

POLITECNICO DI MILANO

Facoltà di Ingegneria Civile e Ambientale

Corso di laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio



MODELLAZIONE IDROLOGICA DEL PERMAFROST NEL PARCO DELLO STELVIO

Relatore: Dott. Ing. Daniele Bocchiola

Correlatori: Prof. Mauro Guglielmin
Ing. Gabriele Confortola

Tesi di laurea di:
Federica Bacchetta
Matr. 770613

Anno Accademico: 2013-2014

La montagna è fatta per tutti, non solo per gli alpinisti: per coloro che desiderano riposo nella quiete, come per coloro che cercano nella fatica, un riposo ancora più forte.

Guido Rey

Ringraziamenti

Vorrei innanzitutto ringraziare il Professor Bocchiola per avermi dato l'opportunità di affrontare un tema così interessante e per la grande disponibilità che ha sempre mostrato nel fornirmi consigli e spunti di riflessione.

Un ringraziamento sincero all'Ing. Gabriele Confortola per avermi seguito costantemente e con entusiasmo nello svolgimento della tesi.

Un ringraziamento particolare al Professor Guglielmin per la disponibilità e i suggerimenti e per avermi dato l'opportunità di effettuare rilievi di campo in un contesto tanto bello come quello del Parco dello Stelvio.

E un grandissimo grazie ai miei genitori che non mi hanno mai fatto mancare il loro supporto, ai miei amici speciali Silvia, Sara, Viola, Casi per l'entusiasmo e l'allegria che mi hanno trasmesso nel corso di questi anni, a Fabio per la sua energia positiva e per esserci...sempre!

INDICE

Introduzione.....	6
1 Il permafrost.....	8
1.1 Definizione di permafrost.....	8
1.2 Variazioni di temperatura nel permafrost: lo strato attivo.....	11
1.3 Metodi d'individuazione e di monitoraggio del permafrost.....	13
1.3.1 Rilevamento geomorfologico	13
1.3.2 Rilevamento idrogeologico.....	18
1.3.3 Metodi termici.....	19
1.3.4 Metodi geofisici.....	20
1.3.5 Metodi diretti: le perforazioni.....	21
1.4 La distribuzione del permafrost.....	22
1.4.1 Il permafrost sulle Alpi.....	25
1.5 Problematiche legate al permafrost.....	31
1.5.1 Problemi geotecnici.....	32
1.5.2 Problemi strutturali.....	34
1.5.3 Problemi idrologici.....	36
2 Il bacino Braulio Stelvio.....	38
2.1 Inquadramento geografico, geologico e climatico.....	39
2.2 La rete delle stazioni di misura e le osservazioni meteorologiche.....	43
2.3 Calcolo dei gradienti di temperatura.....	44
2.4 Calcolo dei gradienti di altezza neve.....	47
2.5 La stazione Monte Livrio.....	49
2.5.1 La temperatura del suolo.....	52
2.6 L'idrometro Braulio Stelvio.....	56
2.6.1 Interpretazione del dato idrometrico.....	59
2.6.2 La scala di deflusso.....	62
2.6.3 Dalla lettura idrometrica al calcolo della portata.....	66
2.6.4 Metodo della diluizione salina.....	67
2.7 Il permafrost nel bacino	71

2.7.1	La campagna sperimentale.....	72
2.7.2	Il modello di distribuzione <i>Permaclim</i>	78
2.7.2.1	Il modello concettuale.....	79
2.7.2.2	I passi del modello.....	80
2.7.2.3	Implementazione in ArcGIS.....	82
2.7.2.4	Risultati.....	83
3	Modellazione idrologica del permafrost.....	85
3.1	Sintesi bibliografica o stato dell'arte.....	85
3.1.1	Modelli cartografici.....	86
3.1.2	Modelli idrologici.....	87
3.2	Modellazione dello strato attivo.....	88
3.2.1	Il modello di Klene.....	88
3.2.2	Le modifiche al modello di Klene.....	90
3.2.3	Validazione puntuale Monte Livrio.....	92
3.3	Bilancio idrologico a celle.....	96
3.4	Calibrazione del modello.....	103
4	Risultati.....	105
4.1	Validazione del modello.....	105
4.1.1	Portate.....	105
4.1.2	Strato attivo.....	114
4.1.3	Contenuto d'acqua.....	118
	Conclusioni e sviluppi futuri.....	124
	Appendice.....	126
	Bibliografia.....	127

Introduzione

L'ambiente montano di alta quota è caratterizzato prevalentemente dall'azione morfogenetica glaciale e periglaciale. Per ambiente periglaciale si intende un ambiente definito sulla base di condizioni climatiche caratterizzate da una bassa temperatura dell'aria e da scarsa piovosità, in cui diventano prevalenti l'azione del gelo e disgelo. In questo contesto si inserisce il permafrost, componente fondamentale della criosfera terrestre.

Nelle Alpi il permafrost occupa aree assai estese se confrontate con la superficie occupata dai ghiacciai e negli ultimi anni si è osservato un aumento di frane e crolli legati alla fusione del ghiaccio interstiziale che agisce da collante all'interno delle pareti rocciose.

Il cambiamento climatico inoltre, da teoria che era, è divenuto una realtà incontrovertibile e negli ultimi anni l'opinione pubblica ha rivolto sempre più interesse verso i problemi riguardanti il riscaldamento globale, primo fra tutti lo scioglimento dei ghiacciai. In quest'ottica rientra il crescente interesse verso il permafrost alpino, come dimostra il susseguirsi di progetti per il monitoraggio sia a scala locale che regionale.

Nonostante via via ancora confusione sull'argomento, nelle regioni dell'arco alpino, gli studi sul permafrost e sui fenomeni ad esso associati stanno aumentando.

Si pone quindi la necessità di inquadrare il problema in modo preciso, dandone una definizione corretta e descrivendo tutti i processi che caratterizzano il fenomeno e che stanno alla base del permafrost.

Nel presente lavoro verrà studiato il permafrost, i processi ad esso associati e verrà soprattutto indagata l'interazione con il ciclo idrologico. Scopo della tesi è la parametrizzazione del permafrost nell'area del Parco dello Stelvio e la modellazione del bilancio idrologico di un piccolo bacino alpino caratterizzato dalla presenza di suolo ghiacciato. Con questo studio si vuole verificare se la presenza di permafrost influenza l'idrologia alpina e si vuole mettere a punto un modello che simula il bilancio idrologico in presenza di suolo ghiacciato.

L'area di studio, denominata *bacino Braulio Stelvio*, si trova in Alta Valtellina nella Valle del Braulio, in prossimità del Passo dello Stelvio. Il bacino si estende per una superficie di 0.66 km² e le portate dell'omonimo torrente si attestano attorno ai 0.04 m³/s. Il clima è tipicamente alpino, con picchi di precipitazioni nei mesi primaverili ed estivi. Sul bacino è presente un *rock glacier* e numerose forme periglaciali connesse al permafrost. Per l'area di studio, è stata valutata la distribuzione del permafrost e si è studiata una modellazione idrologica in grado di riprodurre le portate del torrente tenendo conto della presenza di terreno permanentemente ghiacciato.

A tale scopo, il lavoro si è articolato in diverse fasi.

Innanzitutto si è fornita una panoramica teorica sul fenomeno permafrost, tramite l'analisi della bibliografia e dei progetti internazionali che hanno interessato l'arco alpino negli ultimi anni. Nel capitolo 1 sono stati definiti i vari processi termici che stanno alla base del permafrost ed è stato definito lo strato attivo come la zona superficiale di terreno che si trova al di sopra del punto di congelamento. Sono stati presentati i vari metodi di monitoraggio del permafrost e si sono studiate le problematiche, geologiche e strutturali, connesse ai terreni ghiacciati. Si è inoltre fornita una panoramica della distribuzione globale del permafrost.

Nel capitolo 2 si è studiato il permafrost nel bacino d'interesse Braulio Stelvio. Si sono analizzati ed elaborati i dati meteorologici e di portata provenienti dalle stazioni di riferimento e si è illustrato l'esito della campagna sperimentale condotta sul bacino nel luglio 2013. E' stato inoltre presentato e implementato in un software cartografico il modello di distribuzione del permafrost *Permaclim*.

Nel capitolo 3 si è proceduto con la modellazione idrologica del permafrost nel bacino Braulio Stelvio. Si è dapprima modellata l'evoluzione temporale dello strato attivo e si è in seguito implementato in *Matlab* un codice per la modellazione del ciclo idrologico a celle.

Infine, nel capitolo 4 si sono presentati i risultati in termini di portata, spessore dello strato attivo e contenuto d'acqua. I risultati sono stati analizzati e confrontati con i valori osservati provenienti dalle stazioni di riferimento.

Capitolo 1

Il permafrost

Da un punto di vista geomorfologico, l'ambiente alpino è caratterizzato dalla presenza di due elementi di grande importanza: i ghiacciai e il permafrost. Mentre per quanto riguarda i ghiacciai, la presenza e la loro estensione è abbondantemente studiata e catalogata in letteratura, per quanto riguarda il permafrost, l'individuazione delle aree interessate dal fenomeno e l'interpretazione dei dati provenienti da esse non è sempre un compito facile e immediato.

Negli ultimi anni l'interesse da parte delle Istituzioni e anche da parte dell'opinione pubblica sul permafrost è cresciuto notevolmente, nonostante via sia ancora molta confusione su questo aspetto.

Si pone quindi la necessità di inquadrare il problema in modo preciso, dandone una definizione corretta e descrivendo tutti gli aspetti che caratterizzano il fenomeno, al fine di poter quindi procedere ad una modellazione numerica e simulare nel dettaglio i processi che stanno alla base del permafrost.

1.1 Definizione di permafrost

Il permafrost è una componente importante della criosfera terrestre. La prima definizione è quella proposta nel 1947 da Muller secondo cui il permafrost è *“un qualsiasi terreno che rimane congelato per più di un anno”* (Muller, 1947). In una visione più moderna si definisce permafrost *“un qualsiasi terreno che rimane sotto la temperatura di 0°C per più di due anni consecutivi”* (Brown e Kupsch, 1974).

Si deduce da qui che il permafrost può essere sia un corpo contenente acqua gelata sia un corpo asciutto, può essere un ammasso roccioso o un terreno sciolto, e può essere caratterizzato sia da movimenti di

aggradazione (aumento) del volume sia da movimenti di degradazione (diminuzione) in seguito ai cambiamenti delle condizioni climatiche.

Sulla formazione del permafrost sono state formulate varie ipotesi; secondo alcuni autori si è formato durante il Pleistocene, secondo altri, in tempi più recenti.

La sua presenza è comunque legata alla temperatura media annua del suolo (*TMAS*). Questo parametro permette di definire la *tavola del permafrost* come la porzione di terreno che rimane per due anni inferiore a 0°C e lo *strato attivo* come la zona superficiale di terreno che può trovarsi al di sopra del punto di congelamento (generalmente in estate).

La classificazione del permafrost viene fatta su base climatica, con l'ausilio della temperatura media annua dell'aria, *MAAT*, e delle precipitazioni, *P* (Haerberli, 1985):

- *Permafrost continuo*: MAAT < -8°C
P < 500 mm/anno
- *Permafrost discontinuo*: -8°C < MAAT < -1°C
P < 2500 mm/anno
- *Permafrost sporadico*: MAAT > -1°C
P < 2500 mm/anno

In figura 1.1 è rappresentato il diagramma della criosfera (Haerberli, 1985). Il diagramma descrive la presenza di diversi tipi di permafrost e di ghiacciai in funzione della temperatura media annua dell'aria (asse delle ordinate) e delle precipitazioni totali annue (asse delle ascisse). Con le lettere A, B, C si indicano rispettivamente i casi di permafrost continuo, discontinuo e sporadico.

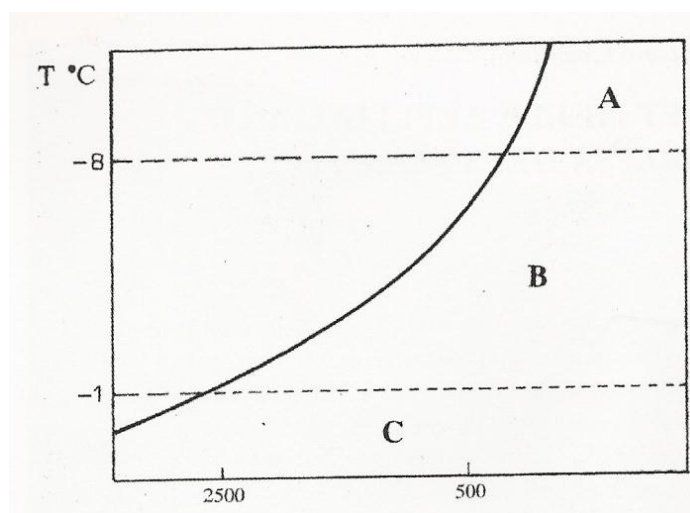


Figura 1.1. Diagramma della criosfera (Haerberli, 1985).

Il permafrost alpino, tuttavia, non può essere suddiviso semplicemente su base climatica, in quanto è influenzato soprattutto dall'esposizione, dalla topografia e dalla copertura nevosa.

In questo caso si può classificare il permafrost in base alla sua percentuale (Harris, 1986). Le zone a permafrost continuo presentano percentuali di permafrost superiori all'80%, mentre in quelle a permafrost discontinuo la percentuale varia fra il 30% e l'80%. Infine, le zone con permafrost sporadico presentano percentuali di permafrost inferiori al 30%.

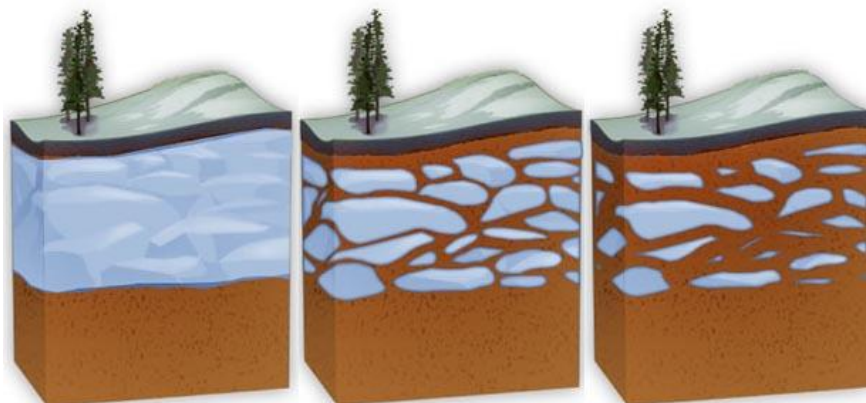


Figura 1.2. Tipologie di permafrost. Da sinistra verso destra: continuo, discontinuo, sporadico.

Il permafrost si differenzia anche per tipologia e struttura del ghiaccio in esso presente.

Il contenuto di ghiaccio nel permafrost è variabile anche in condizioni climatiche stazionarie, essendo dipendente dalle caratteristiche granulometriche e tessiturali del terreno, dalla porosità e dal grado di saturazione.

Il ghiaccio contenuto nel permafrost si presenta sotto quattro forme principali:

- ghiaccio interstiziale che colma i pori della roccia o del terreno senza provocare deformazioni;
- ghiaccio di segregazione in sottili dischetti (masse lenticolari);
- ghiaccio a cunei, nato dal congelamento nelle fessure di acqua primaverile originata dalla fusione della neve;
- ghiaccio massivo o intrusivo, formato da nuclei di ghiaccio puro di origine glaciale o nati dal congelamento dell'acqua proveniente dalle profondità.



Figura 1.3. Ghiaccio interstiziale e ghiaccio massivo in terreni a permafrost.

Quando il ghiaccio è presente in percentuali superiori a quelle del volume dei pori del terreno in cui è contenuto, si parla di eccesso di ghiaccio per segregazione o di *permafrost soprasaturo*. In questo caso, sotto l'effetto deformante del ghiaccio, il materiale può mettersi in movimento dando luogo a scorrimenti come per i ghiacciai rocciosi.

La dinamica del permafrost è molto complessa così come le interazioni con il clima e la biosfera, ma il bilancio energetico dipende dal tipo di copertura che, in ambiente alpino, è rappresentato dalla copertura nivale e vegetale.

Il permafrost reagisce in modo diverso in funzione dell'intensità e della durata delle variazioni di temperatura superficiale, diventando in questo modo uno strumento utile come indicatore climatico a diverse scale temporali e con risoluzioni differenti (Guglielmin, 2007).

Le variazioni del permafrost possono essere rilevanti anche dal punto di vista idrologico, basti pensare alle conseguenze dell'ispessimento dello strato attivo che porterebbe ad un aumento dell'infiltrazione ed una diminuzione del deflusso superficiale, con implicazioni rilevanti anche sulla vegetazione (Cannone, 2007).

La presenza di flora è possibile soltanto sullo strato attivo superficiale, in quanto lo sviluppo di forme viventi può avvenire solo su terreni scongelati per almeno una parte dell'anno e che possiedono quindi acqua allo stato liquido.

1.2 Variazioni di temperatura nel permafrost: lo strato attivo

Lo *strato attivo* è definito come uno strato di terreno che subisce annuali congelamenti e scongelamenti. I flussi di calore e di umidità che avvengono fra il permafrost e l'atmosfera hanno luogo proprio nello strato attivo. Al di sotto dello strato attivo si trova il permafrost permanente, terreno profondo che non si è più scongelato dal tempo dell'ultima glaciazione (circa 10 000 anni fa) e che costituisce un prodotto della glaciazione conservatosi fino ai nostri giorni.

La massima profondità raggiunta dallo strato attivo può variare da pochi centimetri a qualche metro in base alle condizioni climatiche. Nelle regioni artiche più fredde lo strato attivo può essere di soli 30-50 cm mentre nelle regioni a permafrost sporadico lo strato in fase di fusione può raggiungere anche i 3 metri di profondità.

Lo spessore dello strato attivo decresce generalmente da sud verso nord e con l'aumentare della quota, ma tale andamento può essere modificato da condizioni locali. Quando lo strato attivo gela, si osservano sottili inclusioni di ghiaccio nello strato superficiale, mentre nella parte centrale si ha un disseccamento del terreno per via dell'emigrazione del vapore verso i due fronti di congelamento, uno che si muove dalla superficie verso il basso e uno dalla tavola del permafrost verso l'alto. Lo strato più basso presenta lenti di ghiaccio più o meno spesse.

Col progredire della stagione di fusione l'acqua nello strato attivo tende ad aumentare e, nel periodo estivo, in terreni pianeggianti, si vengono a formare vere e proprie zone paludose. Lungo i versanti si instaura invece, una circolazione idrica in cui la tavola del permafrost rappresenta una base impermeabile, e l'acqua può fluire solo all'interno dello spessore attivo o in sacche di sedimenti non gelati detti *talik*.

Per quanto riguarda l'evoluzione termica dello strato attivo nel corso delle stagioni, bisogna evidenziare come, mentre il fronte del disgelo è unico e procede dall'alto verso il basso, i fronti di congelamento sono due, in quanto uno procede dalla superficie verso il basso e l'altro dalla tavola del permafrost verso l'alto (French, 1988).

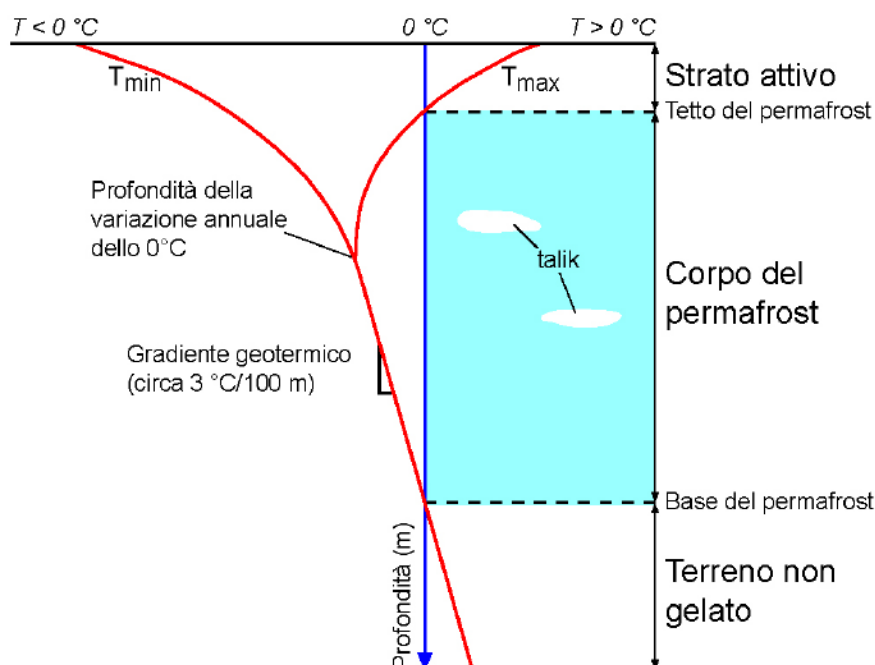


Figura 1.4. Profilo termico nel permafrost.

Al di sopra della tavola del permafrost la temperatura può variare mensilmente raggiungendo nei periodi estivi anche valori positivi (figura 1.4).

Al di sotto della tavola del permafrost la temperatura rimane costantemente al di sotto di 0°C ma può comunque subire delle oscillazioni sino ad una profondità massima detta profondità dell'escursione annua nulla (*Zero Annual Amplitude, ZAA*). La profondità della ZAA varia in genere da 10 a 15 m, ma può essere maggiore in ammassi rocciosi con discreta conducibilità del calore. Sotto questa profondità la temperatura cambia solo per effetto di variazioni dei flussi geotermici o per cambiamenti climatici importanti che si protraggono per più secoli. L'effetto delle variazioni di temperatura dell'aria sul suolo, infatti, viene ritardato nel tempo e attenuato al crescere della profondità.

Il profilo termico all'interno del permafrost è condizionato quindi dalle proprietà termiche dei litotipi presenti alle diverse profondità, dallo spessore di copertura nevosa e dalle temperature dell'aria, ovvero dall'escursione termica che la superficie del suolo subisce.

In base a questi fattori, il gradiente geotermico può variare da 1°C/22m a 1°C/160m; in genere come valore medio si considera 1°C/54m.

In figura 1.5 è illustrata la variazione dello spessore dello strato attivo in funzione della conducibilità idraulica a due diverse temperature medie annue della superficie (-2 e -3 °C). Si tratta di diverse

tipologie di depositi; procedendo da sinistra verso destra il caso di una roccia, di un deposito morenico con il 40 % di acqua, dello stesso deposito asciutto ed infine di un deposito argilloso asciutto. Si osserva come il permafrost raggiunga spessori più elevati nel caso di substrati rocciosi (elevata conducibilità) e temperature inferiori.

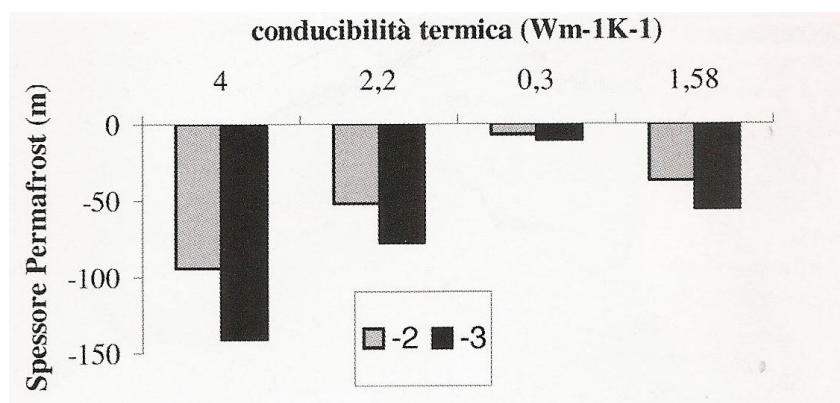


Figura 1.5. Variazione dello spessore del permafrost in funzione delle diverse conducibilità idrauliche (Guglielmin, 2004).

1.3 Metodi d'individuazione e di monitoraggio del permafrost

Esistono molti metodi per la determinazione e l'individuazione del permafrost. La maggior parte di essi rientra nella categoria dei **metodi indiretti**. Questi metodi individuano empiricamente le zone a permafrost in base alla presenza di forme periglaciali o vegetazionali tipiche degli ambienti a permafrost. Sempre nella categoria dei metodi indiretti rientrano anche le indagini termiche che misurano le temperature superficiali o della parte superiore dello strato attivo e le indagini geofisiche, che in realtà individuano la presenza di ghiaccio e non di permafrost. Un cenno merita anche il telerilevamento che misura in genere spostamenti di superfici correlabili al permafrost o caratteristiche superficiali come vegetazione, saturazione e temperatura del suolo.

Tra i **metodi diretti** rientra invece la tecnica della perforazione con sondaggi geognostici che raggiungono la tavola del permafrost e che vengono poi attrezzati con opportune strumentazioni per poter rilevare la temperatura a varie profondità. Quest'ultimo metodo, anche se molto costoso e oneroso in termini logistici e di messa in opera, è molto importante in quanto solo attraverso la perforazione diretta si può ottenere l'assoluta certezza della presenza di permafrost e informazioni fondamentali come la temperatura nel suolo, il contenuto di ghiaccio e il suo spessore.

1.3.1 Rilevamento geomorfologico

Il rilevamento geomorfologico del territorio consiste nell'individuazione di alcune forme periglaciali tipiche di ambienti interessati da permafrost. Questa tipologia d'indagine tuttavia, non è univoca e non fornisce un risultato del tutto sicuro sulla presenza di permafrost; questo perché esistono alcune forme

periglaciali che, in alcuni casi, sono effettivamente correlate alla presenza di suolo congelato, e in altri rappresentano solo realtà tipiche dell'ambiente alpino ma non sempre indizi di permafrost. E' il caso dei *rock glaciers*, considerati da alcuni autori come i principali indicatori di permafrost e da altri come evoluzione terminale di piccoli apparati glaciali. Altre forme invece sono di difficile riconoscimento; i lobi di *geliflusso* per esempio, possono essere facilmente confusi con i lobi di *soliflusso* che si generano invece in zone totalmente prive di permafrost.

Per tutti questi motivi le osservazioni geomorfologiche del territorio che si vuole analizzare andranno opportunamente correlate anche ad indagini fisiche e/o a metodi diretti.

I principali **processi periglaciali** che portano alla formazione di forme tipiche degli ambienti a permafrost sono:

- **Criosolleamento**: consiste nel sollevamento di particelle di suolo per opera di lenti di ghiaccio che si vengono a formare all'interno del suolo a causa del gelo (French, 1976). L'acqua risale dagli strati inferiori non congelati e raggiunge queste lenti alimentandone dal basso verso l'alto, con un conseguente un innalzamento del sedimento sovrastante.
- **Reptazione**: durante i cicli di gelo e disgelo, il suolo subisce rigonfiamenti e contrazioni, durante le quali sui versanti più inclinati, le particelle più esposte non tornano in posizione originaria ma si spostano verso valle, con un movimento proporzionale all'inclinazione del pendio.
- **Geliflussione**: si tratta di un movimento plastico verso valle della parte superficiale del suolo che avviene quando la copertura detritica viene imbibita dalle acque meteoriche o dalle acque di disgelo (Carton & Pelfini, 1991).
- **Termocarsismo**: corrisponde al collasso della superficie topografica per fusione localizzata del permafrost.

Le principali **forme periglaciali** connesse a questi processi sono:

- **Rock glaciers**

I *rock glaciers* rappresentano l'indizio principale di permafrost alpino. Sono dei corpi costituiti da blocchi angolari, di forma lobata o linguoide, somiglianti a dei piccoli ghiacciai. Sono generalmente presenti in alta montagna e sono caratterizzati da rughe, solchi e lobi in superficie. La massa dei *rock glaciers* è costituita da detrito roccioso cementato da ghiaccio, che si conserva in gran parte anche durante l'estate. Essi hanno aspetto di colate e hanno origine dalle falde detritiche dei circhi e dei versanti montuosi. Il movimento è di tipo *creep* ed è il risultato degli spostamenti dei detriti in seguito alle trasformazioni del ghiaccio. In superficie, si formano lobi ed archi che stanno ad indicare un movimento più accentuato al centro che ai lati.

A seconda del loro "stato di attività" si possono suddividere in tre gruppi:

- ghiacciai rocciosi **attivi**: contengono del ghiaccio e sono in movimento (figura 1.6);
- ghiacciai rocciosi **inattivi**: contengono ancora del ghiaccio, ma non si spostano più (figura 1.7);
- ghiacciai rocciosi **relitti**: non contengono più ghiaccio ma sono presenti depressioni dovute allo scioglimento dell'ex-ghiacciaio presente internamente (figura 1.8).



Figura 1.6. Ghiacciaio roccioso attivo dei Ganoni di Schenadüi, Val Cadlino (Passo del Lucomagno).

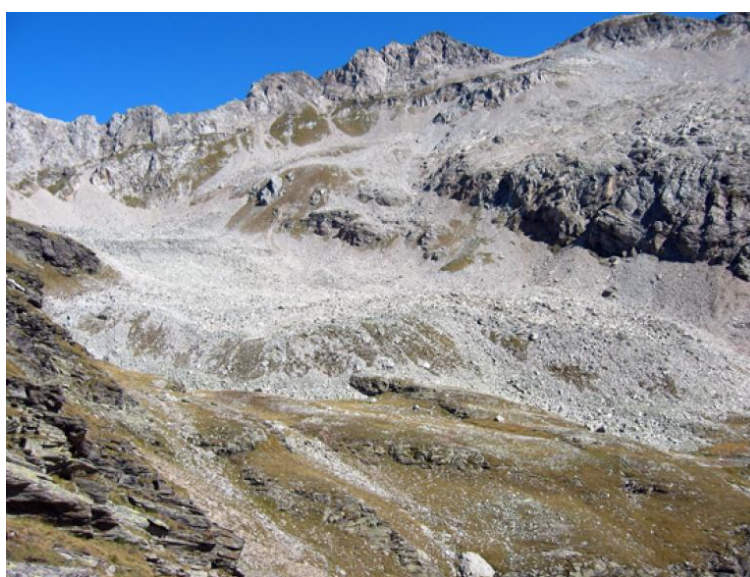


Figura 1.7. Ghiacciaio roccioso inattivo dell'Alpe Pièi (Valle di Blenio).



Figura 1.8. Ghiacciaio roccioso relitto dell'Alpe Sceru (alta Val Malvaglia).

- **Lobi di geliflusso**

La *gelifluzione* è un fenomeno che descrive l'effetto provocato dall'azione del gelo-disgelo stagionale che satura il terreno in superficie e induce movimenti profondi di *creep* lungo il pendio.

I lobi di *geliflusso* sono delle evidenze morfologiche che testimoniano un flusso relativamente profondo in terreni con permafrost.



Figura 1.9. Versante coperto da lobi di *geliflusso*, regione del Passo della Greina.

- **Terreni strutturati**

I suoli strutturati si suddividono in base alla disposizione superficiale in: poligonali, a cerchi, a reticoli e suoli striati.

I cerchi di pietre si trovano su terreni pianeggianti: il materiale fine sottogiacente, molto ricco di ghiaccio, si solleva in modo marcato respingendo a poco a poco i ciottoli in periferia e dando vita a forme circolari.

Se il terreno non è del tutto pianeggiante, i cerchi di pietra si deformano e si allungano lungo le linee di massima pendenza creando poligoni allungati simili a rettangoli che finiscono per aprirsi, dando vita a terreni striati. Questo "allungamento" avviene per *crioreptazione*, con uno scivolamento lento delle particelle durante lo scioglimento.



