2007	65
Tabella 4.6 – Errore percentuale ablazione stagione estiva 2007, dati Pantano	66
Tabella 4.7 – Dati misurati sul terreno per il periodo in esame, 2008	66
Tabella 4.8 – Dati misurati sul terreno per il periodo in esame, 2009	66
Figura 4.12 - Confronto tra ablazione misurata sul terreno e quella calcolata utilizzando la radiazione presunta, 2008	67
Figura 4.13 - Confronto tra ablazione misurata sul terreno e quella calcolata utilizzando la radiazione presunta, 2009	67
Tabella 4.9 – Errore percentuale ablazione stagione estiva 2008, dati Pantano	67
Tabella 4.10 – Errore percentuale ablazione stagione estiva 2009, dati Pantano	67
Figura 4.14 - Confronto tra i dati di temperatura dell’aria registrati sul Pantano in diversi anni per lo stesso periodo.....	68
Tabella 4.11 - Valori massimi, minimi e medi della temperatura dell’aria media giornaliera registrata sul Pantano.....	69
Figura 4.15 – Andamento giornaliero dei dati orari di temperatura dell’aria registrati sul Pantano del 27 settembre 2007.....	69

Figura 4.16 – Andamento giornaliero dei dati orari di temperatura dell'aria registrati sul Pantano del 19 agosto 2009.....	70
Figura 5.1 – Posizione del centro delle celle 100x100 per le quali verrà effettuato il calcolo dell'ablazione.....	72
Tabella 5.1 – Caratteristiche celle.....	73
Tabella 5.2 – Valori di temperatura, velocità del vento, radiazione e coefficiente convettivo per i tre giorni di studio	75
Tabella 5.3 – Valori di temperatura calcolati per diverse quote a partire da quelle misurate dalla stazione del Pantano.....	77
Tabella 5.4 – Calcolo DDF riferiti ai mesi di agosto e settembre negli anni 2007, 2008 e 2009.....	78
Tabella 5.5 – DDF utilizzati	79
Tabella 5.6 – Temperatura media giornaliera proiettata a diverse quote a partire da quella riferita alla stazione del Pantano, a quota 2325.....	79
Tabella 5.7 – Ablazione calcolata come prodotto tra la temperatura della tabella precedente e il DDF.....	80
Tabella 5.8 – Andamento-tipo di ablazione oraria giornaliera.....	81
Figura 5.2 - Andamento-tipo di ablazione oraria giornaliera	82
Figura 5.3 – Ghiacciaio	83
Tabella 5.9 – Numero di celle corrispondenti a ciascuna quota considerata	84
Tabella 5.10 - Ablazione totale ghiacciaio.....	84
Figura 5.4 – Ablazione totale ghiacciaio del 28 Luglio 2009.....	85
Figura 5.5 – Ablazione totale ghiacciaio del 23 Settembre 2009	85
Figura 5.6 – Ablazione totale ghiacciaio del 24 Settembre 2009	86
Tabella 6.1 – Misure della portata nei torrenti d'ablazione.....	87
Figura 6.1 – Portata misurata il 28 Luglio 2009	88
Figura 6.2 – Portata misurata il 23 Settembre 2009.....	88
Figura 6.3 – Portata misurata il 24 Settembre 2009.....	88
Figura 6.4 – Confronto tra la portata misurata e l'ablazione per il 28 Luglio	89
Figura 6.5 – Confronto tra la portata misurata e l'ablazione per il 23 Settembre	89
Figura 6.6 – Confronto tra la portata misurata e l'ablazione per il 24 Settembre	89
Figura 6.7 – Confronto tra la portata misurata e quella calcolata utilizzando il modello di Nash	94

Figura 6.8 – Confronta tra la portata misurata e quella calcolato utilizzando il modello di Nash94