Figura 1.10. Cerchi di pietra nell'arcipelago delle Isole Svalbard.

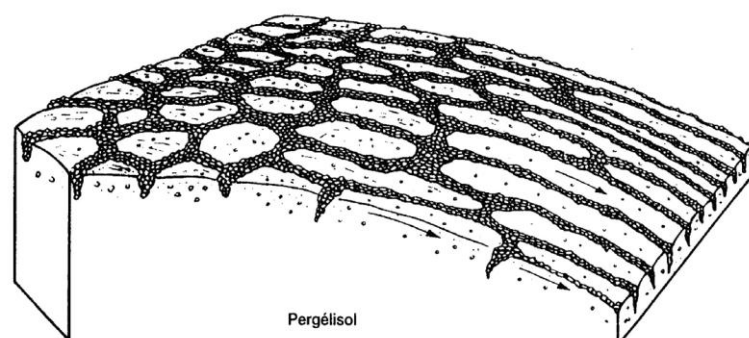


Figura 1.11. La pendenza allunga i poligoni e crea i suoli striati.

- **Pingo e palse**

I *pingo* sono degli ammassi terrosi in zone pianeggianti che contengono un nucleo di ghiaccio vivo e sono tipiche della tundra e di terreni a permafrost. Queste formazioni raggiungono un'altezza compresa tra i 5 e i 30 m (60 al massimo) e un diametro compreso tra i 30 e i 600 m. Sembra che traggano origine da affioramenti di vene acquifere profonde che, a temperature più alte dell'ambiente esterno, riescono ad aprirsi delle brecce nel permafrost e a sfogare la loro pressione; giunte in superficie sollevano la crosta del terreno e gelano.

Le *palse* sono sempre formazioni periglaciali tipiche degli ambienti a permafrost ma sono più basse e si presentano come collinette emergenti da torbiera. Le *palse* hanno origine da processi di crio-sollevamento che porta alla formazione di ghiaccio lenticolare al loro interno. Queste forme si ritrovano in abbondanza in Lapponia, in Islanda e nel Quebec e sono tipiche di zone a permafrost discontinuo.



Figura 1.12. *Pingo* in Alaska.



Figura 1.13. Gruppo di *palse* viste dall'alto.

- **Cuscinetti erbosi**

Sono generalmente delle formazioni circolari in terra, formati da matrice medio-fine. Si formano in corrispondenza di terreni con un'elevata percentuale di frazione fine e con un certo grado di umidità e sono alti in genere qualche decimetro. Si sviluppano tramite *crioturbazione* nella zona compresa dello strato attivo.



Figura 1.14. Cuscinetti erbosi in Ladakh.

1.3.2 Rilevamento idrogeologico

Il rilevamento idrogeologico viene effettuato analizzando le acque delle sorgenti situate in terreni con permafrost. Un parametro importante è la temperatura dell'acqua; in generale a parità di quota, le sorgenti su permafrost hanno una temperatura estiva dell'acqua nettamente inferiore alle sorgenti non su permafrost e non superano il valore di 1.7 °C (Evin, 1984). Altre indagini possono essere condotte sulla chimica dell'acque e sul carico in sospensione che per acquiferi su permafrost risulta sempre molto più basso di quello delle acque di fusione glaciale (Guglielmin, 2008).

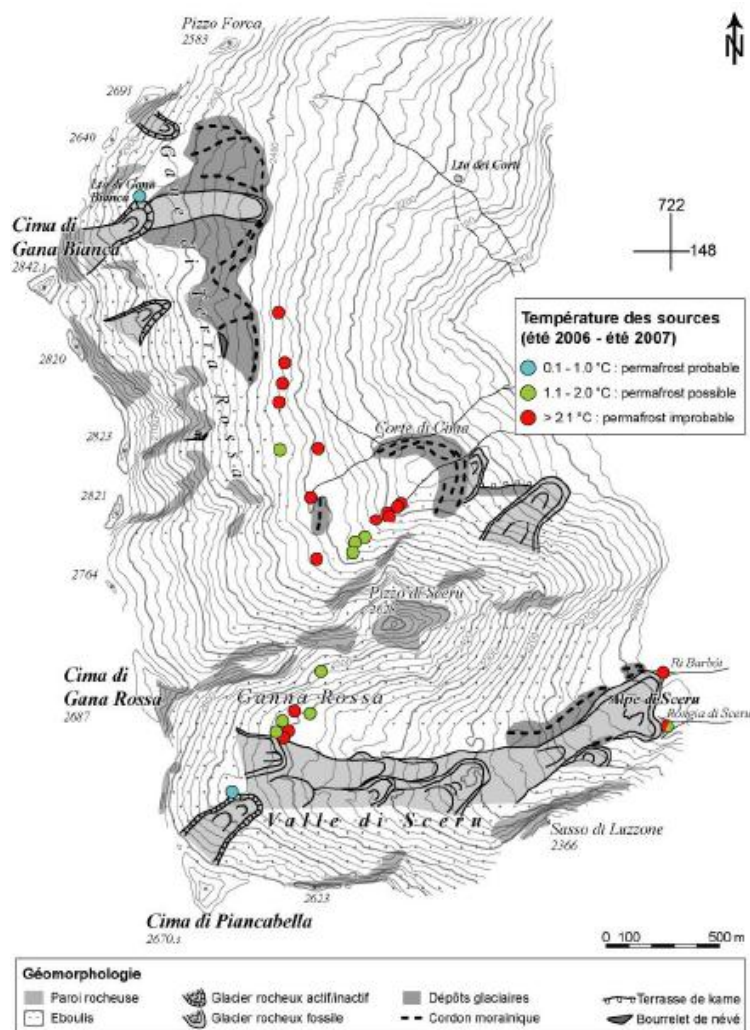


Figura 1.15. Indagine idrogeologica sulle sorgenti della Valle di Scerù (Ticino).

1.3.3 Metodi termici

Tra le indagini termiche per l'individuazione del permafrost rientrano i metodi indiretti SGT (*Shallow Temperature of Ground in summer*). Queste indagini sono volte a misurare la temperatura dello strato attivo in estate (Guglielmin, 1997). Le prove SGT consentono, senza particolari apparecchiature, di determinare la presenza di permafrost e lo spessore dello strato attivo, misurando la temperatura del suolo nei primi 30 cm di profondità.

Il metodo termico più usato è però il BTS (*Bottom Temperature of winter Snow cover*) ossia la misura di temperatura alla base del manto nevoso al termine della stagione invernale (Haeberli, 1973; Guglielmin, 1994). Questa metodologia si fonda sul concetto che la coltre nevosa agisce da isolante termico per il terreno sottostante. Affinché le misurazioni siano valide è necessario uno spessore rilevante di neve (superiore a 80 cm) e non devono essere presenti zone scoperte nelle vicinanze del sito di misura. Tradizionalmente si considerano valori inferiori a -3°C come indicatori dell'alta probabilità di riscontrare permafrost (>75%), quelli compresi tra -2 e -3°C indicatori di probabilità più basse (25-

75%) ed infine quelli con valori superiori a -2°C come indicatori di assenza o scarsa probabilità (<25%).

1.3.4 Metodi geofisici

I metodi d'indagine geofisica sono metodi non invasivi che forniscono un'immagine del sottosuolo a partire dalla superficie. Essi permettono di studiare la ripartizione di alcune caratteristiche fisiche del sottosuolo come ad esempio: la temperatura, il contenuto di acqua e di ghiaccio, la stratigrafia. Tutti i metodi geofisici per l'individuazione del permafrost, sfruttano il concetto che il ghiaccio riesca a modificare le proprietà elettriche, elettromagnetiche e le caratteristiche di propagazione delle onde sismiche rispetto all'aria e all'acqua e quindi può essere facilmente riconosciuto se presente in un terreno in percentuali significative.

Tra i metodi più utilizzati risultano: la tomografia elettrica e il georadar.

La **tomografia elettrica** si basa sulla misura della differenza di resistività elettrica nel sottosuolo su di una griglia bidimensionale o tridimensionale (Loke e Barker, 1995). Una corrente elettrica è indotta nel terreno per mezzo di due elettrodi e la differenza di potenziale è misurata su altri elettrodi situati tra i due. Le differenze d'intensità e di potenziale servono a calcolare la resistenza elettrica degli strati del terreno. Si misura lungo sezioni lineari e si completa con misurazioni puntuali, attraverso ad esempio delle perforazioni. Questo metodo richiede meno tempo e ha un costo minore rispetto a qualsiasi altra analisi che richieda un intervento meccanico sul terreno. Serie successive di misure geoelettriche permettono inoltre, di investigare i cambiamenti nel permafrost.

La resistività elettrica è un parametro fisico importante per la determinazione del permafrost in quanto incrementa con l'aumento del tenore in ghiaccio e con la diminuzione della temperatura.

In tabella 1.1 sono riportati dei valori tipici di resistenza elettrica per alcuni materiali e in figura 1.16 viene mostrata una prospezione geoelettrica condotta in alta Val Malvaglia.

Materiale	Resistenza elettrica [Ωm]
Argilla	1 – 100
Sabbia	100 – 5×10^3
Ghiaia	100 – 4×10^2
Granito	5×10^3 – 10^6
Scisto	100 – 10^4
Acqua sotterranea	10 – 300
Terreno gelato, ghiaccio del terreno, permafrost di montagna	1 – 10^3 – 10^6
Ghiaccio di ghiacciaio (temperato)	10^6 – 10^8
Aria	infinita

Tabella 1.1. Valori tipici di resistenza elettrica per alcuni materiali (Hauck e Kneisel 2008).

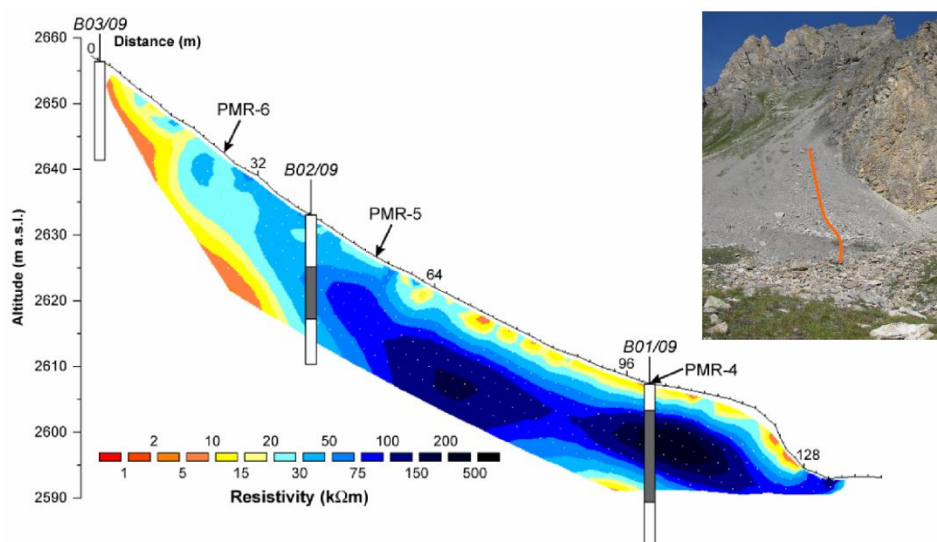


Figura 1.16. Sondaggio geoelettrico in presenza di permafrost, alta Val Malvaglia. Il valore di resistività aumenta sensibilmente nella parte centrale e finale della sezione.

Un altro metodo molto utilizzato nel campo delle indagini geofisiche è il **georadar**. Il georadar è un metodo elettromagnetico a riflessione applicato mediante un'antenna appoggiata al terreno che trasmette e riceve onde elettromagnetiche. Facendo scorrere l'antenna lungo una direzione, si mappano i segnali ricevuti in funzione del tempo di andata e ritorno, che viene poi trasformato in profondità. Le riflessioni sono generate da contrasti di conducibilità, di costante dielettrica e di permeabilità magnetica. L'attenuazione del segnale cresce con l'aumentare della conducibilità del materiale; poiché il ghiaccio presenta valori bassi di conducibilità (0,01 mS/m), il metodo è stato applicato con successo, per determinare ad esempio lo spessore dei ghiacci antartici usando frequenze più basse possibili (10 MHz). Nel permafrost invece, l'attenuazione è maggiore rispetto al ghiaccio puro e il metodo consente di investigare fino a profondità raramente maggiori di 30 m. Il problema del radar è la rilevante dispersione di segnale dovuta allo *scattering* della superficie ed al materiale in genere grossolano superficiale ed alla ridotta profondità di penetrazione. In generale per ottenere buoni risultati si ricorre a profili con antenne a diversa frequenza (50, 100, 200 MHz) (Guglielmin, 2008).

1.3.5 Metodi diretti: le perforazioni

Un'altra grande classe d'indagine per l'individuazione del permafrost sono le **perforazioni**. Le perforazioni forniscono indicazioni dirette sulle proprietà del terreno di fondazione fino a una grande profondità, ma, purtroppo, sono indagini puntuali. Le perforazioni fanno parte dei metodi di analisi più costosi in termini di tempo e di spesa, ma sono particolarmente utili in quanto permettono di rilevare successivamente e a lungo termine le temperature del suolo o le deformazioni a diverse profondità.

Un sistema di perforazione rapido e relativamente a basso costo è il sistema a distruzione (martello a fondo foro). I materiali sono estratti tramite soffiaggio ad aria compressa. Durante tali perforazioni è così possibile identificare i materiali del terreno di fondazione seguendo la progressione della perforatrice ed esaminando le proprietà dei materiali estratti distinguendoli tra roccia, detriti, detriti

contenenti ghiaccio e ghiaccio. Se è presente del ghiaccio, il materiale estratto contiene generalmente frammenti di ghiaccio e la perforazione è più problematica.

Le perforazioni con carotiere doppio sono più costose e complicate, ma permettono di estrarre i materiali nello stato più intatto possibile. Le carote così prelevate sono conservate al fresco e trasportate in laboratorio allo stato ghiacciato per essere analizzate. A seconda del tipo di perforatrice, il carotaggio può raggiungere alcuni metri o diverse centinaia di metri. In ogni caso, bisognerebbe attraversare lo strato attivo e, se possibile, raggiungere la base del permafrost. Il foro di sondaggio viene ripulito tramite aria e, per permettere la realizzazione di successive misurazioni, i fori vengono in genere equipaggiati con un tubo impermeabile.



Figura 1.17. Perforazione ad alta quota per lo studio del permafrost. L'unico sistema per poter studiare direttamente il permafrost è quello di effettuare delle perforazioni profonde, altrimenti il suo studio è basato su dei metodi indiretti.

1.4 La distribuzione del permafrost

Il permafrost costituisce uno degli elementi più importanti della criosfera. Si stima che un quinto delle terre emerse sia coperto da permafrost e che approssimativamente il 25 % delle terre dell'emisfero settentrionale sia interessato da suolo ghiacciato in maniera perenne.

Il permafrost è presente principalmente nelle regioni artiche, in prossimità dei poli, ma anche in alta montagna (nelle Alpi a partire da quote di circa 2 600 m s.l.m, in funzione dell'esposizione). Esso interessa il 60 % del territorio russo e il 50 % del Canada, parte della Groenlandia e quasi la totalità dell'Antartide, ma è presente anche in molti altri paesi anche se non in modo così marcato.



Figura 1.18. Distribuzione del permafrost nell'emisfero boreale.

Lo spessore del permafrost varia da regione a regione. In Siberia, in Canada e in Alaska, in regioni dove la temperatura media annua dell'aria è compresa tra -7°C e -16°C , la base del permafrost è stata trovata a una profondità di 300-600 m, con un massimo di 1500 m in Siberia, a 66° di latitudine Nord. Il permafrost raggiunge spessori record anche nell'Artico nord-americano con 740 m e nel nord della Yakoutie (nell'Artico russo) da 800 a 1600 m.

Nelle regioni continentali artiche e subartiche si distinguono generalmente:

- zone con permafrost **continuo** in cui il permafrost occupa più dell'80 % della zona considerata;
- zone con permafrost **discontinuo**: dal 30 all'80 %;
- zone con permafrost **sporadico**: zone limitate di suolo gelato (<30 %).

Questa distribuzione zonale è schematica perché si deve tener conto anche dell'influenza dei fattori locali; nelle zone di permafrost continuo, ad esempio esso scompare sotto i laghi e sotto i fiumi a causa dell'inerzia termica di queste masse d'acqua; i limiti possono variare leggermente in seguito alla quantità di radiazioni solari che lo raggiungono: la diversa orientazione (versante nord o sud), lo spessore e la copertura del terreno, che funge da isolante, possono favorire o meno la presenza del permafrost.

Sul continente nord-americano e particolarmente in Canada, la lunghezza e la rigidità dell'inverno artico spiegano in gran parte l'esistenza di un terreno gelato di origine millenaria che non riesce a

sciogliersi per mancanza di vere estati. La distribuzione odierna del permafrost canadese, ben evidenziata dalla cartina precedente e dalla seguente riguardante la profondità, è dunque ampia. Il permafrost si riscontra in circa il 50 % del suolo canadese, sia sotto forma continua, che discontinua e sporadica.

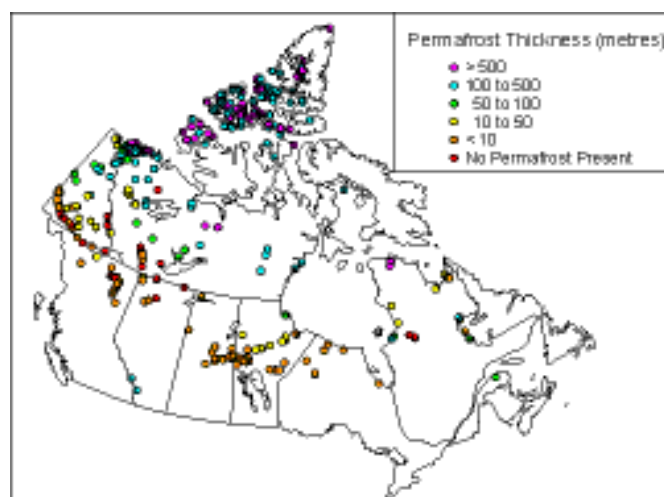


Figura 1.19. Profondità del permafrost in Canada.

Per quanto riguarda l'Europa, il permafrost è diffuso nella parte settentrionale della Scandinavia, mentre nel Sud della Norvegia si trova permafrost continuo al di sopra dei 1200 m s.l.m. La presenza del permafrost in Norvegia è tuttavia molto variabile; nei pressi della costa oceanica meridionale si trova al di sopra dei 1600 m s.l.m., mentre nelle zone più interne il permafrost sporadico è stato rinvenuto anche a quote di 300 m s.l.m.

In Islanda il permafrost è diffuso nella parte orientale e settentrionale dell'isola (figura 1.20), sugli altipiani, a quote superiori ai 200 m s.l.m. e nei pressi dei maggiori ghiacciai

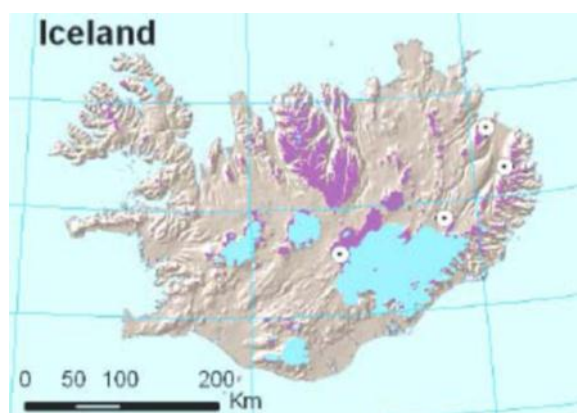


Figura 1.20. In azzurro e viola le aree interessate dal permafrost in Islanda.

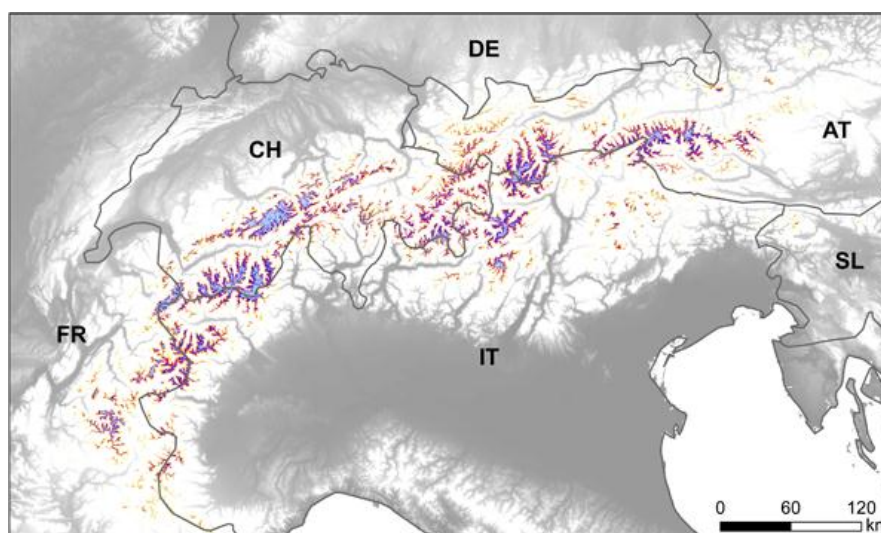
Occorre infine ricordare l'esistenza di un permafrost sottomarino, anch'esso di origine millenaria, particolarmente sviluppato nel mare di Beaufort e al largo delle coste siberiane. L'abbassamento del livello marino durante i periodi freddi del Quaternario ha, in effetti, fatto emergere a più riprese delle piattaforme continentali in cui si è costituito un permafrost che oggi può oltrepassare 700 m di spessore. Inglobato dal mare circa 10'000 anni fa da allora è protetto dalla fusione per l'inerzia termica dell'oceano Glaciale Artico.

1.4.1 Il permafrost sulle Alpi

Il permafrost alpino è diverso da quello delle aree circumpolari. Il regime termico del suolo dipende in gran parte dagli effetti del microclima e in particolare è legato all'altitudine, all'esposizione ed inclinazione dei versanti, alle caratteristiche termiche dei materiali, all'intensità delle radiazioni solari e alla presenza di neve. A causa della complessità dei parametri, la conoscenza della distribuzione del permafrost alpino è alquanto parziale ed è difficile da rilevare. Si possono in ogni caso fare delle considerazioni generali.

Nelle Alpi, la superficie del permafrost è stata valutata per eccesso, attorno ai 50000 km² (Guglielmin, 1997) e lo spessore del terreno ghiacciato si aggira mediamente intorno ai 20 m, anche se in alcuni casi può raggiungere valori notevoli superando i 200 m come documentato nei pressi del Monte Livrio (Passo dello Stelvio). Lo spessore dello strato attivo si attesta invece tra 1 e 3 m raggiungendo picchi massimi di 5 m.

Nella figura 1.21 si può osservare l'estensione del permafrost sulle Alpi. La mappa è stata realizzata nell'ambito del progetto *Permanet*, nato con l'obiettivo di monitorare il permafrost su tutto l'arco alpino attraverso l'installazione di una rete di monitoraggio permanente e di contribuire alla mitigazione dei pericoli naturali connessi alla sua degradazione.



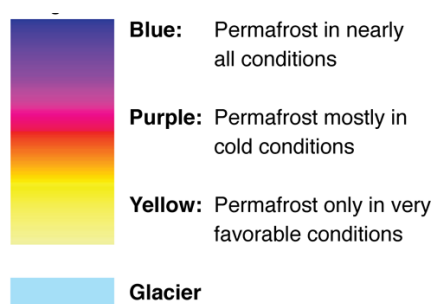


Figura 1.21. Alpine Permafrost Index Map (APIM) realizzata nell'ambito del progetto *Permanet* e relativa legenda.

Le zone dove si ha la maggiore probabilità di trovare permafrost sulle Alpi sono i massicci interni situati sul confine italo-svizzero e italo-austriaco o nei settori centrali delle Alpi Retiche e Atesine. Si ha una minore probabilità invece, nelle Alpi orientali (Alpi Dolomitiche, Carniche e Giulie). Nelle Alpi Occidentali e Centrali, a quote comprese tra i 2000 e i 3200 m, il permafrost è sempre discontinuo e sporadico mentre diventa continuo a quote superiori in zone dove non sono presenti corpi glaciali.

In casi particolari si può trovare anche permafrost a quote basse (verso i 1000 m di altitudine); si tratta di permafrost azonale situato generalmente sotto depositi detritici posti all'ombra e ai piedi di pareti rocciose scoscese. Il permafrost azonale si può produrre anche artificialmente, ad esempio sotto piste di ghiaccio artificiali che non dispongono di uno strato isolante tra la base di ghiaccio e il terreno sottostante.

Per quanto riguarda invece la catena montuosa appenninica, sono stati riscontrati siti a permafrost solamente in aree isolate, nel gruppo della Maiella e del Monte Velino, e non si può escludere la presenza di permafrost sporadico anche sul Gran Sasso, sui Monti Sibillini e i Monti della Lega.

Negli ultimi anni sono stati condotti numerosi studi per determinare l'estensione del permafrost nelle diverse regioni alpine.

In Svizzera si stima che il 6 % della superficie nazionale, sia coperta da suolo ghiacciato e che la sua estensione raggiunga addirittura il doppio della superficie coperta da ghiacciai.

Le zone a maggiore probabilità di permafrost sono quelle poste al di sopra dei 2400 metri di altitudine, e con un favorevole orientamento geografico.

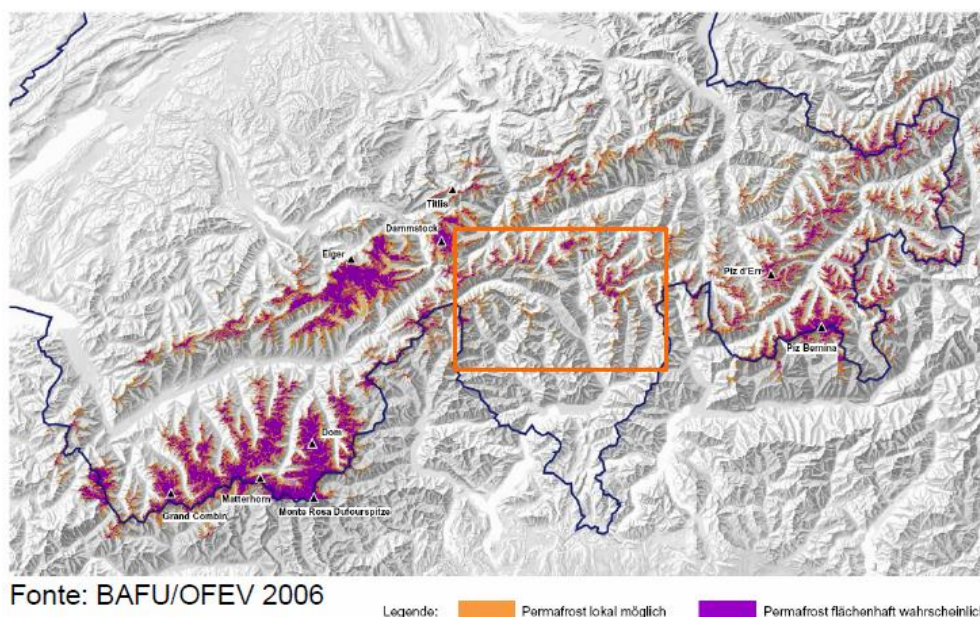


Figura 1.22. Estensione del permafrost in Svizzera. In viola vengono indicate le aree con permafrost in tutte le condizioni climatiche, in arancione le zone con permafrost solo in condizioni fredde.

La rete di monitoraggio del permafrost in Svizzera è la rete *Permos*. Operativa dal 2000, consente di ricavare dati in tempo reale grazie alle 29 stazioni installate in quota su tutto il territorio (figure 1.23 e 1.24). 15 stazioni consentono di effettuare misure di temperatura in foro e misure di resistività mentre 14 stazioni sono adibite a misure cinematiche e fotogrammetriche per stimare la velocità di *creep* dei *rock glaciers*.

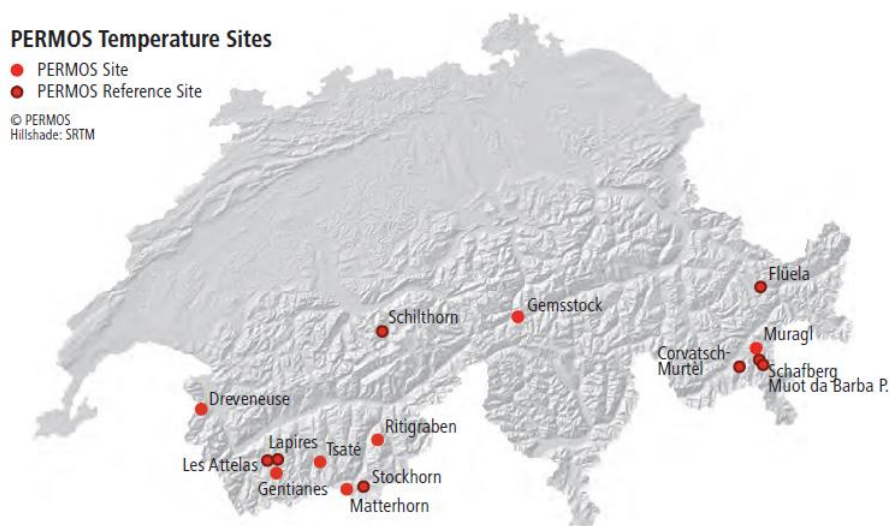


Figura 1.23. Le stazioni *Permos* adibite alle misure di temperatura.

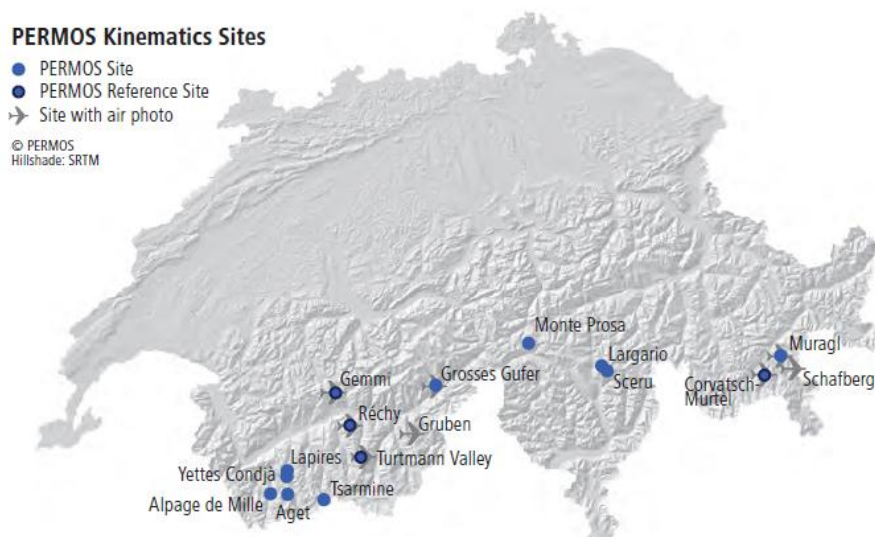


Figura 1.24. Le stazioni *Permos* adibite alle misure cinematiche.

In Val d'Aosta, a seguito dei numerosi crolli di pareti rocciose avvenute dopo l'estate del 2003, nell'ambito del progetto *RiskNat*, è stata creata una mappa della distribuzione del permafrost sfruttando la rete di misura *Permanet* ed è stato monitorato a lungo termine un sito campione (Cime Bianche 3100 m s.l.m.) attraverso misure di resistività e temperatura in foro. Le indagini hanno portato alla realizzazione della seguente mappa dove vengono mostrate le aree a permafrost presente, probabile ed assente.

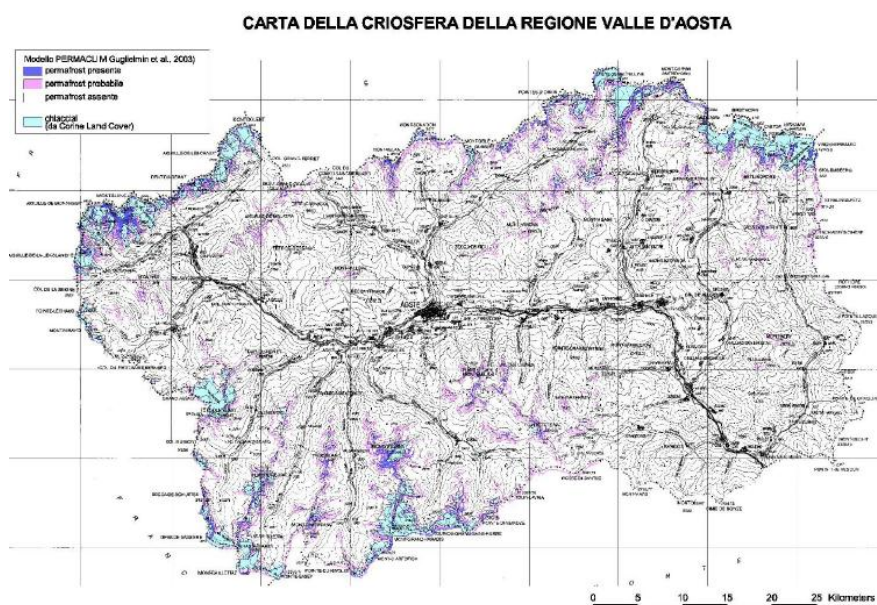


Figura 1.25. Distribuzione del permafrost in Valle d'Aosta. In azzurro i ghiacciai, in blu il permafrost presente, in lilla le zone con permafrost possibile ed in bianco le aree con assenza di permafrost.

Per quanto riguarda le indagini nell'Alta Valtellina, si possiedono misure termiche, geofisiche, geomorfologiche, idrogeologiche e vegetazionali piuttosto abbondanti da consentire una mappatura abbastanza accurata del permafrost.

Grazie inoltre agli studi condotti dall'Università dell'Insubria di Varese sono presenti 3 sondaggi sub-superficiali (10-30 m di profondità) ed uno profondo (100 m di profondità) e due punti di monitoraggio dello strato attivo nel *rock glacier* di La Foppa (SO).

Le indagini hanno portato alla realizzazione della mappa in figura 1.26. In figura 1.27 è invece presente l'area specifica del Passo del Foscagno e la distribuzione del permafrost ottenuta attraverso l'applicazione del modello di distribuzione *Permaclim* (Guglielmin, 2004).

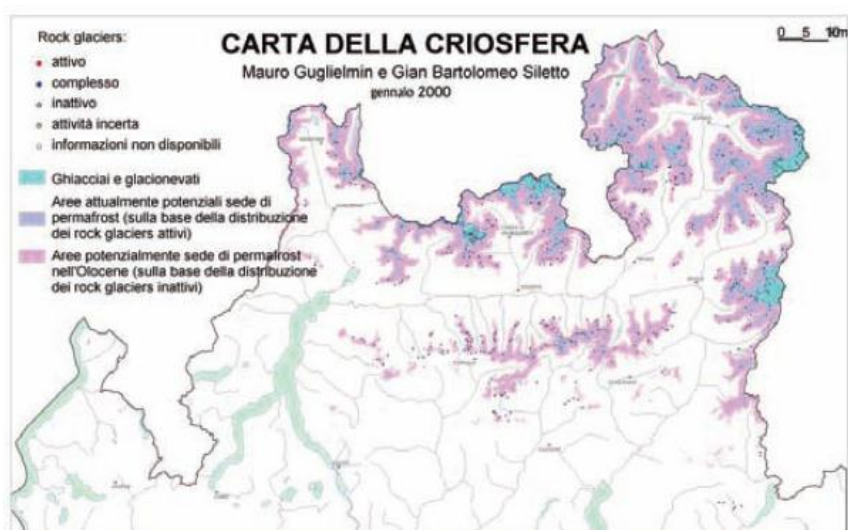


Figura 1.26. Carta della criosfera della Regione Lombardia (Guglielmin & Siletto, 2000) ottenuta con un modello empirico basato sulla distribuzione dei *rock glaciers*.

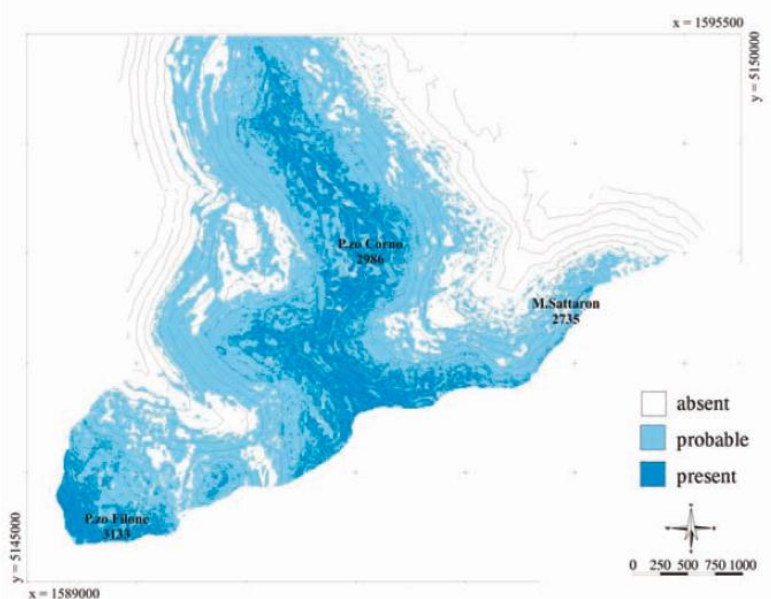


Figura 1.27. Distribuzione del permafrost nell'area del Foscagno attraverso l'applicazione del modello *Permaclim*.

Le zone a permafrost probabile interessano prevalentemente i *rock glaciers* attivi ed i coni detritici. La distribuzione del permafrost risulta però piuttosto irregolare anche all'interno dei *rock glaciers* attivi, con la tendenza a concentrarsi nelle zone frontali.

Anche la Provincia Autonoma di Bolzano ha avviato un progetto per il rilevamento e il monitoraggio del permafrost in Alto Adige (*PROALP*). In questo progetto è stato sviluppato un sistema a basso costo per il monitoraggio continuo dei fenomeni legati al permafrost ed è stata redatta una mappa delle aree potenzialmente a permafrost (figura 1.28). Dall'indagine risulta che le aree a permafrost probabile risultano generalmente poste a quote superiori a 2200 m s.l.m.

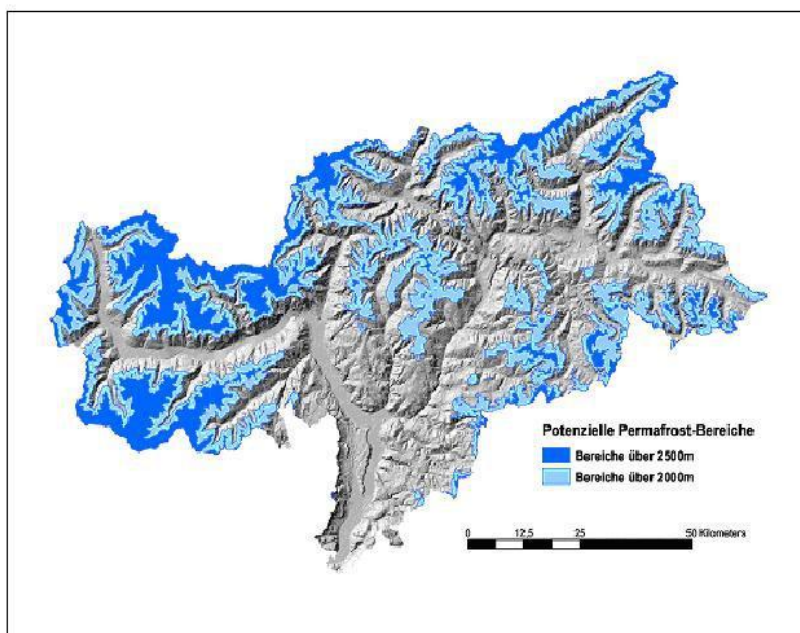


Figura 1.28. Mappa delle zone potenzialmente interessate dal permafrost in Alto Adige (Mair e Zigler, 2006). In azzurro e blu le aree con permafrost al di sopra dei 2000 e 2500 m s.l.m.

Per quanto riguarda infine la regione Veneto, sempre nell'ambito del progetto *Permanet*, nel 2004, è stata commissionata all'Istituto Federale Svizzero per lo Studio della Neve e delle Valanghe di Davos (SLF), la realizzazione di una mappa di permafrost potenziale per il bacino del Cordevole, realizzata mediante il modello *Alpine 3D*. Il modello utilizza come input una serie di dati provenienti da stazioni meteorologiche rappresentative e mappe di uso del suolo e geologiche fornite dalla Regione Veneto. Il progetto, iniziato nel 2008, si è concluso nel 2011 e ha previsto le seguenti attività:

- Installazione della strumentazione per monitorare l'andamento termico nel sottosuolo, sul Gruppo del Sella, a quota 2908 m;
- Indagini di tipo geofisico sul *rock glacier* di Piz Boè;
- Realizzazione di un Data Base dei *rock glaciers* presenti in Veneto;
- Realizzazione di una mappa di permafrost potenziale per il bacino del Cordevole (figura 1.29);
- Analisi chimiche di neve e acqua.

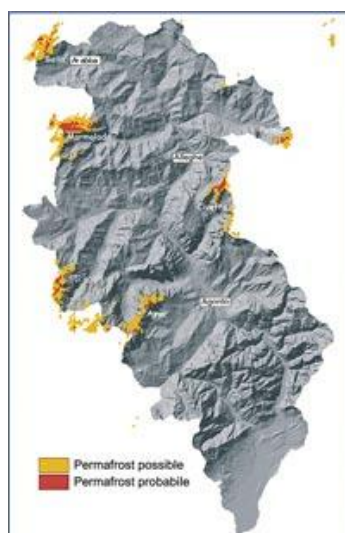


Figura 1.29. Permafrost nel bacino del Cordevole: 4,8 km² sono caratterizzati da permafrost probabile, 27,4 km² sono, invece, caratterizzati da permafrost possibile (Cagnati e Crepez,2006).

1.5 Problematiche legate al permafrost

Come si è avuto modo di capire, la presenza di permafrost influenza sia le proprietà geotecniche sia quelle idrogeologiche di un qualsiasi terreno o ammasso roccioso. Il permafrost rappresenta infatti, un formidabile collante naturale: l'acqua gelata all'interno del terreno, salda in unico blocco detriti e frammenti di roccia contribuendo alla stabilità dei versanti.

Essendo però un fenomeno di natura climatica, è evidente che il permafrost è fortemente sensibile ai cambiamenti climatici in atto; l'aumento della temperatura determina infatti uno scioglimento parziale del ghiaccio con conseguente perdita di resistenza interna e innesco di fenomeni di crollo. I rapporti internazionali sul clima prevedono un surriscaldamento a scala globale e un significativo aumento delle temperature nel corso del XXI secolo con variazioni generalmente crescenti alle alte altitudini e latitudini. Parallelamente a questo aumento, le precipitazioni sulle Alpi dovrebbero diminuire dal 5 al 30 % in estate e aumentare del 20 % in inverno.

Nel grafico sottostante (figura 1.30) vengono riportate alcune tipologie di dissesto in funzione delle variazioni climatiche subite dal permafrost (intese come aumento o diminuzione di temperatura superficiale).

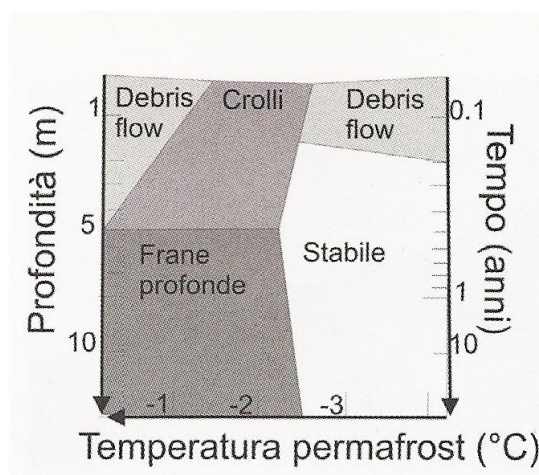


Figura 1.30. Relazioni tra stabilità dei versanti, permafrost e variazioni temporali (Guglielmin, 2006).

Come si osserva dal grafico, variazioni che provocano un aumento dello spessore dello strato attivo nel breve periodo, possono generare crolli e colate detritiche. Variazioni dello strato attivo nel lungo periodo invece, possono provocare frane profonde anche di grosse dimensioni.

Bisogna comunque ricordare che anche nelle fasi di aggradazione del permafrost si possono verificare fenomeni di dissesto, soprattutto di natura idrologica; diminuendo infatti lo spessore di strato attivo, in primavera aumenta la probabilità di *debris flows* e alluvioni nel fondovalle.

L'attuale surriscaldamento climatico rappresenta quindi una sfida tecnica particolare da tenere in considerazione nella realizzazione e nella manutenzione di costruzioni ancorate nel permafrost e nei bilanci idrologici di bacini montani.

1.5.1 Problemi geotecnici

Dal punto di vista geotecnico, il permafrost presenta due effetti contrastanti a seconda della temperatura a cui è soggetto. Per temperature inferiori a $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, il permafrost può essere assimilato ad un materiale stabile in grado di cementare in un unico blocco detriti e frammenti di roccia di un terreno o di un ammasso roccioso grazie alla presenza di ghiaccio; viceversa, per temperature comprese tra $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, il permafrost può trasformarsi in un corpo instabile a causa della formazione di acqua igroscopica e pellicolare attorno al ghiaccio. Attorno a quest'acqua liquida vanno a concentrarsi tutti gli sforzi e il versante risulta instabile con un coefficiente di sicurezza limitato, più basso di quello relativo al medesimo versante saturo d'acqua (Davies et al., 2001).

I pericoli naturali legati alla degradazione del permafrost che possono dar origine a problemi geotecnici sono:

- **Frane e smottamenti.** Questi fenomeni sono dovuti allo sviluppo di sovrappressioni idriche date dall'acqua di fusione in seguito ad aumenti di temperatura.
- **Colate detritiche** ed altri fenomeni di trasporto solido. Questi processi sono anch'essi causati da un innalzamento delle temperature; i detriti e i sedimenti che prima si trovavano intrappolati nel ghiaccio, vengono liberati e sono messi a disposizione delle acque meteoriche e trasportati a valle

tramite fenomeni erosivi. Il permafrost in corso di disgelo risulta quindi instabile. In un permafrost intatto il ghiaccio impedisce infatti, le infiltrazioni di acqua e impermeabilizza il sottosuolo ma quando il ghiaccio interstiziale si scioglie, l'acqua può penetrare nella roccia e generare fenomeni erosivi.

- **Scioglimento di pendii** soggetti a *creep*. Si tratta di movimenti continui di deformazione lenta, come quelli che avvengono nei *rock glaciers*, che possono portare a collasso aumentando la disponibilità di materiali mobilizzabili. Sono in genere attivi per lunghi periodi e sono frequenti sulle Alpi.
- **Cedimenti crolli**. Questi fenomeni sono dovuti alla fusione del ghiaccio, interstiziale o massivo; le fluttuazioni della temperatura all'interno del permafrost producono cicli continui di gelo e disgelo che provocano la fusione di una parte di ghiaccio. La roccia subisce ogni anno una deformazione opposta alle variazioni della sua temperatura e questa deformazione non è completamente reversibile. Il raffreddamento genera una cristallizzazione del ghiaccio che porta a un'espansione della roccia. L'allargamento delle fessure piene di ghiaccio indebolisce la roccia che tende quindi a destabilizzarsi.

Durante la torrida estate del 2003, sulle Alpi si sono susseguiti numerosi crolli di roccia. Hanno principalmente interessato i versanti esposti a nord, sopra i 3000 m di altitudine, includendo anche il permafrost ancora intatto. In quel periodo, la temperatura dell'aria era rimasta elevata per settimane e non era ridiscesa al punto di congelamento neanche durante la notte. Queste condizioni hanno comportato il disgelo del permafrost e la perdita di stabilità. Frane simili si sono prodotte ad esempio sull'Eiger (agosto 2003), sul Cervino (agosto 2003) e sui Drus (agosto 2003).

Emblematico è il caso del crollo nei pressi della Capanna Carrel (3830 m) sul Monte Cervino. In questo caso il crollo è attribuibile alla variazione positiva dello strato attivo e non ai cicli giornalieri di gelo disgelo che in genere movimentano solo poche decine di centimetri di spessore di roccia. Il volume di massa coinvolta nel crollo non è stato elevato e ha avuto spessori esigui minori di 3 metri certamente compresi nello strato attivo. La data del crollo, inoltre, corrisponde al periodo di massimo approfondimento dello strato attivo.

In figura 1.31 viene proposta una foto del crollo del diedro della Cheminée lungo la via normale italiana di salita al Cervino. Nella foto si riesce a vedere con chiarezza il ghiaccio che occupava la fessura subparallela alla parete rocciosa. A valle del ghiaccio, si riconoscono alcuni blocchi (accumulo di frana) e l'acqua di fusione che cola in superficie.



Figura 1.31. Crollo sulla parete del Monte Cervino nell'agosto 2003.

Legato al dissesto geologico dei terreni a permafrost in seguito al surriscaldamento climatico, esiste un'altra problematica, più moderna ma non meno inquietante; si tratta del rilascio di anidride carbonica da parte dei terreni caratterizzati da permafrost in fase di degradazione.

Recenti studi, coordinati dall'università del North Carolina, hanno pubblicato i risultati di misurazioni effettuate su 34 siti nell'Artico. A causa dell'aumento delle temperature, il suolo collassa e si verificano fenomeni di erosione e smottamenti. Questa destabilizzazione libera carbonio organico che si scioglie nelle acque superficiali e viene trasformato in anidride carbonica per azione di alcuni microrganismi. Il fenomeno sarebbe inoltre amplificato dall'azione del sole: il carbonio appena liberato dal terreno ghiacciato e direttamente esposto ai raggi solari, avrebbe infatti, il 40% di possibilità in più di essere convertito in CO₂ rispetto al carbonio che rimane intrappolato nel suolo al buio.

Secondo le stime dell'UNEP (2013) questa materia nuovamente esposta rilascerà tra le 43 e le 135 gigatonnellate di carbonio entro il 2100 e circa 246-4155 gigatonnellate di biossido di carbonio entro il 2200, costituendo fino al 39% del totale delle emissioni di CO₂.

Si teme quindi, che lo scioglimento del permafrost porti alla liberazione di grandi quantità di anidride carbonica nell'atmosfera terrestre; quest'ultimo si aggiungerebbe agli altri gas che già favoriscono l'effetto serra, innescando così un circolo vizioso e un ulteriore riscaldamento globale.

1.5.2 Problemi strutturali

Connessi ai rischi geotecnici si trova anche tutta un'altra categoria di problematiche legate al permafrost; si tratta dei problemi strutturali che subentrano ogniqualvolta si voglia costruire su un

terreno soggetto a permafrost. In questi casi la tipologia del terreno crea particolari difficoltà nella costruzione di qualsiasi infrastruttura, dal semplice edificio, alle vie di comunicazione, alle condutture, etc. I problemi principali che si riscontrano nella costruzione di edifici nelle zone fredde sono:

- la durezza del terreno, in quanto completamente gelato e quindi la difficoltà di perforazione;
- l'azione del gelo e del disgelo stagionale nello strato superiore del permafrost.

In quest'ultimo caso il problema è doppio perché da una parte, durante il periodo freddo, con il gelo, si ha un aumento di volume dovuto alla solidificazione dell'acqua contenuta nel terreno e dall'altra, nei pochi mesi in cui la temperatura si rialza leggermente, il terreno disgela e diventa molto paludoso. Un movimento in superficie del terreno compreso fra i 5 e i 15 centimetri è da considerarsi normale e durante il periodo del gelo lo spostamento può arrivare fino a 30 cm (Rossinelli, 2001).

Come facilmente ipotizzabile, questo comporta una precaria stabilità delle fondamenta: lo sprofondamento nel suolo e il sollevamento causato dal gelo sono le due maggiori cause del deterioramento prematuro delle abitazioni, che subiscono deformazioni e susseguenti gravi danni alle fondamenta e all'ossatura dell'edificio. Queste importanti deformazioni, inoltre, raramente si rimarginano alla fine del ciclo di gelo-disgelo poiché gli spazi creati al di sotto sono stati riempiti da terra o da sacche d'acqua.

Per fare alcuni esempi di problemi riscontrati all'inizio dell'inverno, il sollevamento gelivo deforma i ponti in modo talvolta spettacolare, scalza i pilastri delle abitazioni e inclina pericolosamente i pali telegrafici dell'Alaska e della Siberia. Il gelo minaccia l'acqua delle canalizzazioni e gli idrocarburi degli oleodotti. Molte grosse multinazionali del petrolio, per scongiurare ogni pericolo di rottura o di danneggiamento delle proprie condutture, installano termosifoni ai piedi dei pilastri di sostegno con lo scopo di raffreddare il permafrost nei periodi più caldi evitando il suo disgelo. La *Trans-Alaska Oil Pipeline* è un esempio di una società che usa ampiamente questo sistema (figura 1.32).



Figura 1.32. I termosifoni della Trans-Alaska Oil Pipeline che mantengono un bulbo di terreno gelato attorno ad ogni pilastro per prevenire il progressivo disgelo ed il conseguente cedimento del terreno di supporto.

In primavera, invece, è il disgelo dello strato attivo, che provoca lo sprofondamento delle piste d'atterraggio e delle autostrade, e la deformazione delle strade ferrate in seguito alla perdita di coesione o della compattezza del substrato (figura 1.33).



Figura 1.33. Ferrovia costruita su permafrost vicino Strelna in Alaska danneggiata dal disgelo del permafrost.

Tutto ciò richiede lo studio e l'adattamento di nuovi sistemi e di tecniche adeguate non solo nell'ambito delle fondamenta, ma anche per tutto quello che riguarda l'infrastruttura in generale.

1.5.3 Problemi idrologici

Dal punto di vista idrologico il permafrost, per temperature inferiori ai $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, rappresenta un terreno impermeabile o comunque un corpo a bassissima permeabilità, nel caso di temperature superiori ai $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Per questo motivo il ciclo idrologico di un bacino a permafrost deve essere studiato in maniera del tutto diversa rispetto ad un analogo bacino montano situato in un territorio privo di esso. Questo perché tutta la circolazione idrogeologica viene condizionata dalla presenza di ghiaccio e mutano sia le caratteristiche dell'acquifero (tempo di residenza, tempo di ricarica, trasmissività), sia delle acque emergenti.

Se si analizza l'idrologia di un bacino con permafrost, la modifica più importante che va tenuta in considerazione, è che il terreno congelato, agendo da strato impermeabile, riduce il coefficiente di infiltrazione e di conseguenza anche il tempo di corrivazione. A parità di tutte le caratteristiche geomorfologiche e idrologiche, lo strato attivo è quindi più facilmente saturabile di un normale terreno privo di permafrost (Guglielmin, 2006).

L'acqua liquida, proveniente dal terreno in fase di fusione e da eventuali apporti meteorici, satura in fretta lo spessore attivo e non riesce a fluire al di sotto in quanto lo strato inattivo, essendo totalmente gelato, costituisce una base impermeabile al fluire dell'acqua. Il risultato è che gli ambienti a permafrost tendono spesso ad essere paludosi e scarsamente drenati (figura 1.34).



Figura 1.34. Il permafrost nell'Artico, in una zona scarsamente drenata.

Lo strato attivo rappresenta l'unica parte del suolo interessata dai processi idrologici in quanto è l'unica zona che contribuisce alla formazione di deflusso.

Anche le sorgenti che vengono alimentate da tali acquiferi presentano caratteristiche fisico-chimiche differenti rispetto a sorgenti poste alla medesima quota ma senza permafrost. Esse, infatti, registrano temperature delle acque sempre molto basse, in genere tra 0 e 2 °C, anche d'estate quando invece dovrebbero raggiungere gli 8°C; inoltre, anche il regime delle portate è diverso, risultando meno variabile.

Capitolo 2

Il bacino Braulio Stelvio

L'area di studio, su cui si sono concentrate le analisi, è l'area del bacino del torrente Braulio, in particolare la parte alta del bacino in corrispondenza del Passo dello Stelvio; l'area d'interesse verrà pertanto denominata *bacino Braulio Stelvio*.

Il bacino Braulio Stelvio si sviluppa in direzione Nord Nord-Ovest e occupa una superficie di 0.66 km² con sezione di chiusura in corrispondenza dell'idrometro Braulio Stelvio.

Essendo lo scopo di questo elaborato di tesi, la formulazione di un modello idrologico per un bacino con permafrost ed essendo l'area di studio soggetta a permafrost, per morfologia e condizioni climatiche, il bacino Braulio Stelvio si propone come bacino sperimentale particolarmente idoneo per studiare e modellare il fenomeno e il ciclo idrologico in presenza di suolo ghiacciato.

Per l'area dell'Alta Valtellina sono presenti in letteratura numerosi studi che attestano la presenza di permafrost alpino. Esistono infatti un numero di indagini termiche, geofisiche, geomorfologiche, idrogeologiche e vegetazionali piuttosto abbondanti da consentire una mappatura abbastanza accurata del permafrost e delle sue caratteristiche e calibrare i modelli di distribuzione applicati (Guglielmin, 2008). Sempre in Alta Valtellina sono presenti sondaggi monitorati dall'Università dell'Insubria di Varese; in particolare si hanno 3 sondaggi sub-superficiali (10-30 m di profondità) ed uno profondo il pozzo *PACE* sul Monte Livrio (100,3 m di profondità). Esistono poi altri punti di monitoraggio dello strato attivo due nel rock glacier di La Foppa (SO) e un altro sul Passo del Foscagno nel livignasco.

Per il bacino Braulio Stelvio verrà indagata la presenza di permafrost sia attraverso l'applicazione del modello di distribuzione *Permaclim* sia presentando l'esito della campagna di misura effettuata con tomografie elettriche e georadar; verrà infine proposto un modello idrologico semi-distribuito a celle per simulare la portata del torrente in corrispondenza dell'idrometro Braulio Stelvio.

2.1 Inquadramento geografico, geologico e climatico

Il bacino Braulio Stelvio si colloca all'interno della Valle del Braulio in Alta Valtellina.



Figura 2.1. L'Alta Valtellina e nel rettangolo rosso la collocazione geografica dell'area di studio.

La valle del Braulio, attraversata dall'omonimo torrente da cui prende il nome, è una valle secondaria della Valtellina, situata interamente all'interno della Provincia di Sondrio. Essa si inerpica partendo dalla conca di Bormio fino ad arrivare al Passo dello Stelvio che la mette in comunicazione con la Valle di Trafoi in Trentino Alto Adige. E' totalmente compresa all'interno del settore lombardo del Parco Nazionale dello Stelvio e su di essa sveltano i 2979 metri del Monte Braulio. La morfologia della valle, molto tortuosa, si può suddividere in due tronconi: l'Alta Valle del Braulio caratterizzata da una forma ampia di origine glaciale, e la Bassa Valle del Braulio, compresa tra la bocca del Braulio e lo sbocco del torrente nell'Adda in località Boscopiano, in cui, nel corso del tempo, il torrente ha scavato una profondissima gola caratterizzata da irte pareti. Sul versante di sinistra della valle sono ancora presenti alcune propaggini dei ghiacciai dello Zebro e dell'Ortles mentre l'ampia conca che si apre all'altezza della IV Cantoniera, sulla strada statale dello Stelvio, è da sempre utilizzata come alpeggio estivo per il bestiame.



Figura 2.2. La valle del Braulio e i tornanti della strada statale del Passo dello Stelvio.

Dal punto di vista geologico la Valle del Braulio si sviluppa in un contesto di pareti calcaree strapiombanti e di rupi.

Volendo fornire un ritratto geologico semplificato della zona compresa nel settore lombardo del Parco Nazionale dello Stelvio, si può affermare che questa regione è formata da due unità tettoniche sovrascorse l'una sull'altra durante i movimenti orogenetici che formarono la catena alpina, quando la collisione tra la piattaforma africana e quella europea determinò un forte ispessimento della crosta terrestre a seguito dell'accavallamento dei due margini continentali spinti l'uno contro l'altro. Nelle varie zone del parco troviamo quindi numerose rocce, per lo più metamorfiche; si tratta di rocce di origine diversa, trasformate in profondità dalle elevate pressioni e temperature.

Ci sono, quindi, gli scisti della Val Venosta, lo gneiss filladico ed il famoso marmo di Lasa. Sono presenti anche gli gneiss del Tonale con intercalazioni particolari come i marmi della Val Canè e il basamento cristallino costituito, in larga misura, dalla formazione delle Filladi di Bormio che costituisce l'unità litologica fondamentale. Vi sono inoltre zone di fillade quarzifera e rocce costituite prevalentemente da calcare e dolomia, sovrapposte alla zona a scisti, che formano l'imponente cima dell'Ortles. Ritroviamo queste formazioni, che appartengono alla Falda Ortles-Cevedale, anche nella valle dello Zebrù, ove il torrente ha scavato il proprio letto lungo il fronte di sovrascorrimento tra le rocce sedimentarie e quelle metamorfiche che formano i contrafforti del monte Confinale.

Sempre nel territorio del parco si trovano alcune rocce eruttive come il plutone di Sondalo o le granodioriti che costituiscono l'ossatura del gruppo dei Serottini e che riaffiorano anche a nord del Passo di Cercen.

Per quanto riguarda la geologia del bacino Braulio Stelvio, le unità presenti vengono presentate in figura 2.3.

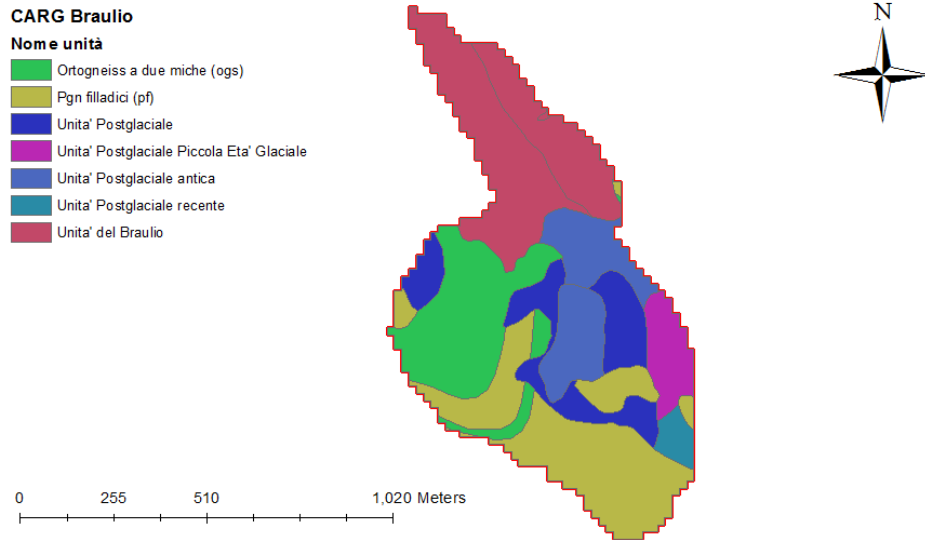


Figura 2.3. Carta geologica del bacino Braulio Stelvio.

Sempre all'interno del bacino Braulio Stelvio va segnalata la presenza di un rock glacier che occupa la zona delle unità postglaciali antiche (figura 2.4 e 2.5).



Figura 2.4. Il rock glacier del bacino Braulio Stelvio. Sulla sinistra si può osservare la tipica forma a lobi della lingua glaciale.

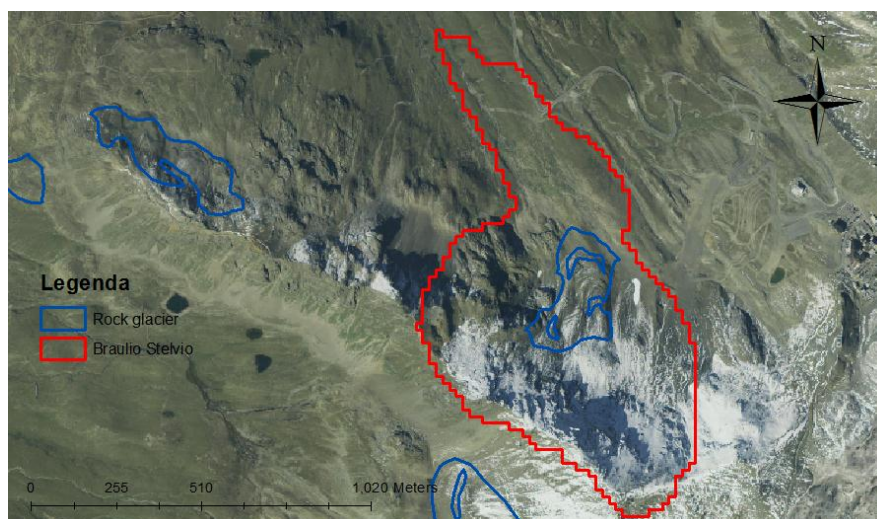


Figura 2.5. Il rock glacier nell'ortofoto a colori del bacino Braulio Stelvio.

La parte alta del bacino è totalmente priva di vegetazione. Con la presenza di un *rock glacier* e un piccola morena, il paesaggio è principalmente costituito da ghiaioni detritici, blocchi e pareti rocciose affioranti. In figura 2.6 è mostrato il cordone morenico presente nella parte alta del bacino; si tratta di una forma di deposito glaciale, formata nella zona di ablazione di un antico ghiacciaio. E' composta da accumuli di materiale endoglaciale o sopraglaciale e depositi non selezionati, eterogenei dal punto di vista granulometrico. La parte bassa del bacino, in corrispondenza della sezione di chiusura, presenta vegetazione rada costituita da muschi e praterie d'alta quota. Il clima rigido, associato a fattori geologici limitanti hanno condizionato la presenza di vita vegetale. Per questo motivo solo specie che hanno sviluppato speciali caratteri genetici, morfologici e fisiologici hanno saputo adattarsi ad un ambiente tanto disagiabile.



Figura 2.6. La piccola morena glaciale nella parte alta del bacino Braulio Stelvio.

Dal punto di vista climatico il versante valtellinese del Parco dello Stelvio è caratterizzato da precipitazioni relativamente scarse, dovute all'orientamento est-ovest della vallata nelle sue parti inferiore e mediana ed alla protezione esercitata a nord dalle elevate catene montuose del gruppo dell'Ortles-Cevedale.

La distribuzione delle piogge è di tipo continentale, con inverni lunghi, rigidi e asciutti ed estati fresche in cui si concentra la massima parte delle precipitazioni.

La scarsità di piogge è uno dei fattori caratteristici che individuano il così detto clima endoalpino, tipico dell'Alta Valtellina. Analizzando la distribuzione mensile delle piogge si osserva che mentre nel periodo autunnale- invernale cade una quantità relativamente omogenea di pioggia su tutta la vallata, nel periodo primaverile-estivo le differenze si manifestano soprattutto per le precipitazioni. Ciò può essere collegato al fatto che le piogge autunnali-invernali sono in prevalenza frontali, legate cioè a grossi sistemi perturbati, mentre quelle primaverili- estive sono di prevalente origine temporalesca. La parte interna della vallata, a causa delle condizioni orografiche poco favorevoli ad invasioni fredde è però, meno favorevole a fenomeni temporaleschi estivi di elevata intensità. rispetto alla parte iniziale della valle.

Con riferimento alle temperature medie, gennaio risulta essere il mese più freddo e luglio il mese più caldo. luglio risulta anche il mese con più elevato irraggiamento solare medio giornaliero, superando giugno che pure è il mese con il maggiore numero di ore di sole teoriche.

2.2 La rete delle stazioni di misura e le osservazioni meteorologiche

Per comprendere la distribuzione del permafrost sul bacino e per implementare un modello idrologico il più accurato possibile, è stato necessario reperire una grande mole di dati meteorologici.

Per l'applicazione del modello di distribuzione *Permaclim*, sono state utilizzate in particolare le serie storiche di temperatura dell'aria e di altezza del manto nevoso. Per il modello idrologico a celle sono state invece, necessarie le misure di temperatura giornaliera minima, media, massima dell'aria, le precipitazioni giornaliere totali (liquide e solide), le portate giornaliere del torrente Braulio Stelvio e i profili di temperatura del suolo a diverse profondità.

Questi dati sono stati reperiti da stazioni meteorologiche prossime all'area di studio in modo da poter ottenere un andamento temporale delle variabili meteorologiche il più rappresentative possibile.

I dati giornalieri di temperatura dell'aria, di precipitazione e di spessore del manto nevoso sono stati forniti da ARPA Lombardia per gli anni 2011, 2012 e 2013 per le stazioni di:

- Livigno S. Rocco 1865 m s.l.m.
- Cancano 1940 m s.l.m.
- Santa Caterina 2135 m s.l.m.
- Oga S. Colombano 2290 m s.l.m.
- La Vallaccia 2650 m s.l.m.

Per i dati di portata sono state utilizzate le misure registrate dall'idrometro presente alla sezione di chiusura del bacino Braulio Stelvio sempre negli anni 2011, 2012 e 2013.

Infine per i dati di temperatura del suolo a diverse profondità sono state utilizzate le misure fornite dalla stazione posta a quota 3000 m s.l.m. sul Monte Livrio per l'anno 2011.

Le stazioni ARPA che sono state utilizzate per il reperimento dei dati di temperatura, precipitazione e altezza del manto nevoso sono:

- Livigno S. Rocco
- Cancano 1940
- Santa Caterina
- Oga S. Colombano
- La Vallaccia

Nella tabella 2.1 vengono indicati i sensori presenti per ogni stazione.

Stazione	Termometro	Pluviometro	Nivometro	Anemometro	Barometro	Igrometro	Radiometro
Livigno S.Rocco	X		X				
Cancano	X	X	X	X	X	X	
Santa Caterina	X	X	X	X		X	
Oga S.Colombano	X	X	X	X	X	X	X
La Vallaccia	X	X	X	X	X	X	X

Tabella 2.1. Le stazioni ARPA e i relativi sensori.

2.3 Calcolo dei gradienti di temperatura

Per l'applicazione del modello di distribuzione *Permaclim* e per la successiva implementazione del modello idrologico a celle, è stato necessario reperire una serie mensile di temperature per l'intero arco temporale considerato (settembre 2010 – dicembre 2013).

Per ricostruire la temperatura in corrispondenza del bacino Braulio Stelvio sono state usate le serie storiche di temperature registrate in stazioni limitrofe e a tale scopo, è stato necessario definire un criterio per ricostruire le temperature sul bacino a partire da quelle registrate alle stazioni considerate.

L'ipotesi maggiormente diffusa in letteratura è quella di considerare una diminuzione lineare della temperatura con la quota. Numerosi autori adottano approcci di questo tipo per il calcolo delle temperature in quota a partire dai dati di una o poche stazioni limitrofe: Rolland (2002) conferma attraverso l'utilizzo di 269 stazioni nel Nord Italia l'efficienza dell'utilizzo di regressioni lineari per descrivere la diminuzione della temperatura al variare della quota. Tale andamento è confermato dal largo impiego dei modelli basati su indici di temperatura: Hock (2003), Hock (2005), Carturan (2012), Livingstone et al. (1999) e molti altri autori accettano la presenza di un gradiente costante di proporzionalità tra la quota e la temperatura.

Il calcolo del gradiente di temperatura è stato effettuato considerando le stazioni limitrofe al bacino Braulio Stelvio, al fine di riprodurre in un modo il più possibile rappresentativo le variazioni climatiche locali.

A tale scopo sono state considerate le stazioni di Cancano, Oga S. Colombano e La Vallaccia.

La stazione di Cancano, situata a 1940 m di quota è equipaggiata con un pluviometro riscaldato, di un termometro, di un anemometro, di un barometro e di un idrometro.

Le altre due stazioni, Oga e La Vallaccia, sono dotate degli stessi sensori con pluviometri riscaldati e con l'aggiunta di radiometri globali.

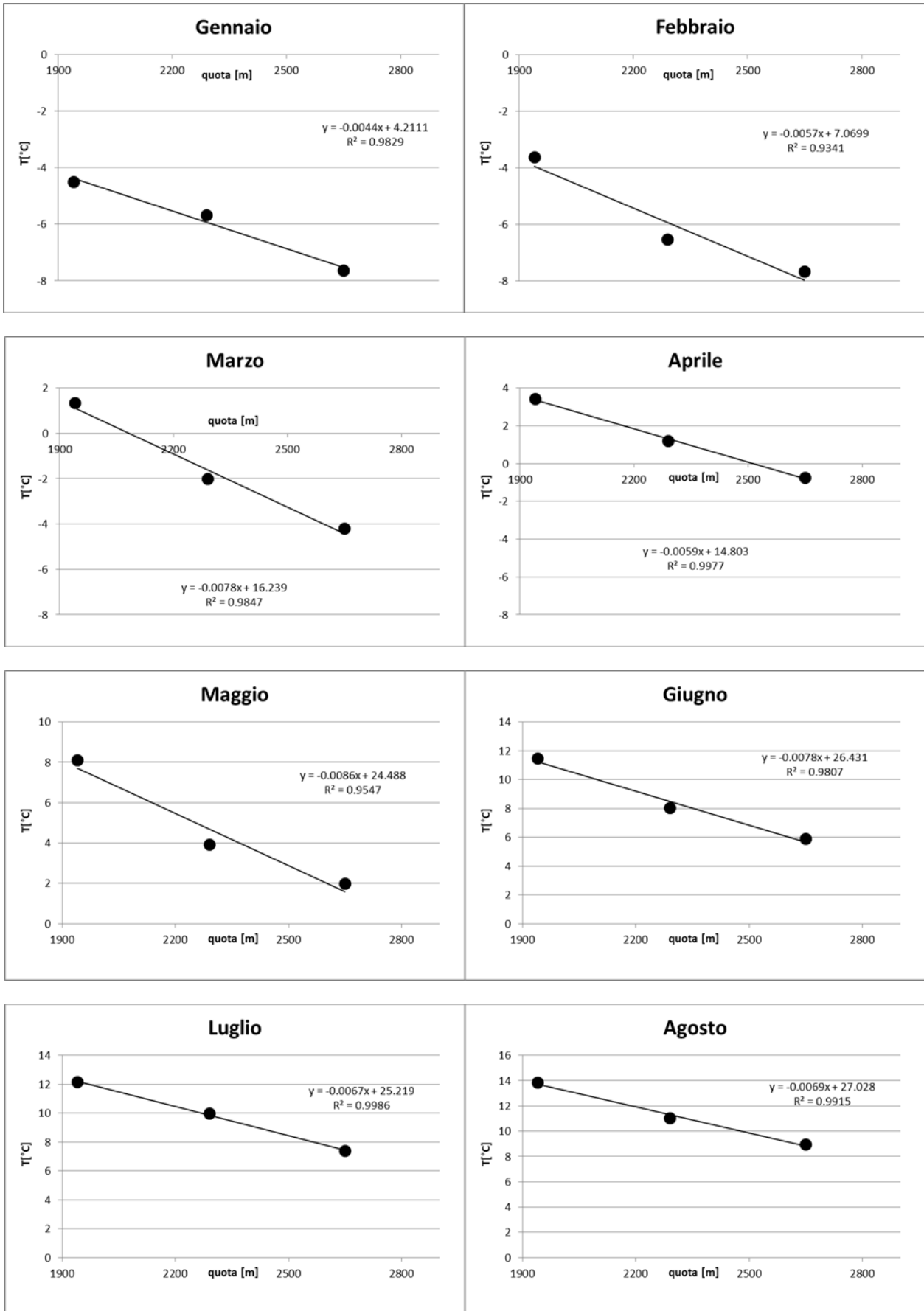
A partire dalle medie mensili delle stazioni considerate sono stati calcolati i valori dei gradienti di temperatura, che rappresentano la variazione di temperatura in °C che occorre a seguito di un aumento di quota pari a 100 metri. Il calcolo delle temperature mensili delle singole stazioni è stato effettuato dopo aver depurato da errori le serie originali di temperature giornaliere: i mesi con un numero di dati disponibili inferiori alla metà dei giorni totali non sono stati considerati nella statistica in quanto ritenuti non rappresentativi dell'intero campione mensile.

Sono dunque stati elaborati i gradienti mensili di temperatura ottenuti dalle medie mensili delle tre stazioni nel periodo compreso tra il 2011 e il 2013.

	Y=temperatura dell'aria [°C] X= quota [m s.l.m.]
gen	$y = -0,0044x + 4,2111$
feb	$y = -0,0057x + 7,0699$
mar	$y = -0,0078x + 16,239$
apr	$y = -0,0059x + 14,803$
mag	$y = -0,0086x + 24,488$
giu	$y = -0,0078x + 26,431$
lug	$y = -0,0067x + 25,219$
ago	$y = -0,0069x + 27,028$
sett	$y = -0,0068x + 23,552$
ott	$y = -0,0062x + 17,367$
nov	$y = -0,0055x + 12,57$
dic	$y = -0,0054x + 6,6067$

Tabella 2.2. Gradienti mensili di temperatura per le tre stazioni ARPA:

La determinazione dell'andamento della temperatura con la quota è stato effettuato mensilmente: per ogni mese sono state fatte regressioni lineari dei valori di temperatura ottenuti per ogni stazione con la quota della stazione stessa. La pendenza della retta ottenuta rappresenta l'aumento o la diminuzione della temperatura in relazione alla variazione della quota; esso costituisce, dunque, il gradiente di temperatura cercato.



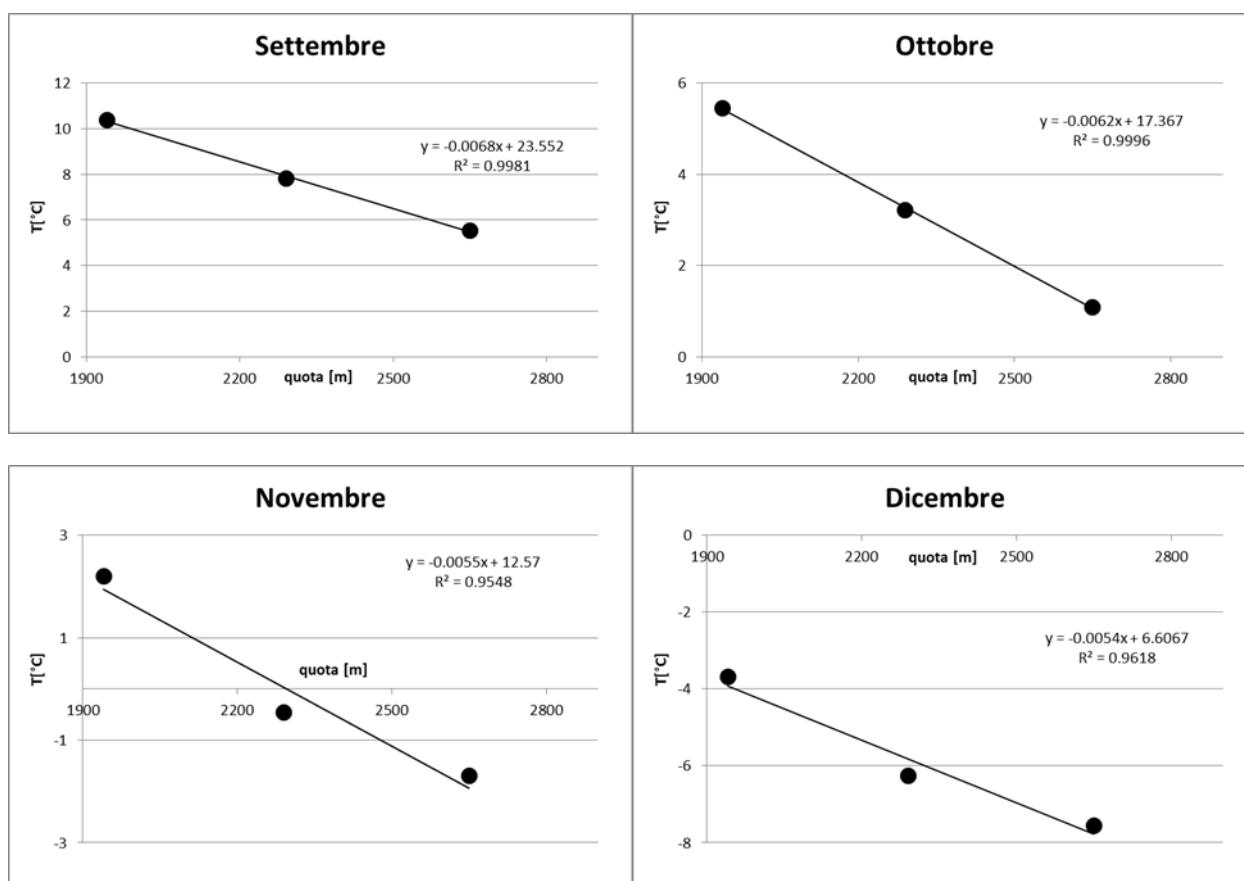


Figura 2.7. Regressioni lineari per il calcolo dei gradienti di temperature mensili con le stazioni di Cancano, Oga e La Vallaccia.

L'utilizzo delle tre stazioni di Cancano, Oga e La Vallaccia porta ad ottenere valori dei gradienti di temperatura che presentano valori minimi nei mesi invernali e massimi nel corso della stagione estiva. Il massimo valore è raggiunto nel mese di maggio, nel quale si riscontra una diminuzione della temperatura di 8,6 °C ogni 1000 metri di variazione di altezza; il minimo è invece raggiunto nel mese di gennaio, nel quale si ritrova una diminuzione di 4,4 °C in corrispondenza di una variazione di quota di 1000 metri.

L'effettiva affidabilità delle regressioni è individuabile dall'analisi dei coefficienti di correlazione tra le temperature medie relative ad uno stesso mese nelle tre stazioni e le relative quote. Si riscontrano infatti valori elevati del coefficiente R² che è sempre compreso tra 0.93 e 0.98.

2.4 Calcolo dei gradienti di altezza neve

La medesima operazione è stata effettuata per lo spessore del manto nevoso.

Per poter infatti applicare il modello di distribuzione del permafrost *Permaclim*, è fondamentale ricostruire la distribuzione del manto nevoso sul bacino Braulio Stelvio e i relativi spessori.

Sono stati perciò calcolati i gradienti di altezza della neve utilizzando i dati giornalieri forniti da ARPA Lombardia per il medesimo arco temporale per le stazioni di Livigno S. Rocco, Cancano, Santa Caterina, Oga S. Colombano e La Vallaccia.

Sono stati calcolati i gradienti di altezza della neve e non di *snow water equivalent* (SWE) in quanto per l'applicazione di *Permaclim*, è fondamentale avere una misura dell'entità della copertura nevosa sul terreno. Lo stato termico del suolo è infatti controllato in misura preponderante dal manto nevoso la cui persistenza e spessore interferiscono con il trasferimento di calore da e verso l'atmosfera.

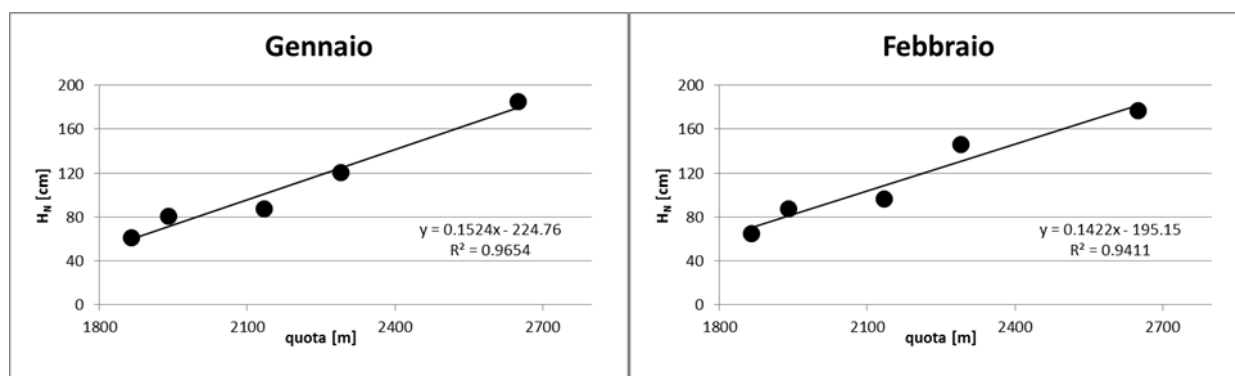
I gradienti di neve sono stati calcolati per tutti i mesi escludendo quelli estivi da giugno a settembre, ipotizzando per questi mesi una copertura nevosa nulla o comunque molto scarsa.

Anche in questo caso, il calcolo dello spessore di neve mensile è stato effettuato dopo aver depurato da errori le serie originali di spessore della neve: i mesi con un numero di dati disponibili inferiori alla metà dei giorni totali non sono stati considerati nella statistica ed eventuali *outlier* sono stati rimossi e sostituiti con la media aritmetica del valore del giorno precedente e successivo.

In **tabella** 2.3 vengono indicati i gradienti mensili di altezza neve mentre in **figura** 2.8 le regressioni lineari adottate per il calcolo.

	Y=spessore della neve [cm] X= quota [m s.l.m.]
gen	$y = 0,1524x - 224,76$
feb	$y = 0,1422x - 195,15$
mar	$y = 0,1737x - 261,2$
apr	$y = 0,2618x - 464,65$
mag	$y = 0,2536x - 480,52$
ott	$y = 0,0236x - 41,659$
nov	$y = 0,0832x - 156,24$
dic	$y = 0,1062x - 169,57$

Tabella 2.3. Gradienti mensili di altezza della neve.



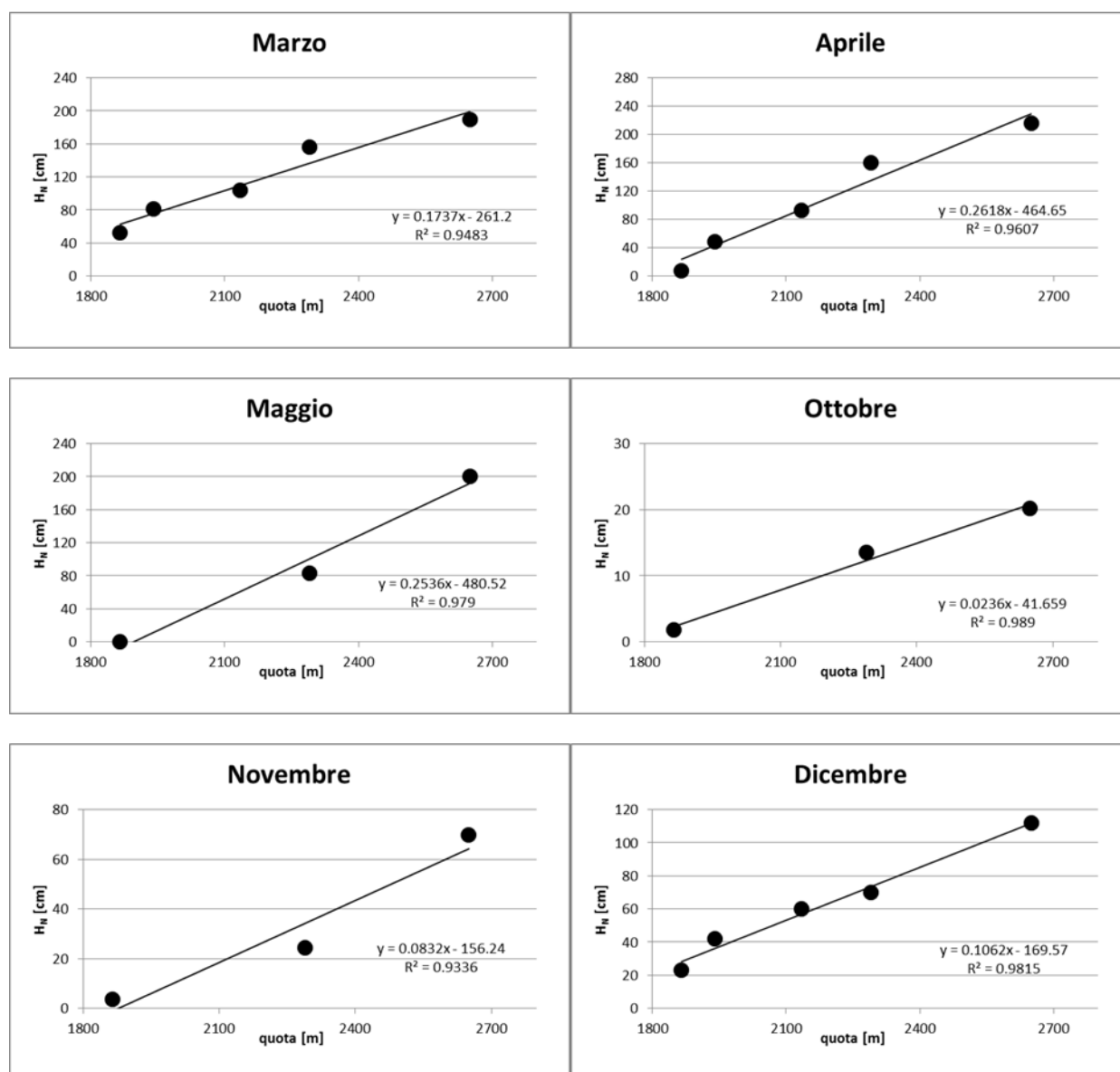


Figura 2.9. Regressioni lineari per il calcolo dei gradienti mensili di altezza del manto nevoso.

A causa della mancanza dei dati di alcuni mesi nelle stazioni di Cancano e Santa Caterina, i gradienti di neve per i mesi di maggio, ottobre e novembre sono stati calcolati con i soli dati di Livigno S. Rocco, Oga e La Vallaccia. L'affidabilità delle regressioni è comunque confermata dai coefficienti R^2 che anche in questo caso risultano elevati e compresi tra 0.93 e 0.99.

2.5 La stazione Monte Livrio

Per i dati di temperatura del suolo a diverse profondità sono state utilizzate le misure fornite dalla stazione posta a quota 3000 m s.l.m. sul Monte Livrio per l'anno 2011.

Questa stazione meteorologica è stata installata appositamente per allo studio del permafrost nell'area del Passo dello Stelvio. E' dotata di due termometri per la misura della temperatura dell'aria; uno posto

a 5 m dal terreno per la misura della temperatura dell'aria "indisturbata" e l'altro posto a 50 cm da terra. La stazione è inoltre munita di un nivometro.

La particolarità di questa stazione è però il foro di sondaggio adibito alla misurazione delle temperature del suolo a diverse profondità. Il foro di sondaggio è stato predisposto nell'estate del 1998 nell'ambito del progetto europeo *PACE (Permafrost And Climate in Europe)* con una perforazione di 100,3 m di profondità su un substrato affiorante di dolomia.

In figura 2.10 viene mostrato il profilo di temperatura completo ad un anno dalla perforazione.

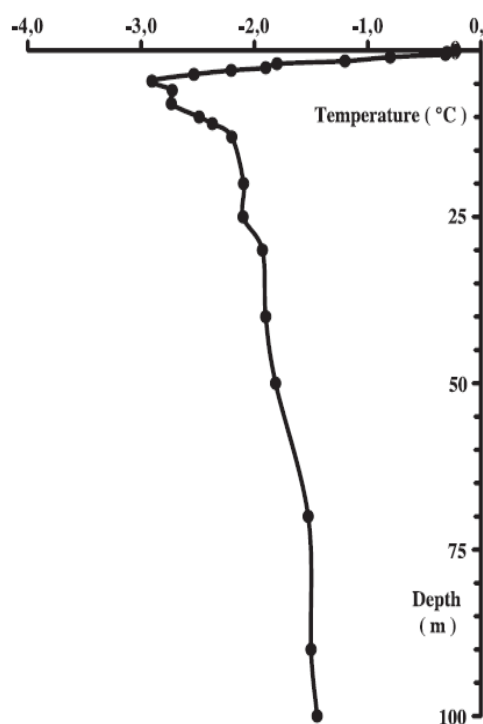


Figura 2.10. Profilo di temperatura nel foro di sondaggio sul Monte Livio il 5 Giugno 1999, ad un anno dalla perforazione.

Analizzando nel tempo i profili di temperatura del suolo è stato possibile stimare lo spessore del permafrost. Lo spessore medio del permafrost nell'area dello Stelvio risulta pari a circa 20 m, ma in corrispondenza del sondaggio PACE sul Monte Livio (Guglielmin, 2004) lo spessore supera addirittura i 200 m, dimostrando la predisposizione climatica e morfologica del sito al mantenimento di uno spessore di permafrost considerevole.

I dati forniti dalla stazione sono relativi al solo 2011 in quanto già l'anno 2012 presentava troppi dati mancanti per poter essere usato con sufficiente affidabilità nelle analisi.

In figura viene mostrato l'andamento dell'altezza di neve per l'anno 2011.

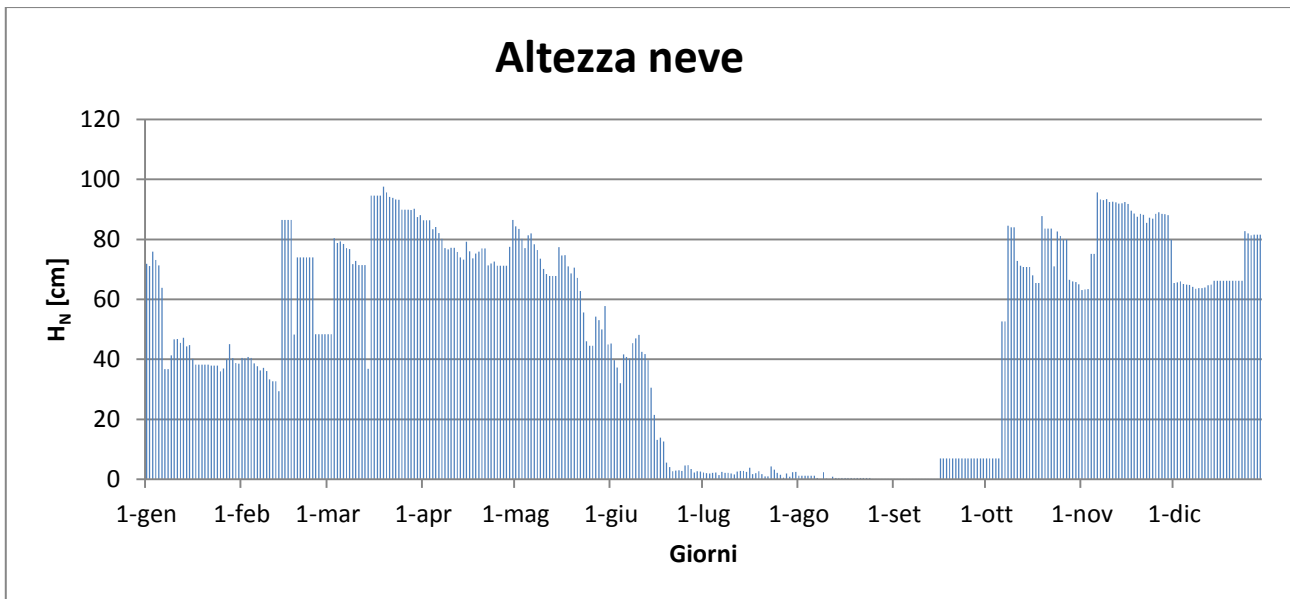


Figura 2.11. Andamento dell'altezza di neve per l'anno 2011, stazione di Monte Livrio.

La serie è stata depurata dagli *outlier*. Alcuni giorni presentavano infatti, picchi di spessore della neve eccessivi rispetto ai valori dei giorni contigui. I valori di altezza neve superiori ai 300 cm sono stati rimossi e si è considerato 1 m come soglia massima giornaliera di nuova neve.

Per quanto riguarda le temperature dell'aria, in figura 2.12 sono riportate le temperature misurate a 5 m dal suolo e a 50 cm da terra.

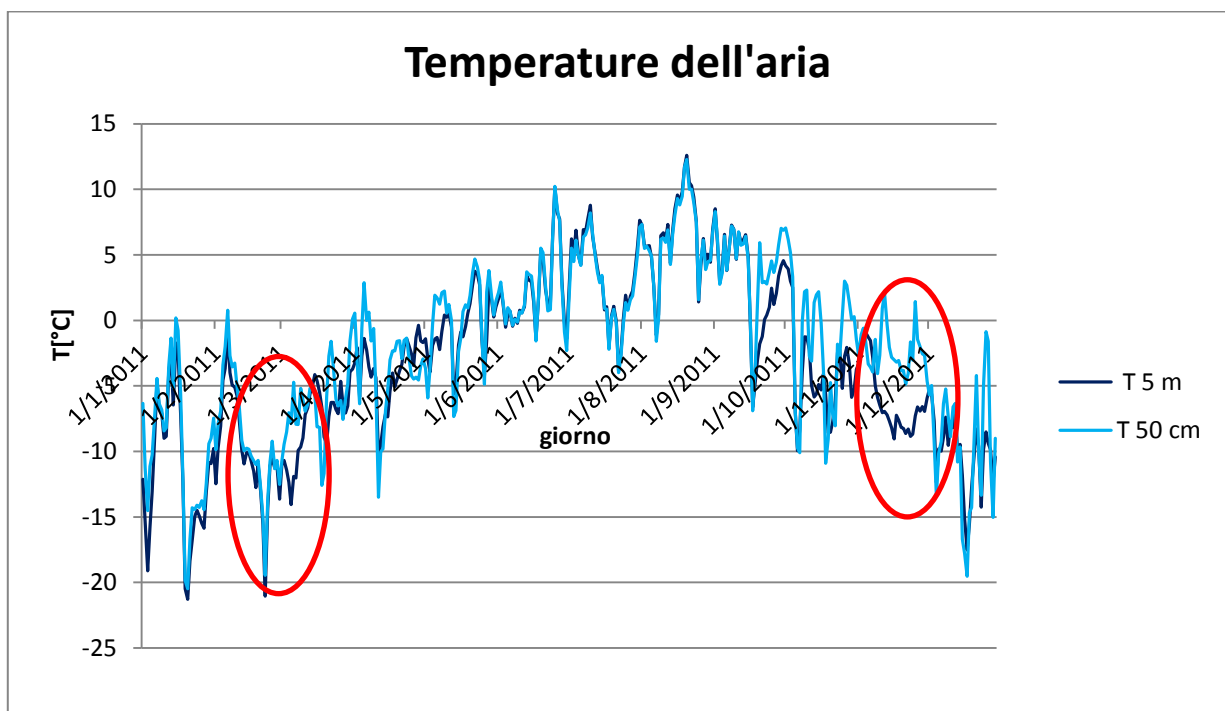


Figura 2.12. Temperature dell'aria misurate a diverse altezze da terra per la stazione Monte Livrio.

Dal grafico si nota come le due serie di temperatura seguano il medesimo andamento temporale. In particolare si può osservare che la corrispondenza massima si ha nel periodo estivo dove le due temperature risultano praticamente sovrapposte; qualche discostamento si ha invece, nel periodo primaverile e tardo autunnale (cerchi rossi) in cui le temperature a 50 cm da terra risultano superiori rispetto a quelle misurate a 5 m. L'origine di questo discostamento è da ricercarsi nei valori di altezza di neve; proprio in questi periodi infatti, lo spessore del manto nivale è massimo e supera i 50 cm di altezza del termometro inferiore. La neve agendo quindi da isolante termico, protegge il sensore dalle temperature fredde dell'aria circostante facendo registrare valori superiori a quelli esterni. Nei mesi estivi invece, quando la copertura nevosa è ormai sparita, le due serie di temperatura tornano ad assumere gli stessi valori.

2.5.1 La temperatura del suolo

L'informazione più interessante che può essere ottenuta dai dati della stazione di Monte Livrio, è però la temperatura del suolo. Attraverso l'installazione di vari termometri a diverse profondità è possibile rilevare la temperatura del suolo e conoscere i profili termici all'interno dello strato attivo e del corpo del permafrost. Questa informazione è di grande importanza se si vogliono comprendere i flussi termici all'interno del permafrost e gli scambi di energia con l'ambiente esterno.

I dati di temperatura del suolo per l'anno 2011 sono relativi alle seguenti profondità:

Misura	Profondità [m]
1	-0.02
2	-0.3
3	-0.6
4	-1.0
5	-1.6
6	-2.0
7	-2.6
8	-3.0
9	-3.6
10	-4.6

Tabella 2.4. Profondità di misura della temperatura del suolo per la stazione di misura Stelvio.

In figura 2.13 vengono diagrammate le serie di temperatura per le diverse profondità.

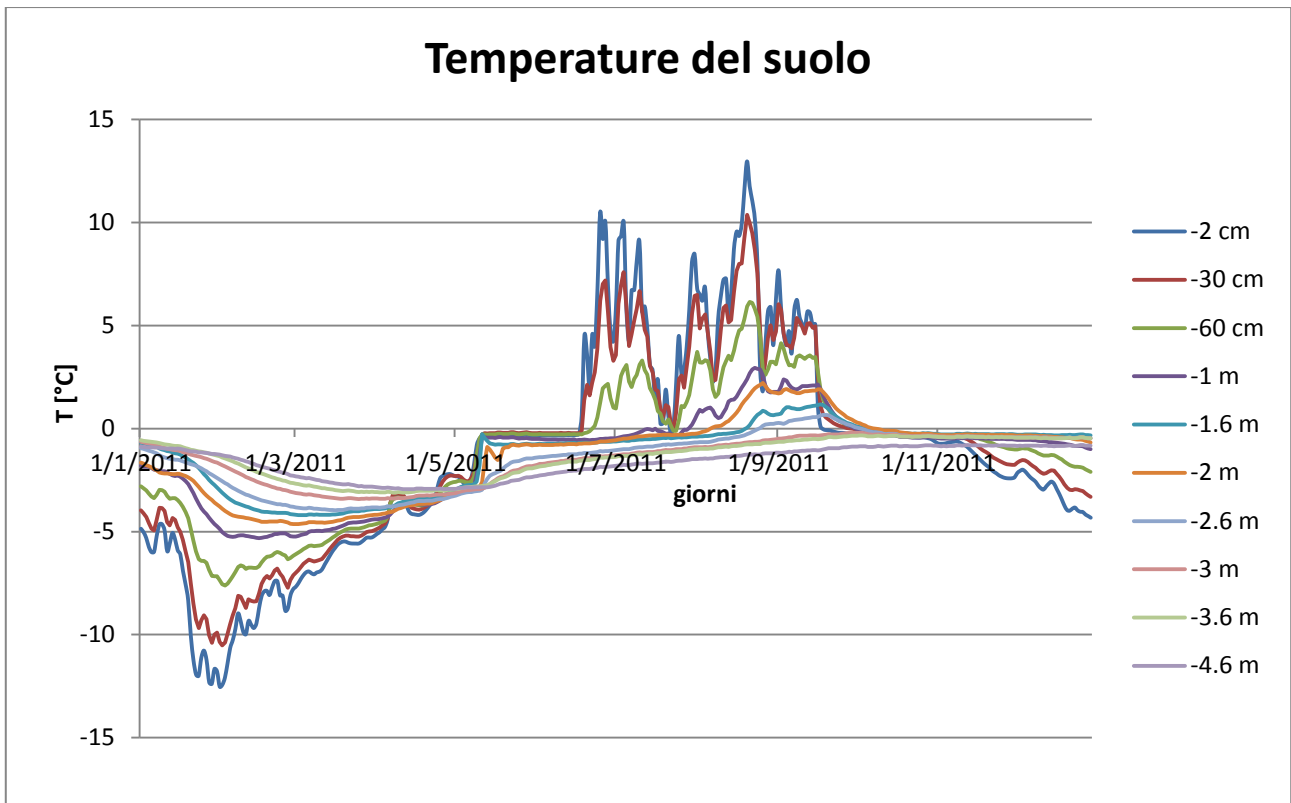


Figura 2.13. Temperature del suolo per le diverse profondità.

Dal grafico si osserva come le temperature registrate nei primi strati di terreno (>-1 m) risentano maggiormente delle temperature esterne e presentino forti oscillazioni, sia nei periodi estivi che invernali. A dimostrazione di ciò si può notare come la temperatura registrata a -2 cm segua un andamento molto simile a quello della temperatura dell'aria. Scendendo in profondità le temperature vengono sempre più smorzate e le oscillazioni attenuate. Al di sotto del metro di profondità le serie presentano andamenti con variazioni poco significative; la profondità infatti attenua e ritarda sempre più l'effetto del clima esterno e le temperature degli strati più profondi risentiranno pertanto solo dei flussi geotermici provenienti dal basso.

Dalle temperature giornaliere misurate alle diverse profondità, si possono ricavare i profili termici del suolo. In figura 2.14 vengono proposti i profili termici mensili ottenuti come media delle temperature alle varie profondità.

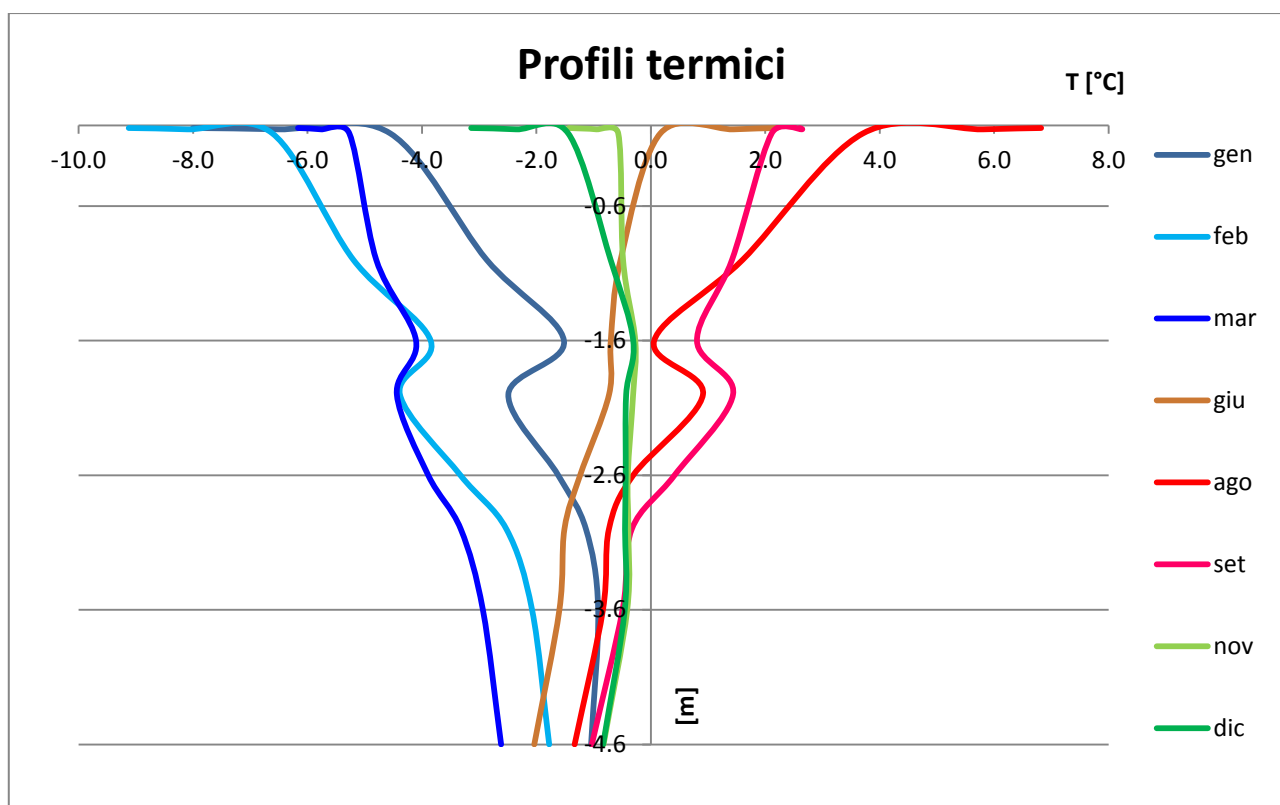


Figura 2.14. Profili termici mensili per la stazione Monte Livrio.

Si osserva chiaramente come durante i mesi invernali le temperature del suolo rimangono negative per tutte le profondità indagate. Analizzando i profili di gennaio, febbraio e marzo si evidenziano andamenti simili che partono da valori molto bassi di temperatura, per i primi strati di terreno, e aumentano poi scendendo in profondità, segno che le rigide temperature dell'aria non riescono a influenzare nel breve periodo lo stato termico degli strati profondi. Il primo mese in cui si registra un andamento differente è giugno. In primavera infatti, le temperature dell'aria si portano su valori più miti e anche il terreno ne risente, iniziando a fondere in prossimità dei primi centimetri in superficie. Con il progredire della stagione estiva e delle temperature calde, i profili termici si spostano nella parte destra del grafico. Nei mesi di agosto e settembre, il terreno presenta temperature alte negli strati superficiali e temperature via via più basse con l'aumentare della profondità. Nel corso dei mesi di novembre e dicembre si osserva infine nuovamente, un'inversione dei profili termici, che tornano sotto zero per tutta la profondità indagata.

Un'informazione utile che può essere estrapolata dai profili termici è lo spessore dello strato attivo per i diversi mesi. L'intersezione di ogni profilo con l'asse delle ordinate, che rappresenta la soglia di fusione del ghiaccio, fornisce infatti, lo spessore dello strato attivo. Si osserva così che nei mesi invernali, lo strato attivo è nullo e inizia a formarsi a giugno con la fusione dei primi centimetri superficiali. Lo spessore aumenta poi con il progredire dell'estate e raggiunge la sua profondità massima a settembre con -3 m.

Si è voluto inoltre ricavare il profilo termico del terreno evidenziando i soli casi di temperatura massima e minima (figura 2.15).

Questo profilo è stato ricavato calcolando per ogni profondità, la temperatura minima e massima dell'anno.

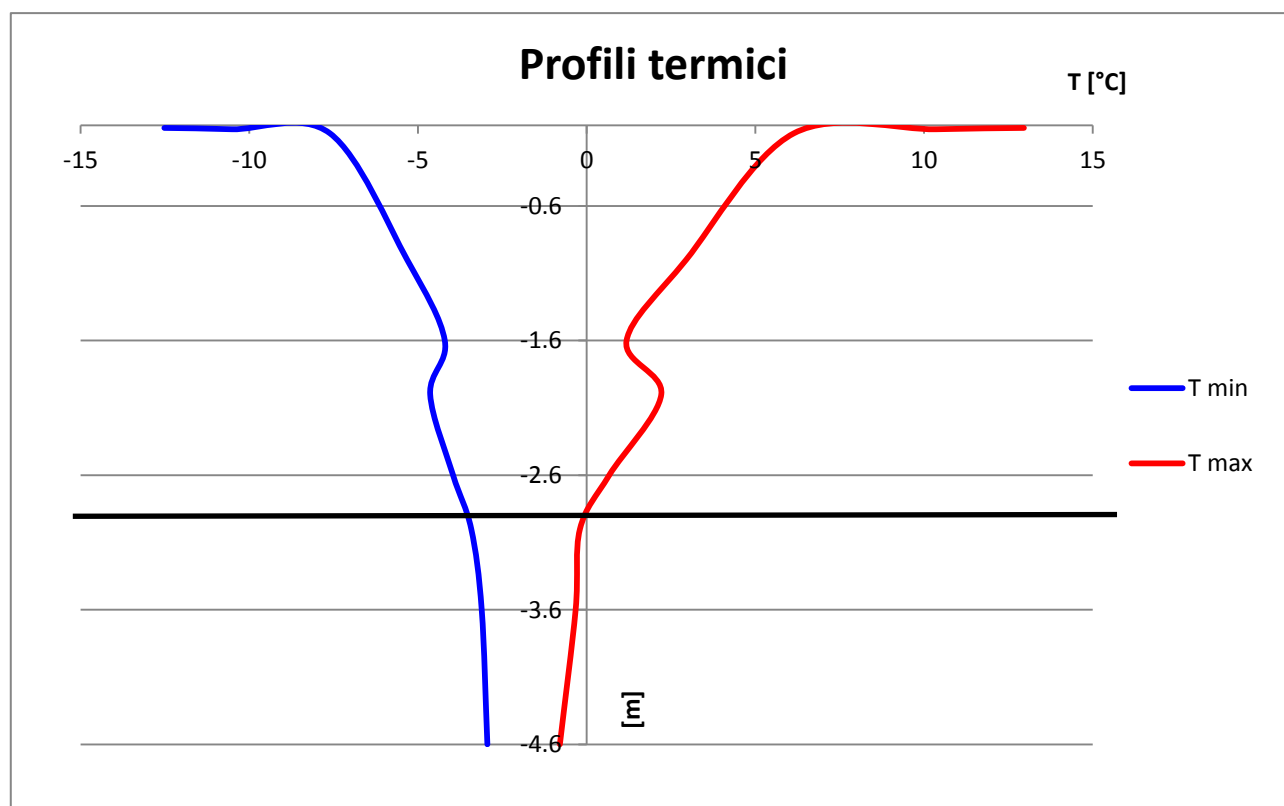


Figura 2.15. Profilo termico del terreno semplificato.

Questo diagramma è molto utile e viene spesso proposto in letteratura per ricavare molte informazioni importanti sul permafrost dell'area studiata.

Per quanto si può osservare dalla figura 2.14, nel periodo più caldo, solo lo strato attivo supera gli 0 °C; il suo spessore massimo si assesta intorno ai -3 metri di profondità. Se fossero state disponibili misurazioni termiche anche per profondità più elevate si sarebbe potuta trovare la profondità di variazione annua nulla, la *Zero Annual Amplitude ZAA*, già illustrata nel capitolo 2 che probabilmente nel caso della stazione Monte Livrio si assesta attorno ai -6 / 7 m.

Sotto la profondità di variazione annua nulla, non si verificano cambiamenti termici stagionali e la temperatura cambia solo per effetto del gradiente termico o per variazioni dei flussi geotermici e di cambiamenti climatici importanti che si protraggono per più secoli. L'effetto delle variazioni di temperatura dell'aria sul suolo viene infatti ritardato nel tempo e attenuato al crescere della profondità.

Proseguendo in profondità, si raggiunge la base del permafrost sotto la quale le temperature tornano ad essere nuovamente positive.

In figura 2.16 viene mostrato un esempio teorico di profilo termico semplificato ricavato dai dati di un pozzo in Antartide.

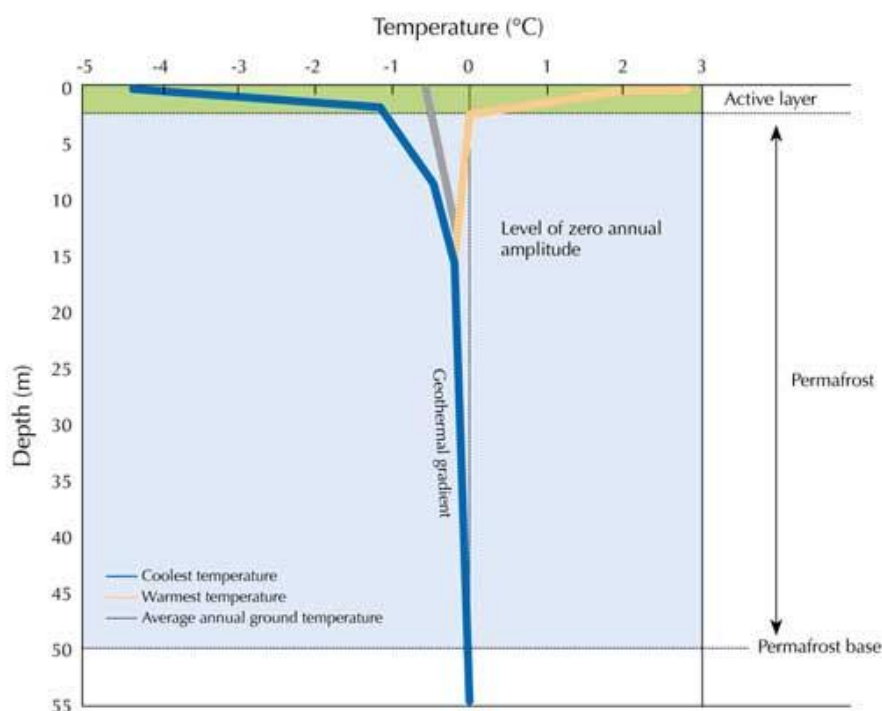


Figura 2.16. Profilo termico semplificato ricavato dai dati di un pozzo in Antartide.

Infine, sempre dai dati di temperatura del suolo, è possibile ricavare l'andamento temporale dello spessore dello strato attivo nel corso dell'anno. Quest'aspetto sarà però illustrato nel dettaglio all'interno del capitolo 3.

2.6 L'idrometro Braulio Stelvio

L'idrometro Braulio Stelvio è una stazione di misura inserita all'interno di una rete idrometrica di proprietà del Parco Nazionale dello Stelvio e gestita da ricercatori del Politecnico di Milano. Il sensore è stato installato nel luglio 2011 nell'ambito del progetto *IdroStelvio*, insieme ad altri dieci idrometri. Il progetto, voluto dal Parco Nazionale dello Stelvio, in collaborazione con il Politecnico di Milano e l'Università degli Studi di Milano, si prefigge il monitoraggio dei deflussi naturali nell'area protetta del Parco, la valutazione della disponibilità idrica e la sua evoluzione nel tempo e la modellazione idrologica e glaciologica di tale risorsa.

L'idrometro Braulio Stelvio è uno strumento automatico in grado di misurare e registrare l'altezza idrometrica del torrente Braulio. Esso è situato alla sezione di chiusura del bacino Braulio Stelvio a quota 2506 m s.l.m. e delimita una superficie di 0.66 km². Consiste in una stazione automatica in grado di rilevare ogni 15 minuti le quote idrometriche, cioè l'innalzamento o l'abbassamento del livello dell'acqua del torrente rispetto al punto di installazione di un sensore piezometrico immerso.

Per altezza idrometrica si intende la misura del dislivello tra la superficie dell'acqua ed un punto di riferimento altimetrico che può essere il livello medio del mare oppure il riferimento "zero"

dell'idrometro stesso, ovvero la quota altimetrica (sempre sul livello medio del mare) di riferimento dell'idrometro.

In questo caso, trattandosi di un idrometro a pressione, lo zero altimetrico corrisponde alla quota del sensore posto in acqua.

L'idrometro a pressione consiste in un trasduttore piezometrico immergibile per la misura dei livelli. Il principio di funzionamento tiene conto che un liquido esercita una pressione sul sensore che è proporzionale, oltre che all'altezza assunta dal liquido stesso, anche alla massa volumetrica e all'accelerazione di gravità. Nel cavo di collegamento del sensore è inserito un tubicino di compensazione della pressione atmosferica. Il sensore rileva la differenza tra la pressione atmosferica e la pressione idrostatica esercitata dalla colonna d'acqua sovrastante. Sottraendo i due valori di pressione si ottiene la misura idrometrica dell'acqua che scorre sopra il sensore.

Grazie alla facilità di installazione, alla versatilità e ai costi contenuti è stato preferito l'impiego di un sensore piezometrico, piuttosto che apparecchiature più complesse come i sensori sonici. Tali sensori permettono misurazioni di tiranti idrici in un intervallo che va dagli 0 ai 10 m con una risoluzione di 0.01 m.

Per garantire un buon funzionamento dello strumento è necessario posizionare il sensore sotto il minimo livello idrico previsto nel torrente, assicurandolo in modo da evitare un possibile scalzamento dell'apparecchio da parte della corrente. Le tecniche di ancoraggio sono di diverso tipo a seconda della geometria della sezione: nel caso dell'idrometro Braulio Stelvio, il sensore è stato fissato all'interno un tubo di protezione in PEAD posizionato sul fondo del corso d'acqua.

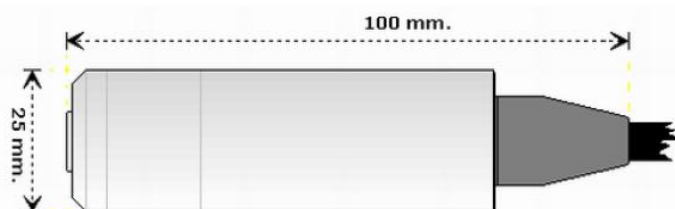


Figura 2.17. Schema di un sensore di pressione piezoelettrico.

Le misure così effettuate vengono poi, memorizzate da un'unità di acquisizione o data logger che permette, attraverso due porte seriali, lo scarico dei dati e la programmazione attraverso PC. La stazione Braulio Stelvio è resa energeticamente indipendente da un piccolo pannello solare da 10 W che alimenta una batteria in grado di fornire autonomia alla strumentazione elettronica anche per lunghi periodi, in assenza di irraggiamento solare diretto. Apparecchi sensibili, come la batteria e il data logger, sono alloggiati in una scatola impermeabile, al sicuro da agenti atmosferici quali neve e acqua, mentre il pannello solare è installato esternamente sulla parte superiore dell'involucro.

Prima di procedere con il vero e proprio trattamento dei dati dell'idrometro, è stato necessario riorganizzare in modo razionale le misure effettuate.

Le informazioni di maggiore interesse sono i rilievi geometrici della sezione fluviale e le scale di deflusso, queste ultime ottenute a partire da misure di portata in alveo. Sezioni e scale sono state calcolate ogni anno, al fine di caratterizzare l'evoluzione delle variabili morfologiche e idrologiche tipiche della sezione.

Nel grafico in figura 2.18, viene mostrata la sezione del torrente Braulio Stelvio, in corrispondenza dell'idrometro. Il rilievo è stato effettuato nel luglio 2012.

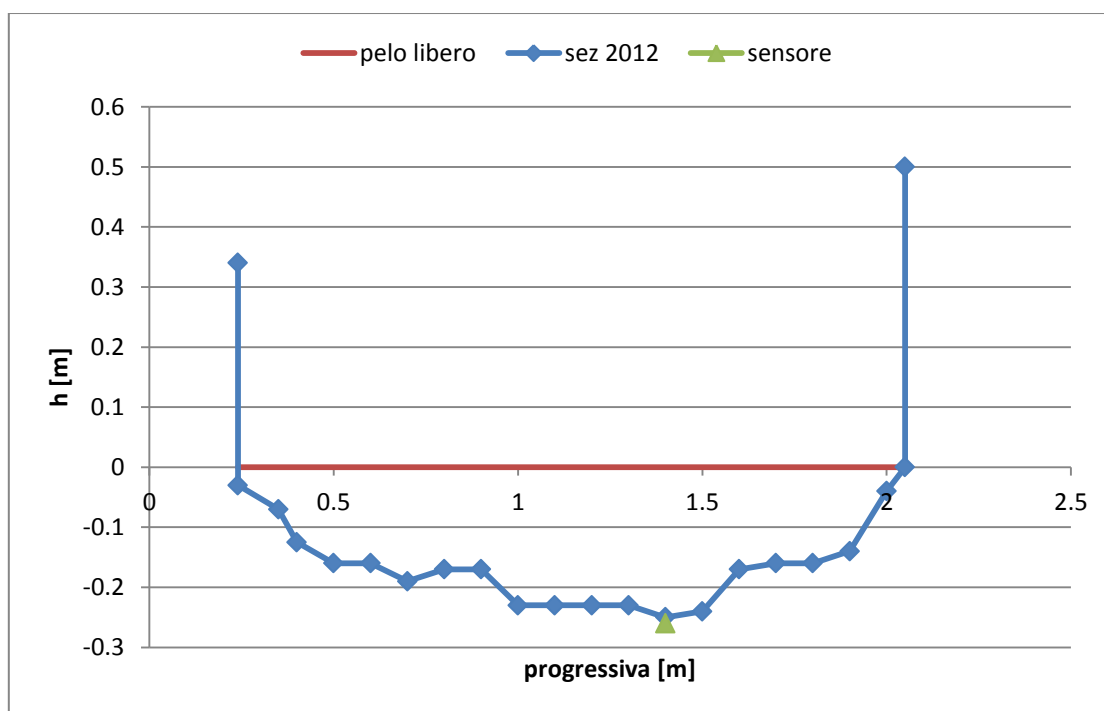


Figura 2.18. Rilievo della sezione Braulio Stelvio per il 2012.

Nel capitolo 2.2.4.2 viene invece presentata la scelta di un'opportuna scala di deflusso per il calcolo delle portate.



Figura 2.19. L'idrometro Braulio Stelvio e il torrente visto dalla sezione di chiusura, Luglio 2013.

2.6.1 Interpretazione del dato idrometrico

Il primo dato che viene ricavato dall'idrometro Braulio Stelvio è la lettura dei livelli idrici ogni 15 minuti. Il periodo di disponibilità dei dati va dal 26 luglio 2011 al 24 settembre 2013. Nel grafico in figura 2.20 viene diagrammato l'andamento dei livelli idrici giornalieri per il periodo disponibile. La serie è già stata depurata da errori e sono stati rimossi i No Data.

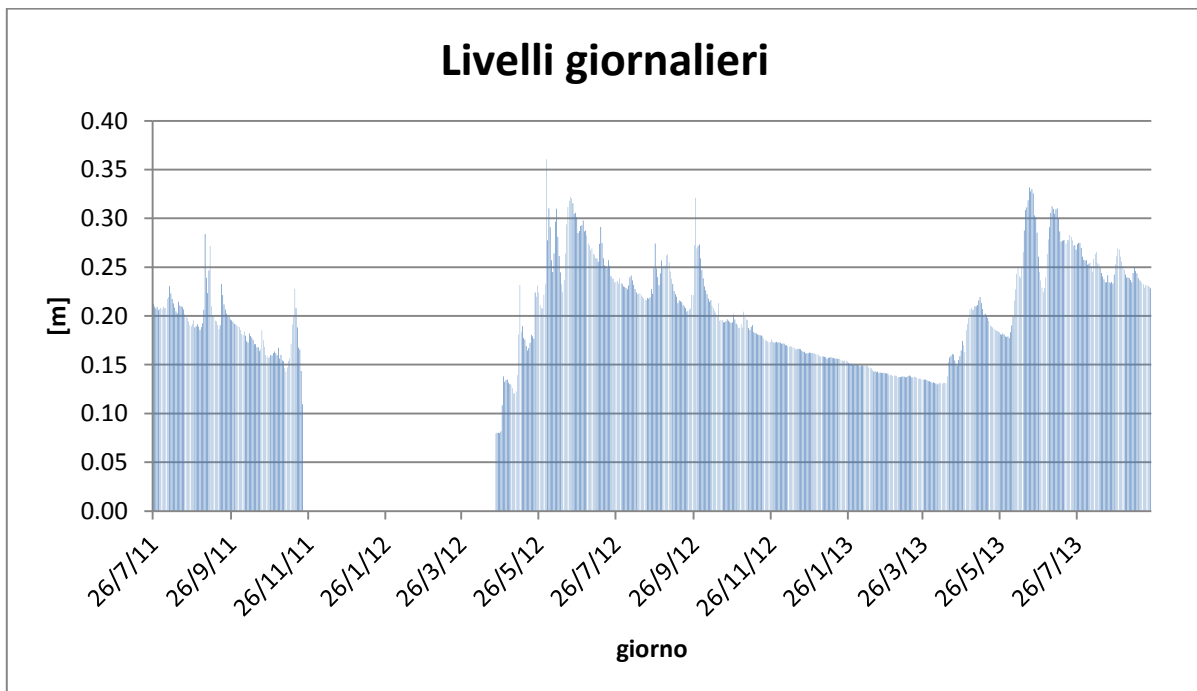


Figura 2.20. Livelli idrici corretti del torrente Braulio Stelvio per il periodo d'interesse.

In occasione dell'ultimo rilievo effettuato nell'ottobre 2013 si è riscontrata una manomissione del sensore idrometrico che è stato danneggiato e posto fuori dall'alveo, le letture idrometriche si fermano pertanto a settembre 2013.

Per il periodo compreso tra il 22 novembre 2011 e il 21 aprile 2012 i dati sono mancanti in quanto il sensore era ghiacciato e ha fornito misurazioni scorrette e non realistiche, con picchi troppo elevati. Trattandosi infatti di un idrometro a pressione, in presenza di acqua ghiacciata, il sensore fornisce un valore di altezza idrica molto alto dovuto alla pressione esercitata dalla colonna di ghiaccio sullo stesso. Il torrente Braulio Stelvio inoltre, è un torrente con portate modeste e con un alveo circoscritto e non molto profondo pertanto, in presenza di temperature negative, è frequente il congelamento dell'acqua a ridosso delle sponde.

In figura 2.21 e 2.22, vengono mostrati i livelli giornalieri senza la rimozione del picco dovuto a congelamento. Si è infatti verificato l'effettivo congelamento del sensore correlando i dati di altezza idrica con quelli di temperatura atmosferica e precipitazione.

Con il primo grafico si vuole verificare che il periodo di tempo in cui si presume il sensore ghiacciato corrisponda a temperature atmosferiche negative, in grado di gelare l'acqua sovrastante il sensore. Come si evince, nel corso del periodo di tempo indagato si sono verificate effettivamente temperature dell'aria sotto zero.

Con una seconda verifica si vuole confrontare il picco di livello idrico con le precipitazioni ottenute dalla stazione meteorologica di riferimento Oga S. Colombano. Il picco di altezza idrica non risulta corrispondere ad un evento meteorico importante e non si sono registrate precipitazioni abbondanti in grado di giustificare tiranti idrici così elevati. Inoltre, il periodo d'indagine in cui si presume il sensore ghiacciato corrisponde all'inverno quando le precipitazioni liquide sono praticamente nulle e non possono provocare picchi di altezza così elevata. Le temperature atmosferiche invece, rimanendo sotto zero per tutto l'arco di tempo indagato, hanno consentito all'acqua di gelare in prossimità delle sponde e della superficie causando letture idrometriche scorrette. In ogni caso anche da semplici considerazioni fisiche, si può dedurre che un tirante di quasi 4 metri in un alveo tanto piccolo come quello del torrente Braulio Stelvio è praticamente irrealizzabile. Si conclude quindi che nell'inverno 2011 l'idrometro sia effettivamente ghiacciato; sono state pertanto scartate dalla serie le misure idriche scorrette.

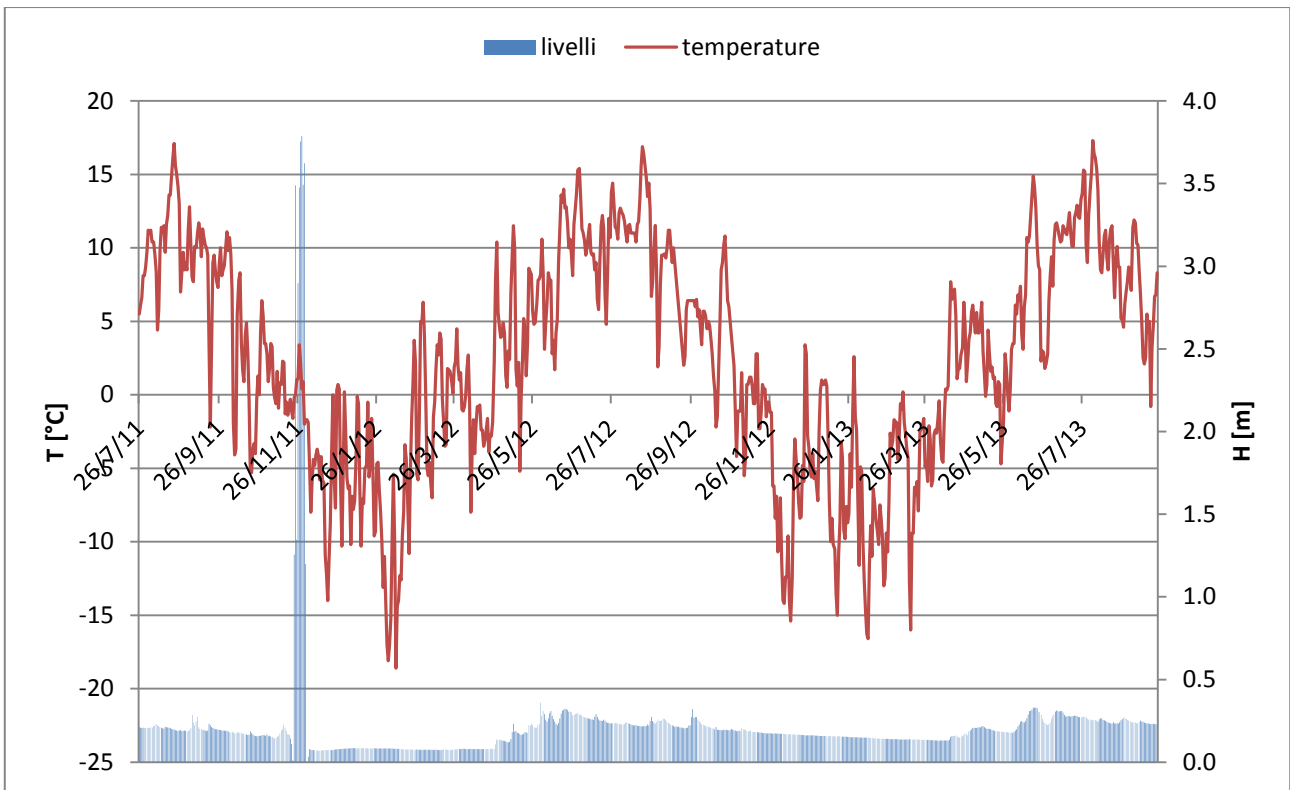


Figura 2.21. Livelli idrici del sensore Braulio Stelvio e temperature dell'aria per la stazione di Oga.

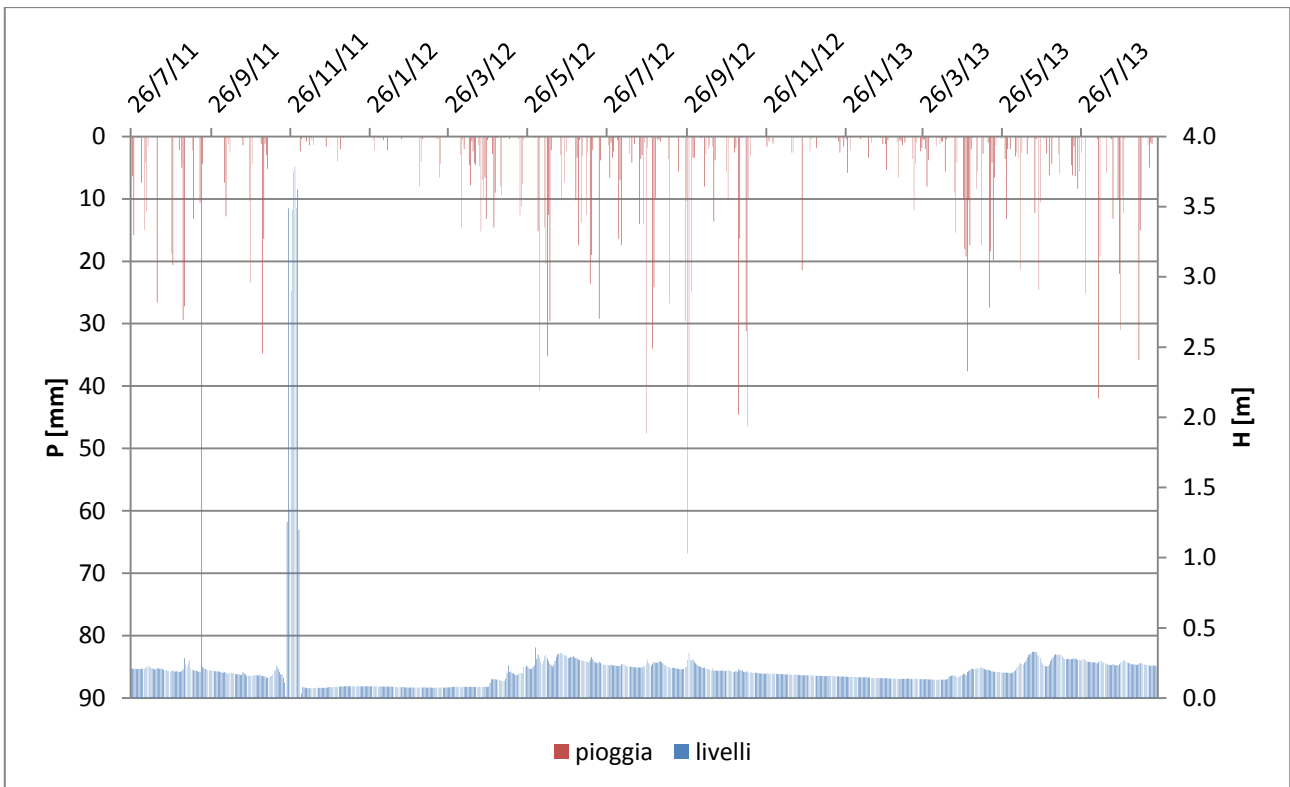


Figura 2.22. Livelli idrici della stazione Braulio Stelvio e precipitazioni liquide della stazione di Oga S. Colombano.

Appurata la presenza di errori, si è proceduto rimuovendo i valori non corretti dalla serie registrata. Per prima cosa si è depurata la serie dai valori No Data identificabili con il valore di -999999. In un secondo momento si è passati alla rimozione dei picchi dovuti al congelamento del sensore.

2.6.2 La scala di deflusso

Una volta rimossi gli errori nelle misure di altezze idriche, è stato possibile procedere alla stima delle portate.

Per ricavare le portate a partire da misurazione di tiranti idrici occorre elaborare una scala delle portate. La *scala delle portate* o *scala di deflusso* è una relazione che consente di legare in maniera univoca la portata transitante Q e un determinato valore di livello idrometrico h . Essa si basa su alcune ipotesi semplificative, quali quella di moto uniforme. Tale tipologia di moto si instaura soltanto quando la pendenza del corso d'acqua è uguale alle perdite di carico. Sebbene questa condizione idraulica sia difficile da riscontrare in alvei naturali, nel caso di torrenti montani queste considerazioni risultano invece lecite, in quanto la pendenza e le perdite sono verosimilmente dello stesso ordine di grandezza (1 % - 10 %).

La scala di deflusso esprime dunque, per una data sezione, la relazione crescente tra la portata defluente e il tirante idrico:

$$Q = f(h)$$

Il deflusso della corrente in un corso d'acqua generalmente avviene in condizioni di moto permanente, cioè in condizioni idrodinamiche costanti nel tempo ma variabili da sezione a sezione. Ipotizzando, dunque, che il moto della corrente sia uniforme a tratti, è possibile utilizzare la formula di Chézy, che lega in modo univoco la portata all'altezza h della corrente:

$$Q = A\chi\sqrt{Ri}$$

dove:

- A è l'area bagnata della sezione idrica
- $R = A / P$ è il raggio idraulico
- P è il perimetro bagnato
- i è la pendenza dell'alveo
- χ indica un coefficiente di scabrezza valutabile con l'espressione di Gauckler-Stickler, che assume $\chi = k_s R^{1/6}$ dove k_s è l'indice di scabrezza dell'alveo in esame.

Operativamente per il calcolo della scala di deflusso sono state condotte delle simulazioni idrauliche mediante l'uso del software Hec-Ras e utilizzando la geometria rilevata mediante misure dell'alveo. Il programma consente il calcolo del profilo del pelo libero nel caso di moto stazionario (steady flow) e non stazionario (unsteady flow).

Per l'analisi in moto permanente si sono scelti 55 profili da simulare, ciascuno con una differente portata. Partendo dal profilo 1 con una portata di 0.01 m³/s si è scelto un incremento di portata dQ di

0.01 m³/s fino al profilo 50; per gli ultimi profili il passo dQ è stato aumentato a 0.1 m³/s in modo da arrivare a 1 m³/s di portata per il profilo 55. In corrispondenza di ogni profilo si è misurata anche la quota della superficie libera in m s.l.m.

In tabella viene riportata la profondità dell'idrometro e la sua profondità rispetto al *thalweg*, ovvero il punto dell'alveo con quota più bassa.

profondità sensore [m]	0.26
profondità sensore rispetto <i>thalweg</i> [m]	-0.06

Nell'appendice 1 si riportano tutti i profili e i valori dei parametri usati per la stima della scala di deflusso.

In figura 2.23 si riporta la scala delle portate per l'anno 2012 e l'interpolazione polinomiale trovata.

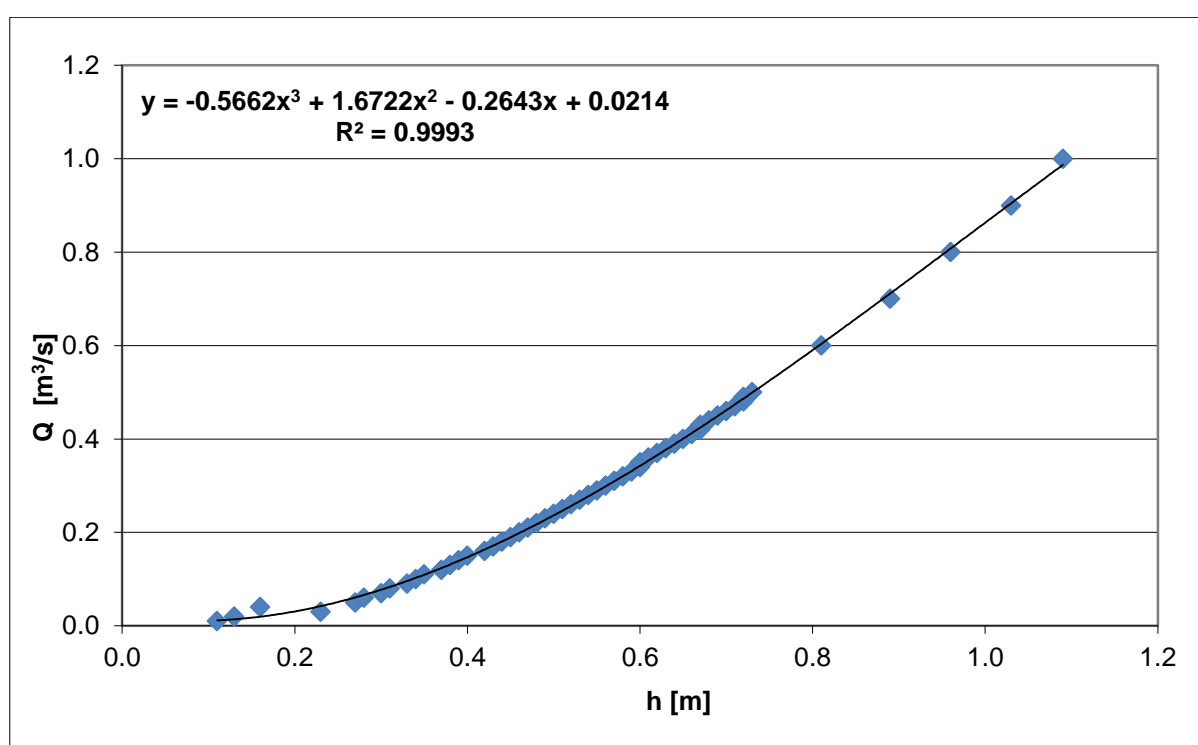


Figura 2.23. Scala delle portate per l'anno 2012.

Per il calcolo delle portate attraverso la scala di deflusso esistono in letteratura numerose espressioni che legano Q ad h . Per il bacino Braulio Stelvio si è scelto di utilizzare un'espressione polinomiale del tipo:

$$Q = a_0 + a_1 h + \dots + a_k h^k$$

dove k indica il grado del polinomio e i termini a_k sono dei coefficienti da stimare.

Per il torrente Braulio Stelvio si è adottato un polinomio del terz'ordine e i valori delle costanti a sono riportati in tabella 2.5.

a₀	0.0214
a₁	-0.2643
a₂	1.6722
a₃	-0.5662

Tabella 2.5. Coefficienti delle costanti *a*.

E' facile intuire come l'utilizzo della scala di deflusso vada a semplificare notevolmente il procedimento di acquisizione del dato di portata, consentendo di passare direttamente dal livello idrometrico misurato al corrispondente valore di portata.

E' tuttavia di fondamentale importanza ai fini di una corretta valutazione della portata, che la scala di deflusso sia univoca e valida nel tempo. L'univocità è sempre assicurata dalle leggi dell'idraulica, ad eccezione dei periodi transitori di moto vario. Per quel che attiene la validità della scala di deflusso nel tempo, invece, il problema è più complesso poiché possono intervenire fattori di origine naturale e antropica e indurre modificazioni alla morfologia fluviale. Nel caso del bacino Braulio Stelvio, il problema non sussiste poiché l'asta fluviale non presenta ristagni, gorghi, prese e immissioni tali da modificare la morfologia fluviale; inoltre l'ipotesi di moto uniforme è garantita trattandosi di un torrente alpino.

Analogamente a quanto svolto per il rilievo del 2012, è stata calcolata la scala di portata anche per il 2011.

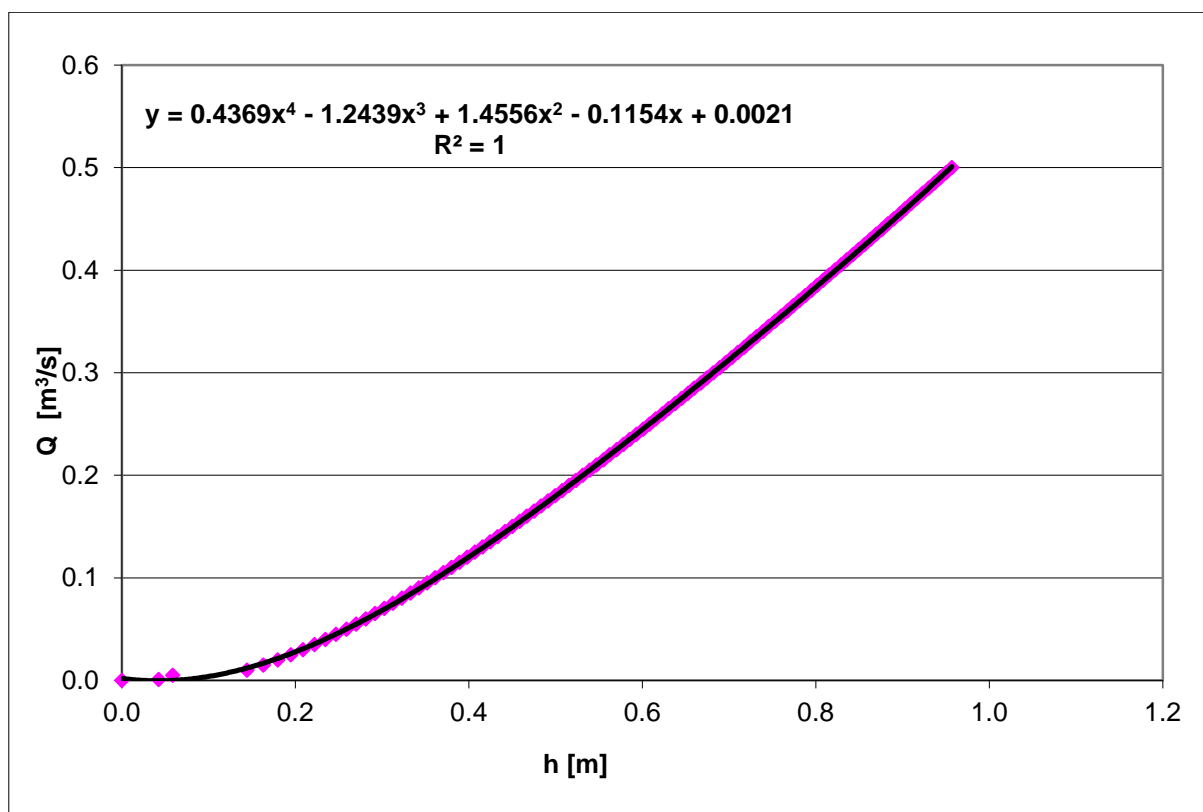


Figura 2.24. Scala delle portate per l'anno 2011.

E' importante sottolineare che la determinazione del valore di portata mediante la scala di deflusso risulta tanto più affidabile quanto più tale valore rientra nel campo delle misure sperimentali effettuate. A tal scopo le verifiche sperimentali condotte nel luglio 2012 e 2013 con il metodo della diluizione salina (capitolo 2.2.4.4) forniscono delle informazioni aggiuntive sulla precisione delle scale di portata ricavate al paragrafo precedente.

E' possibile infatti verificare l'affidabilità della scala delle portate, inserendo i valori di portata calcolati con il metodo della diluizione salina e le rispettive altezze idrometriche.

Q [m ³ /s]	h [m]
0.066	0.27
0.092	0.27

Tabella 2.6. Misure sperimentali di portata ottenute con il metodo della diluizione salina.

Come si osserva dal grafico in figura 2.25, le misure fornite dal metodo della diluizione salina, risultano perfettamente coincidenti con le scale delle portate.

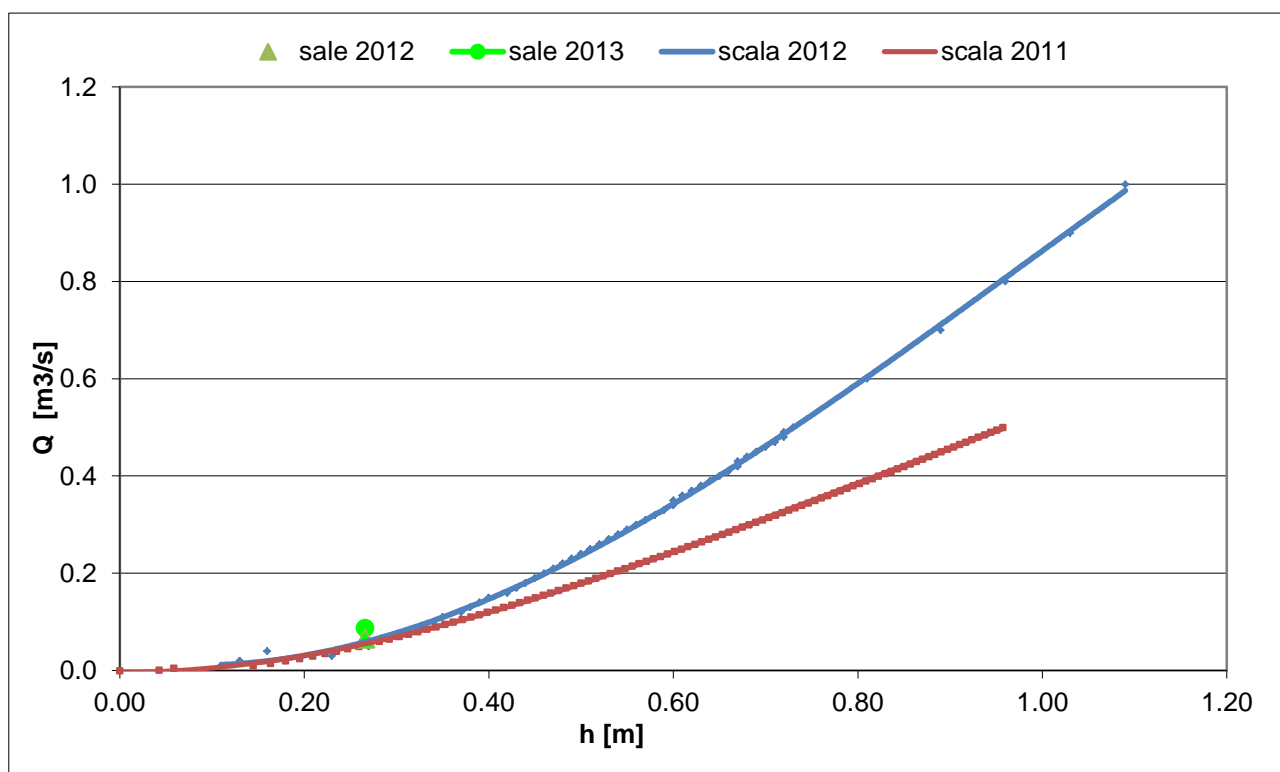


Figura 2.25. Verifica dell'attendibilità della scala delle portate attraverso le misure di diluizione salina.

Dall'analisi delle due scale di portata si osserva come per valori bassi di portata ($Q < 0.2$ m³/s) le due curve risultano molto simili. Al crescere poi della portata transitante, si evince una netta divergenza tra le due.

Comportamenti di questo tipo possono essere ricollegati oltre a cambiamenti della sezione, a variazioni di pendenza e scabrezza, a errori di misura della portata o a errori di interpolazione delle curve (Lambri, 2013).

La costruzione delle scale di deflusso si basa infatti su misurazioni in alveo spesso ottenibili solo per campi di portata molto bassi. Ciò comporta un andamento più simile nella prima parte della curva e possibili divergenze nella seconda; un comportamento migliore sarebbe perciò ottenibile in presenza di rilievi anche per valori di Q e h più elevati.

Al fine di valutare se le discrepanze riscontrate nelle scale calcolate siano dovute o meno a variazioni della sezione, si sono confrontati i valori di $k_S\sqrt{i}$ calcolati a partire dalle misurazioni di ogni anno.

I risultati ottenuti con questa indagine sono sintetizzati nella seguente tabella.

2011	0.58
2012	0.66

Tabella 2.7. Valori di $k_S\sqrt{i}$ per i rilievi del 2011 e del 2012.

Si può notare come il prodotto $k_S\sqrt{i}$ non presenti grosse differenze tra un anno e l'altro. Una sostanziale stazionarietà di questa variabile suggerisce che la scabrezza e la pendenza dell'alveo si siano mantenute pressoché costanti nell'arco di tempo considerato. In secondo luogo tale risultato porta ad escludere la presenza di errori di misurazione che avrebbero potuto influenzare il valore di portata utilizzato nel calcolo.

2.6.3 Dalla lettura idrometrica al calcolo delle portate

Per quanto le misure di portata effettuate tramite il metodo della diluizione salina risultino coincidenti ad entrambe le scale di deflusso, si è scelto di utilizzare, come scala di deflusso per il calcolo delle portate osservate su tutto l'arco temporale oggetto di studio, solo quella del 2012, in quanto ottenuta da misure in alveo più precise e affidabili.

Pertanto, ai livelli idrometrici corretti si è applicata la seguente relazione polinomiale in modo da ricavare i corrispondenti valori di portata.

$$Q = -0.5662 h^3 + 1.6722 h^2 - 0.2643 h + 0.0214$$

Si è scelto di calcolare la portata Q solo per livelli idrometrici superiori a 0.06 m e per temperature interne alla stazione di misura superiori a -5 °C. Per temperature inferiori infatti, si presuppone che il sensore ghiacci e fornisca valori non corretti di altezza idrometrica.

In figura 2.26 viene rappresentata la serie oraria delle portate corrette del torrente Braulio Stelvio ottenute per applicazione della scala di deflusso del 2012.

Per tutto il periodo di osservazione si possono osservare portate contenute con valori medi dell'ordine di $0.3 - 0.4 \text{ m}^3/\text{s}$ che rispecchiano la morfologia del piccolo alveo del torrente Braulio Stelvio e picchi di $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$ in corrispondenza dei periodi estivi generalmente più piovosi.

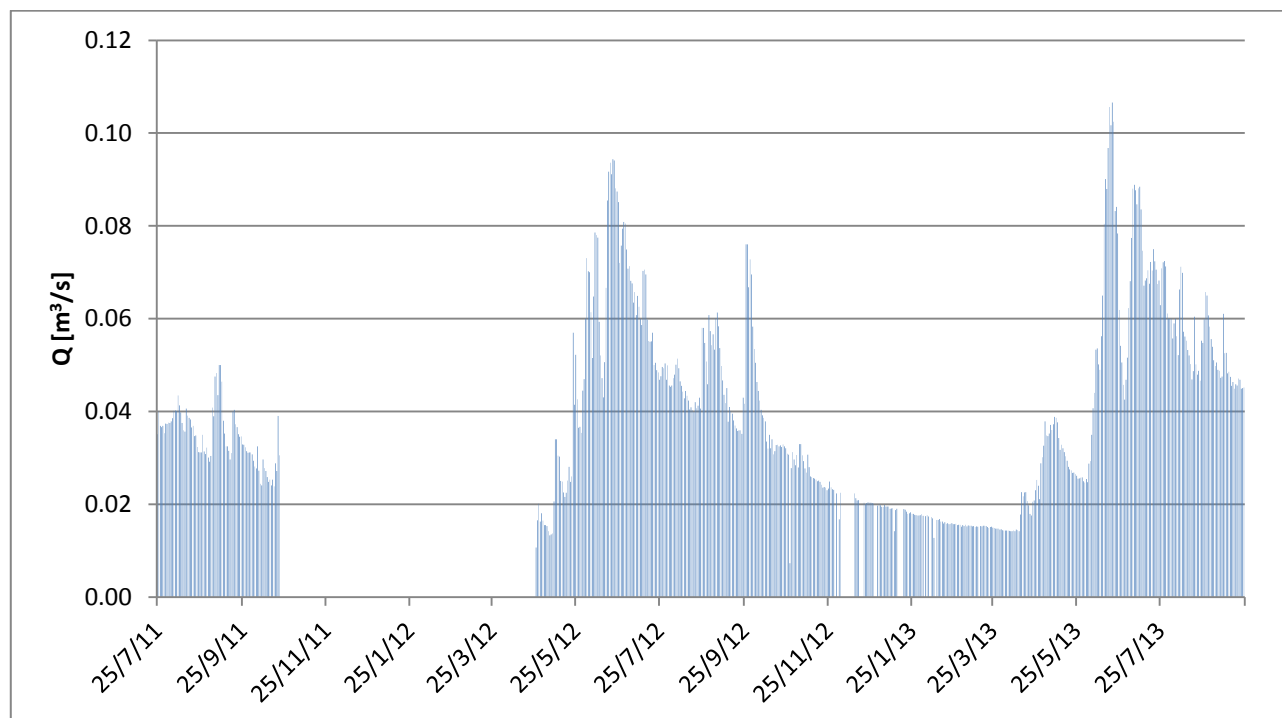


Figura 2.26. Andamento delle portate orarie osservate del torrente Braulio Stelvio.

2.6 .4 Metodo della diluizione salina

Al fine di verificare l'attendibilità della scala delle portate trovata al paragrafo precedente e avere una prima stima delle portate transitanti in alveo si è applicato il metodo della diluizione salina.

Il metodo della diluizione salina per il calcolo delle portate trova applicazione principalmente in piccoli corsi d'acqua montani con alvei e sezioni non idonei alle misure con altre tecniche (mulinello idrometrico e profilatore ADCP) (Scussel et al., 2006). In genere la diluizione salina viene applicata ad alvei caratterizzati da:

- una sufficiente turbolenza della corrente in grado di garantire il mescolamento del soluto;
- assenza di discontinuità nel flusso d'acqua; pozze, gorghi, salti di fondo o suddivisioni in filoni ostacolano e impediscono l'ottimale mescolamento;
- costanza della conducibilità di base;
- portate modeste dell'ordine del metro cubo;
- facile accesso alle sezioni di immissione e rilevazione.

Poiché varie esperienze riportate in letteratura (Barsby 1968, D'Agostino 2004) sono concordi nel considerare, nel caso di piccoli corsi d'acqua, poco affidabili i risultati di misurazioni condotte con

strumenti elettro-meccanici e poiché questa tecnica consente di effettuare facilmente misure anche ripetute nel tempo, si è optato per l'impiego di metodi basati sulla diluizione.

Le misure di portata mediante tracciante si basano sull'ipotesi che il sale raggiunga la sezione di campionamento in condizioni di mescolamento uniforme, che fra il punto di immissione e il punto di campionamento non vi siano derivazioni o immissioni di portata e che il deflusso rimanga costante per tutto il tempo di analisi. La portata viene determinata imponendo la conservazione della massa del tracciante fra il punto di iniezione e il punto di campionamento (D'Agostino, 2004).

L'immissione istantanea in alveo di una quantità nota di sale determina la rapida diluizione della sostanza ed una conseguente variazione della conducibilità elettrica dell'acqua del torrente, rilevabile con idoneo strumento, detto conducimetro. Considerando un legame lineare tra concentrazione e conduttività, è quindi possibile ricavare la portata sulla base della curva di variazione della conduttività della soluzione.

Il tracciante salino viene immesso in modo istantaneo in una sezione a monte e la sua presenza viene campionata più a valle come una variazione della conduttività elettrica specifica.

La distanza tra immissione e campionamento dipende dalla larghezza media del corso d'acqua, dalla quantità di sale utilizzato e dalla capacità di mescolamento del torrente. Tale distanza si calcola mediante apposite formule; viene qui proposta la formula di Rimmar semplificata:

$$L_R = b^2 * v^2 / d^2 * S$$

in cui:

- b è larghezza media corso d'acqua (m)
- v è velocità media della corrente (m/s)
- d è la profondità media dell'alveo (m)
- S è la pendenza del torrente.

Tale distanza garantisce di effettuare la misura in un punto dove la miscelazione tra soluto immesso e solvente è completa e quindi la valutazione della portata è la medesima per ogni punto della sezione trasversale del torrente ove si è posto il conducimetro.

Per quanto riguarda il calcolo della portata, il metodo dell'immissione salina istantanea prevede la stima secondo due modalità che consistono in un bilancio della quantità di sale immesso basato o sul volume della soluzione o sulla massa del tracciante impiegato (Elder et al., 1990). Nel primo caso la portata viene determinata mediante l'equazione seguente:

$$Q = C_s \frac{V_s}{\int_{t_0}^{t_0+t_p} [C(t) - C_b] dt}$$

Dove:

- C_s è la conduttività della soluzione ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
- V_s è il volume della soluzione (m^3)
- C_b è la conduttività di base ovvero la conduttività del torrente prima dell'immissione ($\mu\text{S}/\text{cm}$)

- $C(t)$ è la conduttività misurata al tempo t ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
- t_0 è l'istante in cui nella soluzione di campionamento si inizia ad osservare un valore $C(t) > C_b$
- t_p è il tempo di transito dell'onda

Nel secondo caso il bilancio viene espresso sulla massa immessa e la portata è calcolata come:

$$Q = \frac{M}{\int_{t_0}^{t_0+t_p} [c(t) - c_b] dt}$$

dove, oltre ai simboli già introdotti:

- M è la massa del sale immesso nel corso d'acqua (mg)
- $c(t)$ e c_b sono le concentrazioni saline (mg/l)

Per quanto riguarda il torrente Braulio Stelvio, sono state effettuate tre misure di portata rispettivamente nel luglio 2012 e 2013 e nell'ottobre 2013.

Il tracciante adoperato è il cloruro di sodio NaCl. Per prima cosa si è scelto un transetto del torrente privo di gorghi o ristagni. In un secchio si è preparata la soluzione salina diluendo con acqua 1 kg di sale da cucina; scelto il punto di immissione si è versata la soluzione in alveo.

La distanza di rilievo della conducibilità è stata presa pari a circa 100 m dal punto di immissione. Qui con un conducimetro si è misurata la variazione di conducibilità nel tempo. Il conducimetro usato è un conducimetro portatile dotato di taratura automatica e sensore al platino.

In particolare è stata misurata la conduttività di base dell'acqua C_B prima dell'immissione salina, la conduttività massima C_{MAX} al picco dell'onda e si sono continuati ad acquisire dati finché la conducibilità non è tornata al valore di base.

I valori misurati dal conducimetro sono stati successivamente elaborati con un foglio di calcolo elettronico.

Si è proceduto convertendo i valori di conduttività registrati in micro Siemens in valori di concentrazione di NaCl espressi in mg/l.

In tabella 2.8 vengono riassunti i principali parametri misurati durante le tre prove e il corrispondente valore di portata. Per la prova di ottobre 2013 non è stata calcolata la portata in quanto si sono riscontrate delle anomalie rispetto alle naturali condizioni d'alveo. Già da una prima analisi visiva infatti, si sono potute osservare portate transitanti decisamente superiori rispetto alle portate medie del periodo; la torbidità dell'acqua e il suo forte odore hanno infine fatto dedurre che fossero in atto degli sversamenti anomali in alveo probabilmente dovuti a scarichi fognari provenienti dal vicino Passo dello Stelvio. La conducibilità di base registrata in questa situazione risulta infatti nettamente superiore rispetto a tipici valori di conduttività per torrenti montani.

	Luglio 2012	Luglio 2013	Ottobre 2013
Peso sale [kg]	1	1	1
C_B [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	202	266	485
C_{MAX} [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	340	615	732
Q [m^3/s]	0.066	0.092	-

Tabella 2.8. Parametri misurati durante le prove di diluizione salina.

In figura 2.27 e 2.28 vengono invece riportati gli andamenti delle onde saline rispettivamente per la prova di luglio 2012 e luglio 2013 e i livelli idrometrici misurati dal sensore per la stessa ora.

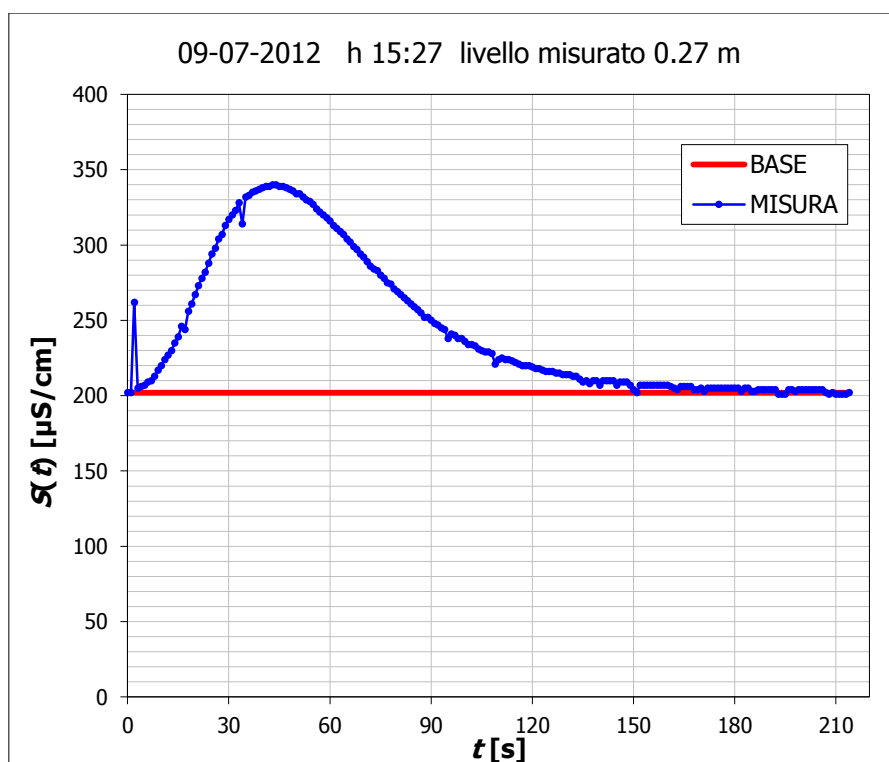


Figura 2.27. Onda salina per la prova di luglio 2012.

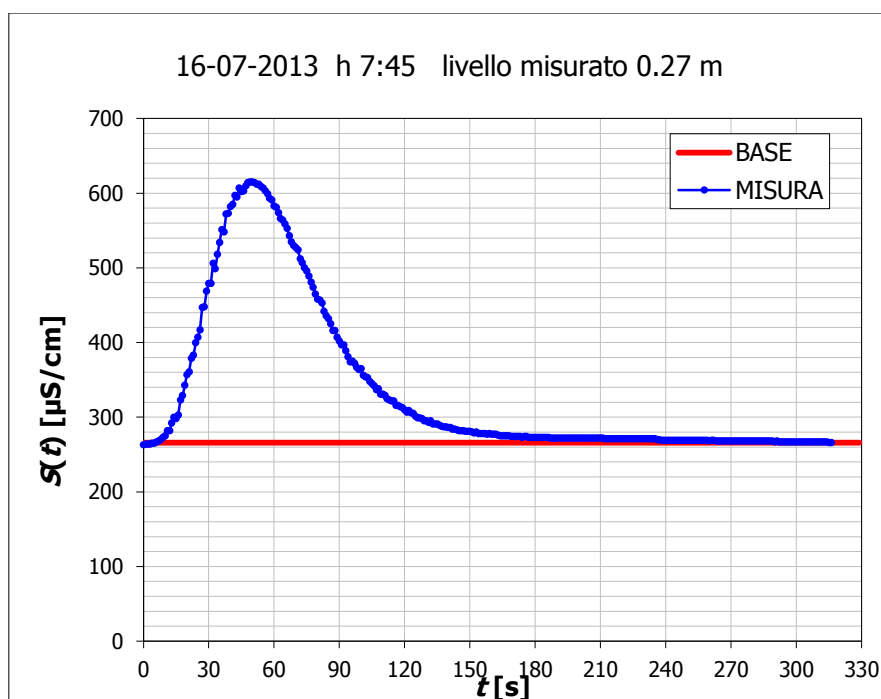


Figura 2.28. Onda salina per la prova di luglio 2013.

2.7 Il permafrost nel bacino Braulio Stelvio

Al fine di sviluppare un modello che tenga conto dell'influenza del permafrost sull'idrologia, è stato scelto come sito di studio il bacino Braulio Stelvio e sono stati analizzati tutte i possibili fattori, in particolare morfologici, meteorologici e idrologici che potenzialmente possono favorire la presenza di permafrost in un bacino.

Tra il luglio del 2013 e ottobre è stata condotta sul bacino una campagna sperimentale di acquisizione dati tramite tomografie elettriche, rilievi georadar e misure idrologiche. Queste misurazioni, ed in particolare l'indagine geoelettrica, hanno consentito di studiare le caratteristiche del suolo alle varie profondità e di individuare l'eventuale presenza di fasce di discontinuità nel sottosuolo, tra terreno ghiacciato e non.

Le misure idrologiche hanno permesso invece, di effettuare misure di portata (metodo della diluizione salina) e di acquisire i dati registrati dall'idrometro.

Contemporaneamente alle analisi di campo, è stato anche implementato nel software ArcGis un modello di distribuzione per il permafrost, *Permaclim*. Attraverso la rielaborazione di dati meteorologici di temperatura e precipitazioni nevose, il modello stima la distribuzione del permafrost sul bacino, calcolando la temperatura media annua del suolo e fornendo una mappa della probabile presenza di permafrost sull'area di studio.

Utilizzando le informazioni provenienti da *Permaclim* e i dati ricavati sperimentalmente in sito, è stato quindi possibile simulare il bilancio idrologico del bacino in caso di permafrost implementando in *Matlab* un modello idrologico semi-distribuito a celle.

2.7.1 La campagna sperimentale

Per lo studio del permafrost nel bacino Braulio Stelvio, sono state eseguite due differenti tipologie di indagini sperimentali: la tomografia elettrica e le prospezioni geofisiche con georadar.

La tomografia elettrica ha consentito in particolare di studiare la resistività elettrica del sottosuolo e ha permesso di individuare le zone a permafrost, la sua profondità e lo spessore dello strato attivo.

La tomografia elettrica è un metodo d'indagine del sottosuolo che consente di caratterizzare i terreni investigati sulla base della loro resistività elettrica mediante misurazioni effettuate in superficie. Nel campo delle indagini geofisiche la tomografia rappresenta il tipo di prospezione più idonea per la determinazione del permafrost in ambito montano; essa è ottenuta attraverso la misura della resistività dei terreni e delle rocce e si basa sulla misura della differenza di potenziale tra due elettrodi mediante l'immissione nel sottosuolo di una corrente elettrica tra altri due elettrodi.

La tecnica multi-elettrodo permette di disporre sul terreno un numero elevato di elettrodi con passo dipendente dalla risoluzione e dalla profondità d'indagine richieste. Agli elettrodi è alternativamente inviata la corrente e misurata la differenza di potenziale. Si ottiene così una pseudo-sezione di resistività apparente che, con un algoritmo d'inversione, viene convertita in resistività reale. I valori di resistività ottenuti forniscono le caratteristiche elettro-stratigrafiche del sottosuolo ed indirettamente quelle litologiche.

Da un punto di vista operativo, l'esecuzione della tomografia elettrica richiede:

- il posizionamento di una serie di elettrodi equidistanti lungo una linea ed il loro cablaggio all'apparecchiatura di controllo e l'esecuzione delle misure secondo un gran numero di combinazioni elettrodiche;
- l'elaborazione al calcolatore dei dati raccolti;
- la rappresentazione grafica del modello di inversione;
- l'interpretazione del modello di inversione.

Dei quattro punti elencati, l'ultimo è certamente quello più critico. L'interpretazione del modello di resistività, ovvero l'assegnazione di un determinato materiale ad un particolare valore della resistività, produrrà un modello tanto più reale e preciso quanto maggiore sarà il numero di informazioni al contorno.

Il parametro fondamentale che si ricava dalle tomografie elettriche è dunque la resistività del suolo. Essa viene calcolata attraverso il rapporto tra differenza di potenziale V che intercorre tra un picchetto e l'altro e la corrente elettrica i che passa nel circuito.

$$R = \frac{V}{i}$$

La resistività del suolo è funzione di diversi elementi; può variare infatti, a seconda della granulometria del terreno, del contenuto di ghiaccio presente e dalla temperatura del suolo analizzato. A parità di contenuto di ghiaccio per esempio, la resistività può variare sensibilmente tra una ghiaia e una sabbia. La granulometria interviene inoltre sul valore di resistività in quanto in presenza di ghiaia con all'interno aria o blocchi rocciosi in configurazione *open work* il valore di resistività può crescere notevolmente superando anche il valore di resistività del ghiaccio puro.

Anche la temperatura del suolo influenza molto il risultato delle indagini. Si considera infatti come range critico, temperature del suolo comprese tra $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $0\text{ }^{\circ}\text{C}$; in questo intervallo la resistività varia con la temperatura in maniera esponenziale.

Tenendo conto di tutti questi elementi, vengono individuati dei valori di resistività soglia verosimili che consentono di discernere un suolo con permafrost da uno senza.

In generale per materiali sciolti, come nel caso del bacino Braulio Stelvio, valori di resistività compresi tra 8000 e 10.000 ohm/m possono indicare suoli con permafrost, valori inferiori a 8000 ohm/m non indicano invece suoli ghiacciati. La probabilità di riscontrare permafrost cresce se si registrano resistività superiori a 10.000 ohm/m.

L'interpretazione delle resistività e quindi delle zone potenzialmente a permafrost è però un'operazione delicata in quanto valori superiori a 8000 – 10.000 ohm/m non sempre sono correlabili con terreni a permafrost; questo perché possono essere presenti cavità o blocchi con aria che fanno aumentare la resistività o substrati rocciosi affioranti con valori elevati.

E' quindi fondamentale interpretare i dati misurati con l'aiuto di un sopralluogo visivo del sito d'interesse, in modo da non prescindere dalla morfologia e dalla geologia del luogo. In presenza di roccia per esempio, si deve tenere conto di un principio fisico importante secondo il quale la resistività non può diminuire con la profondità.

Per le indagini nel bacino è stata adottata una configurazione elettrica del tipo dipolo di Wenner con linee di 16 o 32 picchetti distanziati con un passo di 5 m.



Figura 2.29. Elettrodi e picchetti utilizzati per le indagini elettriche del Luglio 2013.

In figura 2.30 vengono mostrate le linee elettriche e le linee georadar eseguite nel Luglio 2013. Non tutte le linee ricadono nel bacino a causa della difficoltà di accesso ad alcune pareti rocciose troppo scoscese per il trasporto e la posa della strumentazione di misura.

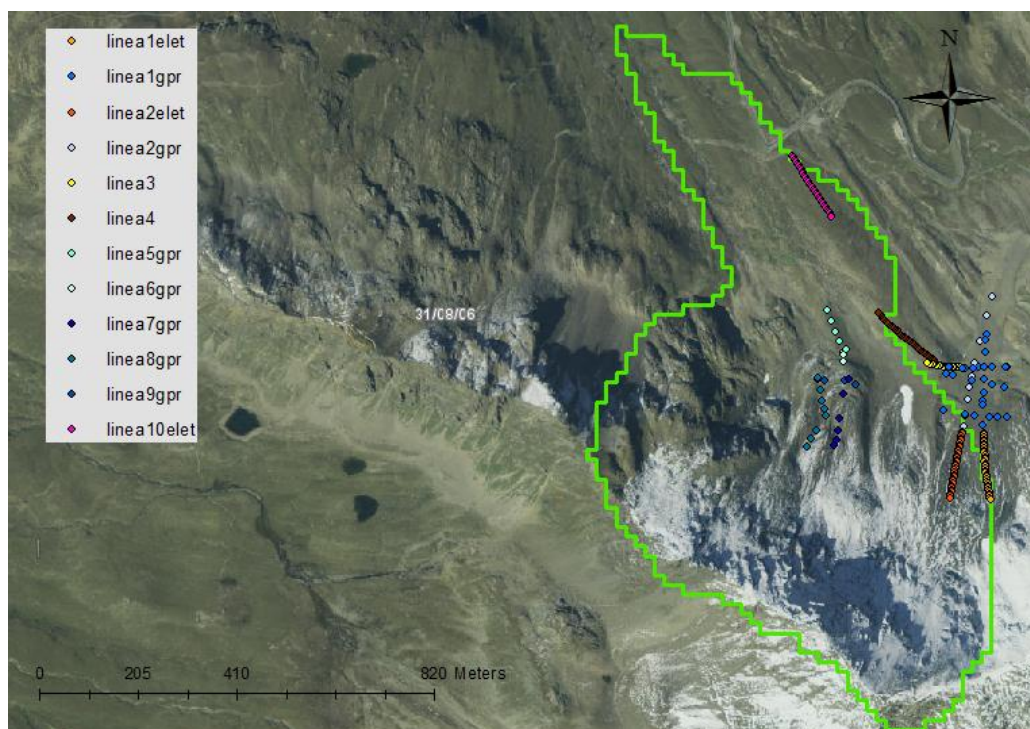


Figura 2.30. Ubicazione delle misure geo-elettriche e geo-radar effettuate nel Luglio 2013.

Le linee elettriche 1 e 2 sono state realizzate quasi in parallelo su una parete ripida costituita da blocchi rocciosi di medie e grosse dimensioni. Entrambe le linee sono composte da 32 picchetti per una lunghezza complessiva di 160 m.

Le linee elettriche 3 e 4 sono state fatte a cavallo del cordone morenico e sono rispettivamente composte da 16 e 32 picchetti.

La line elettrica 10 è composta da 32 picchetti ed è stata effettuata nella parte bassa del bacino per indagare la possibile presenza di permafrost anche a quote inferiori.

Per quanto riguarda le misure geo-radar invece, esse sono state realizzate nella parte centrale del bacino sul rock glacier e a nord delle linee elettriche 1 e 2 in prossimità del cordone morenico e di una zona ancora coperta da neve.



Figura 2.31. Fotografie scattate durante le misure del Luglio 2013. A sinistra la linea elettrica 1, a destra la linea geo-radar 1.

Le prospezioni ottenute attraverso il modello di inversione hanno mostrato errori compresi tra il 13 % e il 20 %. Non si è riusciti ad ottenere precisioni più elevate a causa del malfunzionamento di alcuni picchetti terminali delle linee, nei quali non passava corrente e fornivano resistività molto elevate. Alcuni punti sono stati quindi rimossi dal modello di inversione e pertanto i profili di resistività risultanti non sono facilmente interpretabili.

Vengono qui proposti i risultati delle indagini geo-elettriche effettuate sul bacino Braulio Stelvio.

In figura 2.32 si può osservare la variazione di resistività con la profondità per la linea 1. La soglia discriminante che ha permesso di individuare le zone a permafrost è stato il valore di resistività superiore a 8000 ohm/m.

Come si può osservare dall'immagine, le resistività più alte si assestano nella zona superficiale di suolo, con valori che superano anche i 140.000 ohm/m. La zona a permafrost è stata però circoscritta alla prima parte della linea, tra i 25 e i 90 m. Nella parte terminale della linea si osservano resistività superficiali alte, ma poiché esse tendono a decrescere troppo bruscamente si ritiene che nella parte alta della linea non sia presente permafrost ma soltanto suolo ghiacciato stagionale. Avendo svolto le misure a luglio e non al termine della stagione di fusione, può essere presente infatti sul bacino, del terreno ghiacciato che non è riuscito ancora a fondere.

Per la parte bassa della linea è stato individuato uno spessore massimo di permafrost di circa 14 metri. Il tratto nero spesso dell'immagine corrisponde alla base del permafrost ed è stato individuato seguendo il passaggio tra valori minori e maggiori di 8000 ohm/m.

Per quanto riguarda lo strato attivo, il problema interpretativo si complica poiché nei profili di resistività trovati non si riesce ad individuare un netto passaggio tra strato superficiale con resistività bassa e strato profondo con resistività elevata.

Nel caso della linea 1 per esempio, lo spessore dello strato attivo è stato individuato a circa -3 m (linea nera fine) in quanto da questa profondità, in corrispondenza della progressiva x=75 m, si è potuto osservare un decremento di resistività verso gli strati sottostanti. Lo spessore di -3 m è stato poi esteso a tutta la zona della linea interessata da permafrost.

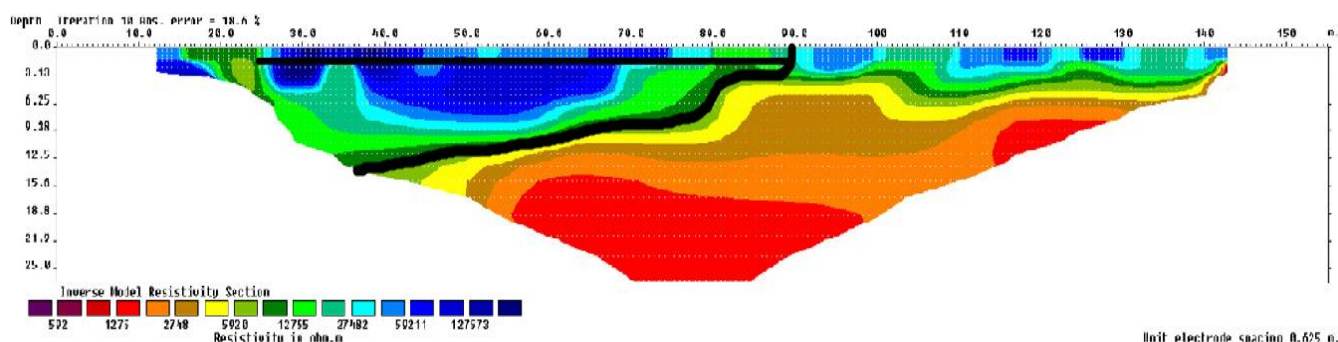


Figura 2.32. Valori di resistività per la linea 1.

Per quanto riguarda la linea 2, la zona a permafrost è stata individuata sempre nella parte iniziale della linea. Ad eccezione della parte centrale, in superficie si osservano valori di resistività bassi con zone di terreno non ghiacciato nelle parti laterali delle linee (probabilmente *talik*). La base del permafrost è stata riscontrata a circa -16 m in corrispondenza del passaggio tra verde chiaro e verde scuro e lo strato attivo segue l'andamento tracciato dalla linea nera. Un cenno merita la parte centrale della linea che presenta valori troppo elevati di resistività; si tratta probabilmente di una cavità o di picchetti tra blocchi rocciosi con aria che hanno fatto alzare eccessivamente la misura di resistività.

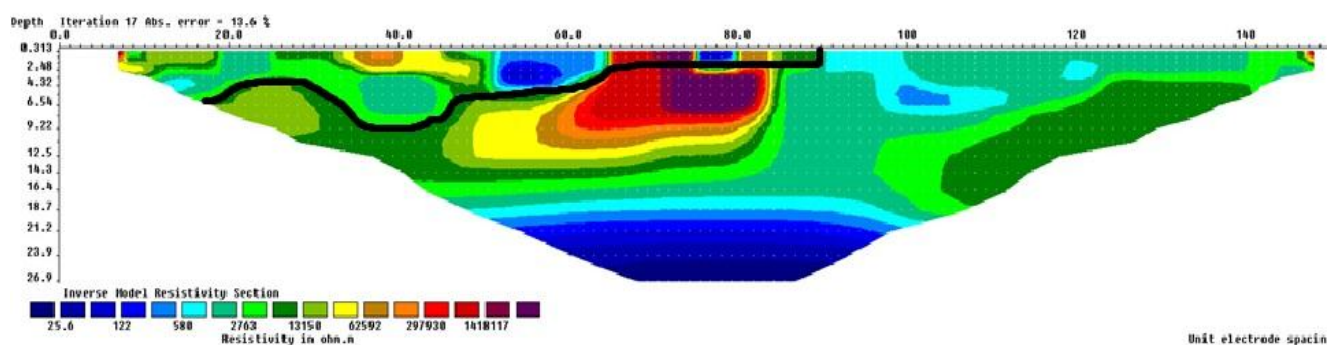


Figura 2.33. Valori di resistività per la linea 2.

La linea elettrica 3 invece, non ha individuato la presenza di permafrost. Gli unici valori di resistività superiori a 8000 ohm/m si sono registrati nella parte centrale in corrispondenza della piccola morena. A scopo cautelativo si è considerato permafrost assente lungo tutta la linea.

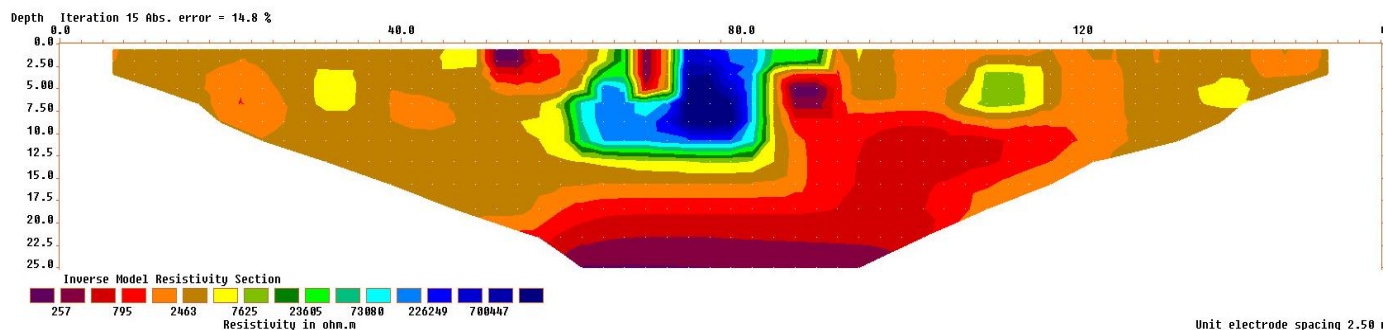


Figura 2.34. Valori di resistività per la linea 3.

La linea 4 ha permesso di individuare la presenza di permafrost in corrispondenza della progressiva x compresa tra 35 e 85 m. Lo strato attivo è stato trovato a -1 m di profondità analizzando, come per il caso della linea 1, la variazione di resistività in corrispondenza di x=70 m.

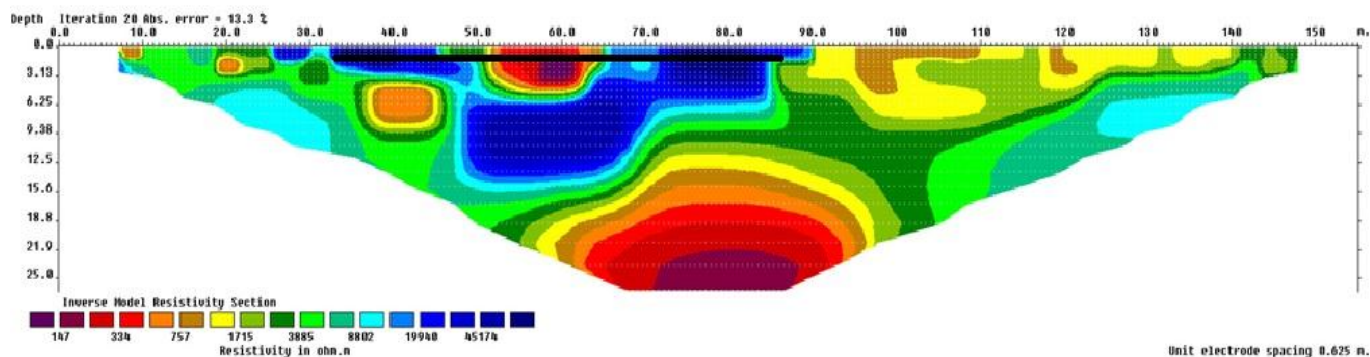


Figura 2.35. Valori di resistività per la linea 4.

In concomitanza dell'esecuzione delle indagini geofisiche, è stato effettuato anche un rilievo geomorfologico visivo per l'individuazione di forme periglaciali tipiche degli ambienti interessati da permafrost. Come già illustrato nel capitolo 1, questa tipologia d'indagine, non è univoca e non fornisce un risultato del tutto sicuro sulla presenza di permafrost. I riscontri forniti dal rilievo geomorfologico permettono però, di avvalorare e arricchire i risultati delle indagini strumentali e costituiscono un presupposto utile per lo studio dell'area.

Le forme periglaciali tipiche del permafrost sono diverse e si caratterizzano a seconda del processo fisico che le ha generate.

Nel caso del bacino Braulio Stelvio la forma periglaciale più importante è rappresentata dal piccolo *rock glacier* che occupa la parte centrale del bacino. Con la sua tipica forma lobata, il *rock glacier* occupa un'estensione di 50 m²; le indagini georadar hanno confermato la presenza di ghiaccio al suo interno ma non si è potuto classificare il tipo di rock glacier (attivo/inattivo) a causa della mancanza di rilievi precedenti che attestino l'effettivo spostamento della lingua glaciale.

Un'altra forma che può essere collegata alla presenza di permafrost è il cordone morenico che si estende nella parte centrale del bacino. Qui le indagini elettriche hanno riscontrato una resistività elevata proprio in corrispondenza dei picchetti posti sulla morena (figura 2.34).

Nella parte medio bassa del bacino, la poca vegetazione presente si manifesta sotto forma di cuscinetti erbosi. Si tratta generalmente di formazioni circolari in terra, formati da matrice medio-fine. Formatosi a seguito della crioturbazione nella zona compresa dello strato attivo.



Figura 2.36. Cuscinetti erbosi nel bacino Braulio Stelvio.

2.7.2 Il modello di distribuzione *Permaclim*

Le indagini in sito effettuate con georadar e tomografia elettrica sono state supportate e avvalorate anche da un modello teorico di previsione delle zone a permafrost, *Permaclim* (Guglielmin et al., 2003). Questo modello, basandosi sulla temperatura media annua del suolo e sulla base di dati climatici di temperatura e precipitazioni nevose, permette di stimare la distribuzione del permafrost in montagna.

Permaclim è fondato sul principio che la temperatura della superficie terrestre, determinata dal bilancio energetico della stessa, è influenzata dagli scambi termici che si registrano nella zona di contatto aria-suolo. In particolare la morfologia (esposizione, pendenza, quota) e la copertura del suolo rappresentano gli elementi che condizionano maggiormente la quantità di energia in entrata nel sistema, mentre lo stato termico del suolo è controllato in misura preponderante dal manto nevoso la cui persistenza e spessore interferiscono con il trasferimento di calore da e verso l'atmosfera. La temperatura media annua del suolo (TMAS) è stata trasformata in classi di probabilità di presenza del permafrost secondo la seguente classificazione:

- $T_{MAS} > 0^\circ \text{C}$ = permafrost assente
- $0^\circ \text{C} < T_{MAS} < -2^\circ \text{C}$ = permafrost possibile
- $T_{MAS} < -2^\circ \text{C}$ = permafrost probabile

2.7.2.1 Il modello concettuale

La distribuzione del permafrost dipende non solo dalla temperatura media annua dell'aria (-1°C) ma anche e soprattutto dal bilancio energetico a livello del suolo, dalle proprietà termiche del terreno e dall'idrologia del sito. La misura di queste variabili è spesso complicata e richiede lunghi periodi di indagine. *Permaclim* permette invece di giungere ad una mappa di distribuzione del permafrost utilizzando soltanto dati climatici facilmente reperibili come la temperatura dell'aria, lo spessore del manto nevoso e un modello digitale del terreno.

Nel bilancio energetico si considera solo una componente, il calore sensibile Q_s al suolo espresso in W m^{-2} , dalla seguente relazione:

$$Q_s = -K \frac{(T_a - T_s)}{h}$$

Dove:

- K è la conduttività termica della neve ($\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)
- T_a è la temperatura dell'aria ($^\circ\text{C}$)
- T_s è la temperatura del terreno ($^\circ\text{C}$)
- h è lo spessore della copertura nevosa (m)

Dall'equazione precedente, ponendo nulla la temperatura del suolo, si ricava uno spessore critico di copertura nevosa h_c :

$$h_c = -T_a \frac{K}{Q_s}$$

Quando il manto nevoso è maggiore di h_c , la temperatura del suolo è pari a 0°C sia che la temperatura dell'aria sia positiva o negativa.

Quando il manto nevoso è minore di h_c e la temperatura dell'aria è positiva, la temperatura del suolo è pari a 0°C .

Quando infine il manto nevoso è minore di h_c e la temperatura dell'aria è negativa, la temperatura del suolo è pari a:

$$T_s = T_a + \frac{Q_s h}{K}$$

Quando non è presente copertura nevosa la temperatura del suolo è stata assunta pari a quella dell'aria.

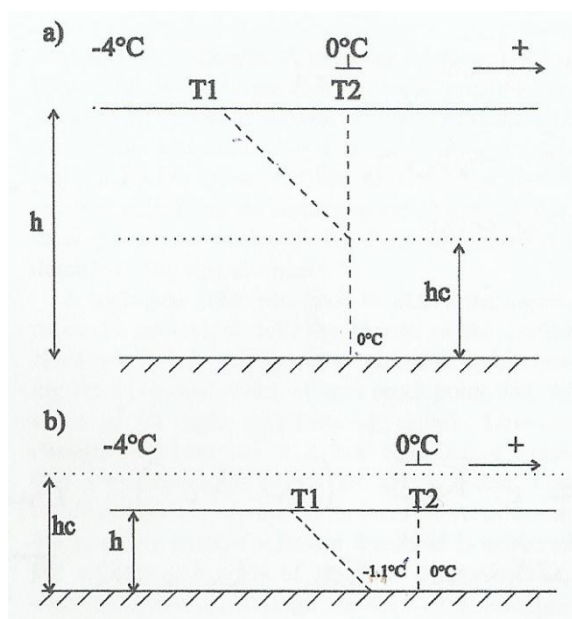


Figura 2.37. Effetto della copertura nevosa sulla temperatura del suolo. a) $h > h_c$. b) $h < h_c$.

La neve svolge un effetto importante sulla presenza del permafrost e la sua azione è variabile da sito a sito durante l'anno. La durata e lo spessore del manto nevoso sono infatti funzione della quota, dell'esposizione ma anche del tipo di vegetazione presente e dal regime dei venti.

In genere per spessori del manto maggiori di 10 cm, la neve agisce da isolante e per temperature dell'aria negative attenua l'onda termica e mantiene la temperatura della superficie sempre superiore a quella dell'aria. Quando invece la temperatura dell'aria è positiva, quella del suolo rimane costantemente fissa a 0°C e quindi sempre inferiore a quella esterna.

Per questo motivo, nevicate abbondanti in primavera favoriscono l'ispessimento del permafrost mentre nevicate abbondanti in autunno ne favoriscono la degradazione.

Per spessori del manto nevoso molto sottili (< 5 cm) invece, la neve gioca comunque un ruolo dominante grazie all'albedo che fa diminuire la radiazione solare incidente e di conseguenza diminuisce anche la temperatura all'interfaccia suolo neve.

2.7.2.2 I passi del modello

Permaclim richiede come dati di input il modello digitale del terreno (DTM) e le misure di temperatura dell'aria e di altezza della neve. Gli step di calcolo per giungere ad una mappa di distribuzione del permafrost sono i seguenti:

- *Step 1: distribuzione della neve*
Per ottenere la mappa di distribuzione della neve si applicano per ogni mese i gradienti mensili di altezza neve al DTM. Nell'analisi sono stati chiaramente esclusi i mesi estivi.
- *Step 2: effetto della pendenza*

L'effetto della pendenza dei versanti sull'accumulo nevoso viene tenuto in considerazione calcolando lo Snow Accumulation Factor (SAF). Il SAF viene quindi applicato come correzione alla distribuzione di neve trovata allo step 1.

Per pendenze x che variano tra 0° e 18°

$$SAF = -0,001x^2 + 0.0289x + 0,8$$

Per pendenze che variano tra 19° e 41°

$$SAF = -0,0006x^2 + 0.0021x + 1.1435$$

Per pendenze che variano tra 42° e 60°

$$SAF = 0,00004x^2 - 0.00109x + 0,6803$$

Per pendenze superiori a 60°

$$SAF = 0$$

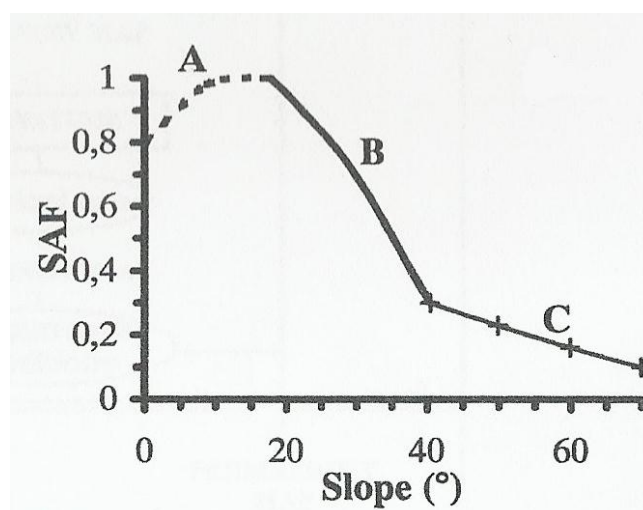


Figura 2.38. Variazione del fattore SAF con la pendenza.

- *Step 3: effetto del vento*
L'effetto del vento sull'accumulo nevoso viene preso in considerazione calcolando localmente la concavità e la convessità del territorio. La mappa di distribuzione nevosa viene modificata assumendo un incremento del 20% di neve se il territorio è concavo, e un decremento del 20% se è convesso.
- *Step 4: temperatura dell'aria e altezza critica della neve*
Per ottenere la distribuzione delle temperature dell'aria si applicano per ogni mese i gradienti mensili di temperatura alle celle del DTM. Tramite l'equazione dell'altezza nevosa critica si ricava h_c per ogni mese.
- *Step 5: temperatura del suolo*
Per ogni mese viene calcolata la temperatura del suolo a seconda del valore di altezza critica di neve.

- *Step 6: temperatura media annuale del suolo*
Per ottenere la mappa finale di temperatura media annua del suolo (TMAS) si effettua una media sulle temperature del suolo mensili.

2.7.2.3 Implementazione in ArcGIS

Al fine di velocizzare le operazioni e applicare il modello a qualsiasi area montana d'interesse, *Permaclim* è stato implementato in *ArcGIS* attraverso l'applicativo *ModelBuilder* che consente di creare modelli e funzioni utilizzando una sintassi *Python*. In questo modo è stato possibile automatizzare tutti i passaggi e unirli in un unico *tool* che richiede come input soltanto le seguenti informazioni:

- DTM
- Gradienti mensili di temperatura e altezza neve
- Conduttività termiche K
- Calore sensibile Q_s

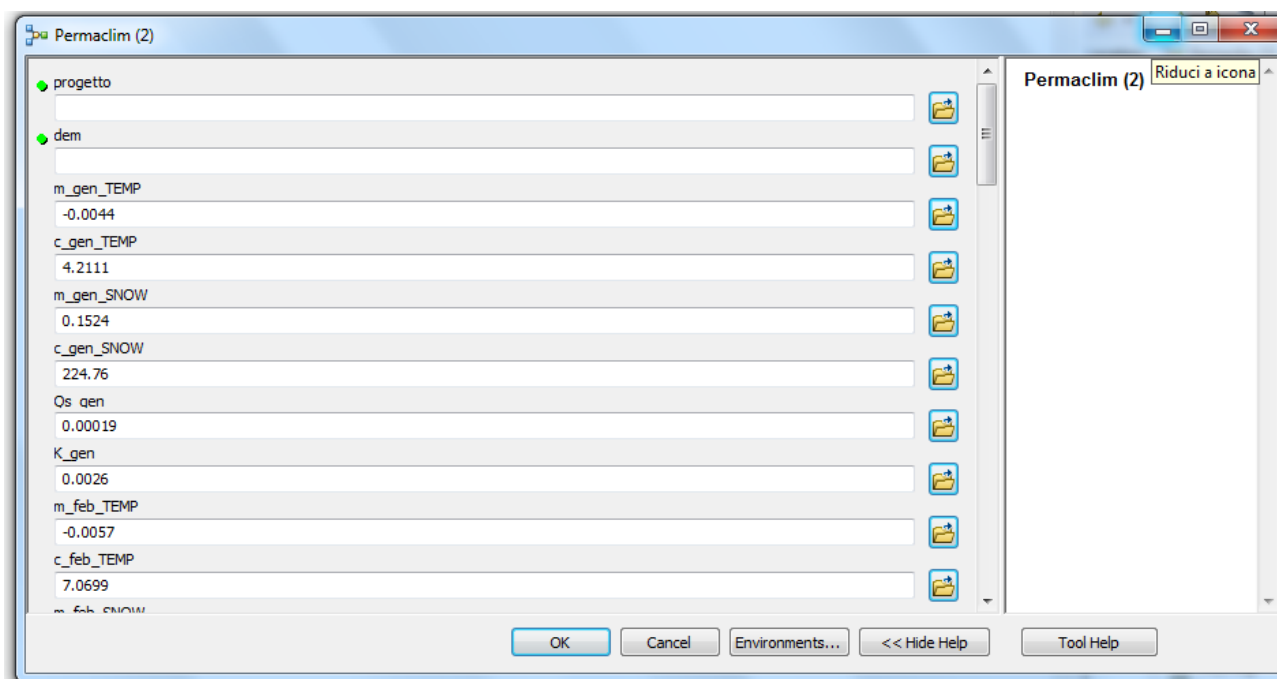


Figura 2.39. Schermata di input Permaclim.

Il modello produce quindi in automatico una mappa del bacino in cui è possibile distinguere le zone in cui il permafrost è assente o è possibile/probabile.

Nel caso del bacino Braulio Stelvio si è utilizzato il modello digitale del terreno 20 x 20 m fornito dal portale cartografico della Regione Lombardia.

Per le conduttività termiche della neve si sono assunti i valori presenti in letteratura per l'area del Passo del Foscagno (Guglielmin et al., 2003).

Il calore sensibile Q_s è stato invece stimato tramite l'equazione 1 a partire dai dati del 2011 di temperatura dell'aria, temperatura del suolo e altezza della neve provenienti dalla stazione meteorologica Monte Livrio posta a 3000 m s.l.m.

	$K [W m^{-1} C^{-1}]$	$T_a [^{\circ}C]$	$T_s [^{\circ}C]$	$H_n [m]$	$Q_s [W/m^2]$
gen	0,26	-11	-8	0,48	1,86
feb	0,26	-10	-9	0,54	0,35
mar	0,38	-8	-6	0,82	0,76
apr	0,38	-4	-4	0,77	0,17
mag	0,38	-1	-1	0,67	-0,18
ott	0,26	-4	0	0,63	1,45
nov	0,26	-6	-1	0,85	1,41
dic	0,26	-10	-3	0,70	2,61

Tabella 2.9. Valori di conduttività termica della neve e stima del calore sensibile tramite i dati meteo della stazione Monte Livrio.

Per i gradienti mensili di altezza del manto nevoso e temperatura sono stati utilizzati i risultati trovati precedentemente.

2.7.2.4 Risultati

L'implementazione di *Permaclim* in *ArcGIS* ha consentito di ottenere la mappa della temperatura media annuale del suolo e la mappa di distribuzione del permafrost per il bacino Braulio Stelvio.

Dalla mappa in figura 2.41 si evince come secondo il modello *Permaclim*, il permafrost possa essere presente su tutto il territorio interessato dall'analisi, con probabilità più elevate nella zona alta del bacino. La temperatura media annua del suolo risulta infatti, sempre negativa e pertanto non esistono zone in cui il permafrost può essere sicuramente assente.

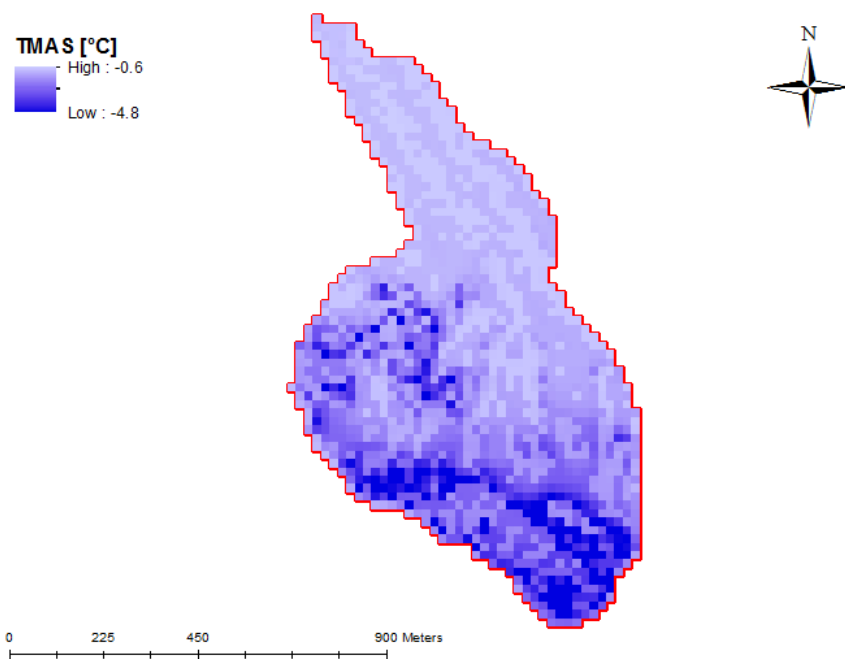


Figura 2.40. Temperatura media annua del suolo per il bacino Braulio Stelvio.

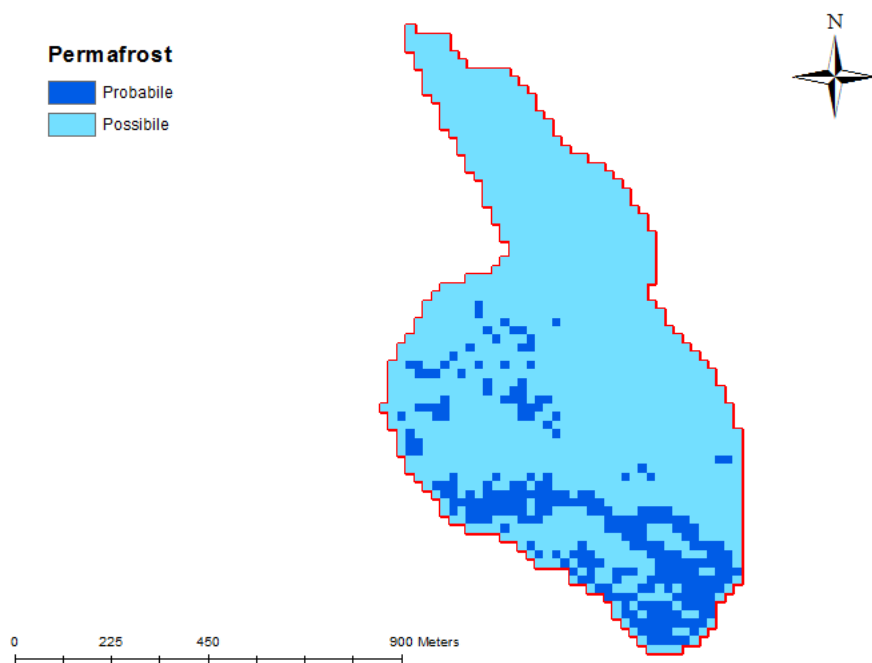


Figura 2.41. Mappatura del permafrost per il bacino Braulio Stelvio.

Capitolo 3

Modellazione idrologica del permafrost

3.1 Sintesi bibliografica

Il permafrost montano è fortemente influenzato dalla topografia alpina. Essa controlla la quantità di energia solare incidente, la distribuzione delle coperture detritiche, la distribuzione e la durata della neve al suolo ed è a sua volta condizionata dalle caratteristiche geologiche dell'area. Tutte queste variabili influenzano il regime termico del substrato determinando l'esistenza o meno del permafrost. La realizzazione di programmi di monitoraggio a lungo termine in grado di interessare svariate tipologie di substrato in differenti condizioni morfologiche è particolarmente difficile e dispendiosa in ambienti di alta quota. Anche se nel corso degli ultimi 20 anni il numero dei siti di monitoraggio nelle Alpi è cresciuto notevolmente, la quantità di dati raccolti è tuttavia modesta e la distribuzione spaziale dei siti di monitoraggio molto eterogenea.

Per lo studio del permafrost montano il ricorso a modelli matematici (statistici o fisici) è spesso utile sia nel caso in cui si vogliano estrapolare informazioni in aree remote sia per indagare la natura dei processi fisici legati al permafrost.

Nell'ambito della modellizzazione del permafrost si distinguono due categorie di analisi:

- modelli cartografici per la mappatura del permafrost
- modelli idrologici per lo studio dei processi fisici e idraulici all'interfaccia aria-terreno.

3.1.1 Modelli cartografici

Essendo il permafrost un fenomeno termico pressoché invisibile, la sua individuazione spaziale e lo studio delle dinamiche ad esso legate devono essere basate su una combinazione sistematica di misure di campo e modellazione numerica.

Limitando il campo di applicazione ai soli fini cartografici, nel panorama dei modelli attualmente disponibili, è possibile individuare due grosse categorie: quella dei modelli empirico-statistici e quella dei modelli fisicamente basati.

I modelli empirico-statistici sono dei modelli distribuiti 2D che mettono in relazione dei dati in ingresso con delle variabili predittive. Nello specifico i dati in ingresso sono solitamente costituiti da prove dirette (es: misure di temperatura superficiali, distribuzione di rockglaciers, temperature medie annue dell'aria, BTS). Le variabili predittive sono invece dei fattori topo-climatici che possano essere facilmente misurati o calcolati come quota, esposizione, pendenza, radiazione. In questi modelli attraverso analisi regressive lineari o multivariate, vengono costruite delle relazioni empiriche tra fattori topo-climatici e dati in ingresso. Un approccio così semplificato presenta vantaggi e svantaggi; è infatti facilmente applicabile perché necessita di pochi dati e modeste capacità di calcolo ma tuttavia restituisce solamente un risultato di tipo binario ("si/no") sulla presenza del permafrost e non tiene conto degli effetti 3D della topografia.

I modelli fisicamente basati sono costituiti da un insieme di equazioni matematiche volte a riprodurre minuziosamente i processi fisici naturali di scambio di energia e di massa che intercorrono tra atmosfera e substrato. Questi modelli sono molto complessi, richiedono una grande quantità di dati precisi e di alta qualità e possono essere applicati in 1D, 2D o 3D con una crescente necessità di potenza di calcolo e quantità di dati in ingresso. Il vantaggio di questo approccio è che permette di calcolare l'evoluzione temporale delle temperature superficiali e sub-superficiali e di tenere conto degli effetti 3D della topografia.

Tra i modelli cartografici più importanti vengono menzionati in ordine cronologico:

- PERMAKART (Keller, 1992). Si tratta del primo approccio per stimare la distribuzione del permafrost in alta montagna partendo da assunzioni topografiche. Permette la visualizzazione grafica attraverso l'uso di software GIS.
- PERMAMAP (Hoelzle e Haeberli, 1995). Consente di stimare la distribuzione del permafrost su GIS attraverso misure di temperatura del suolo in foro *BTS* a cui vengono associate temperature medie dell'aria *MAAT* e valori di radiazione solare calcolate a partire dal modello digitale del terreno.
- TTOP (Smith and Riseborough, 1996). Permette di calcolare la temperatura superficiale del suolo attraverso la seguente espressione:

$$T_{TOP} = \frac{(rk * nt * It)(nf * If)}{P}$$

Dove:

- Rk è il rapporto tra le conduttività del suolo nella fase di gelo e disgelo
- nt ed nf sono gli n -factors per la fase di gelo e disgelo
- It e If sono gli indici di gelo e disgelo calcolati come degree days
- P è la lunghezza in giorni del periodo considerato

$T_{TOP} > 0$ corrispondono ad assenza di permafrost.

$T_{TOP} < 0$ corrispondono a condizioni di permafrost.

- PERMACLIM (Guglielmin, 2003). Come riportato nel **capitolo..**
- CRYOGRID (Gisnas, 2013). E' un modello nato per stimare la distribuzione ad alta risoluzione del permafrost in Norvegia. Consente di prevedere le zone a permafrost a seconda della tipologia di suolo interessato e della granulometria, della copertura nevosa e della temperatura dell'aria giornaliera.

3.1.2 Modelli idrologici

La presenza di suoli ghiacciati gioca un ruolo molto importante nel bilancio idrologico di un bacino. Il permafrost, infatti, riduce gli scambi di umidità tra suolo e aria, influenza il processo di drenaggio e la formazione del deflusso superficiale e rallenta il processo di fusione della copertura nevosa.

I territori coperti da permafrost presentano alcune particolarità idrologiche:

1. La permeabilità del terreno diminuisce fortemente all'aumentare del contenuto di ghiaccio;
2. I flussi idrici sono limitati al solo spessore attivo;
3. Il contenuto d'acqua varia nel tempo in funzione dello spessore dello strato attivo;
4. I flussi energetici sono collegati alla variazione di contenuto d'acqua nel tempo.

Per quanto riguarda la modellazione dell'idrologia di un bacino interessato da permafrost il problema si complica a causa delle difficoltà riscontrabili nella stima delle grandezze idrologiche e nella definizione dei processi di scambio energetico tra aria e suolo ghiacciato. Si tratta infatti di un problema di iterazione tra fase solida, liquida e gassosa, tra aria, suolo e acqua in parte liquida e in parte ghiacciata. Le difficoltà maggiori si riscontrano nel definire giornalmente e puntualmente l'evoluzione dello strato attivo e come esso influenzi il normale bilancio idrologico.

Se da una parte la modellazione separata dei singoli processi idrologici in un bacino montano può non risultare complicata, dall'altra l'unione di tutti gli effetti in un unico modello idrologico dettagliato che tenga conto anche delle dinamiche legate al permafrost rischia di portare a risultati non attendibili o lontani dalla realtà. Aumentando quindi il grado di dettaglio delle analisi si può arrivare, in alcuni casi, a simulazioni non conformi alle osservazioni reali.

Spesso inoltre si verificano anche difficoltà pratiche nel reperire i dati idrometeorologici provenienti dalle zone a permafrost soggette a studio e i dati utili per le analisi risultano pochi e frammentati.

Tra i pochi modelli idrologici presenti in letteratura vengono menzionati:

- SNOWPACK (Lehning, 1999). Grazie agli studi effettuati dall'istituto per lo studio della neve di Davos (SLF), Snowpack nasce principalmente come modello di prevenzione delle valanghe e consente di simulare l'evoluzione del manto nevoso sulla base dei parametri climatici in corrispondenza delle stazioni meteorologiche automatiche. Le modifiche successive hanno permesso di ottimizzare il modello e di impiegare Snowpack anche per il calcolo del bilancio di massa di ghiacciai e bacini idrografici montani e di sviluppare un modulo per lo studio dei rapporti tra neve, suolo e vegetazione.
- Kuchment Model (Kuchment, 2000). Si tratta di un modello idrologico distribuito fisicamente basato in grado di calcolare le portate in bacini montani caratterizzati da permafrost. La particolarità del modello consiste nello stimare la fusione del suolo nella fase di disgelo attraverso l'introduzione di alcuni parametri specifici per le zone a permafrost come il calore latente di fusione del ghiaccio, il contenuto di ghiaccio nel suolo, il contenuto di acqua liquida e la conduttività termica del terreno.
- GEOTOP (Rigon, 2006). GEOTop nasce come modello per la stabilità dei pendii. E' un modello idrologico fisicamente basato e distribuito in grado di simulare il ciclo idrogeologico completo in un bacino montano. Il modello è concepito per operare su topografie complesse e permette di stimare, oltre alle classiche grandezze idrologiche, anche la temperatura del suolo, il contenuto di ghiaccio, le zone instabili del versante in seguito a eventi meteorici.

3.2 Modellazione dello strato attivo

Come già presentato nei capitoli precedenti, lo strato attivo è la zona superficiale di suolo che disgela durante l'estate e congela di nuovo durante l'autunno. Lo strato inattivo, invece, si riferisce al suolo sottostante che è congelato per tutto l'anno in quanto il calore non riesce a penetrarvi. Qui la temperatura del suolo rimarrà più stabile di quella in superficie, in quanto l'influenza della temperatura dell'aria è trascurabile.

Lo scongelamento del suolo e quindi l'ispessimento dello strato attivo, avviene sempre dall'alto verso il basso mentre nei periodi autunnali, quando le temperature tornano ad essere negative, il fronte di congelamento sale dal basso verso la superficie riducendo progressivamente lo strato attivo.

L'acqua liquida proveniente dal terreno in fase di fusione e da eventuali apporti meteorici non può fluire al di sotto dello strato attivo in quanto lo strato inattivo, essendo totalmente gelato, costituisce una base impermeabile al fluire dell'acqua. Il risultato è che gli ambienti a permafrost tendono spesso ad essere paludosi e scarsamente drenati.

3.2.1 Il modello di Klene

Lo strato attivo rappresenta l'unico layer del suolo interessante ai fini idrologici in quanto è l'unica zona che contribuisce alla formazione di deflusso. Risulta quindi importante valutare l'andamento dello strato attivo nel tempo e conoscere la profondità di fusione per ogni zona del bacino. A tale scopo si è

scelto di utilizzare l'espressione seguente, proposta da Anna Klene (Klene et al., 2001), che stima la profondità media annuale dello strato attivo:

$$z_t = \sqrt{\frac{2k_T s (n_T DDT_a)}{\rho w L}}$$

Dove:

- z_t è lo spessore dello strato attivo nella fase di fusione [m]
- k_t è la conduttività termica del suolo in fusione [$W m^{-1} °C^{-1}$]
- s è un fattore di scala pari a 86400 [s giorno⁻¹]
- n_T è l'*n-factor* per la fase di disgelo
- DDT_a è il degree day cumulato nella fase estiva di fusione [°C giorno]
- ρ è la densità del suolo [$kg m^{-3}$]
- w è il contenuto d'acqua percentuale del suolo
- L è il calore latente di fusione [$J kg^{-1}$]

Essa deriva dalla più comune espressione di *Stefan* (Lunardini, 1981) che valuta la profondità dello strato attivo nella fase di gelo e disgelo:

$$x = \sqrt{\frac{2\lambda I}{L}}$$

Dove:

- x è la profondità dello strato attivo [m]
- λ è la conduttività termica del suolo [$W m^{-1} K^{-1}$]
- I è l'indice di gelo I_{FS} o disgelo I_{TS} del suolo [°C s]
- L è il calore latente di fusione volumetrico [$J m^{-3}$]

Gli indici di gelo e disgelo del suolo possono essere a loro volta correlati con gli indici di gelo e disgelo relativi all'aria attraverso l'uso degli *n-factor* che consentono di esprimere le temperature del suolo come funzione delle temperature dell'aria.

$$I_{TS} = I_{TA} n_T$$

$$I_{FS} = I_{FA} n_F$$

Dove:

- I_{FA} e I_{TA} sono gli indici di gelo e disgelo relativi all'aria calcolati come degree day DDT_a per la fase di gelo e disgelo [°C s]
- n_F è l'*n-factor* per la fase di gelo

Tra le tante espressioni presenti in letteratura, la relazione di Klene risulta la più appropriata per il caso in esame in quanto fornisce numerosi vantaggi. Consente infatti, di riprodurre le temperature del suolo attraverso l'uso dell'*n factor* e delle sole temperature dell'aria. Quest'aspetto è di fondamentale importanza in tutti quei casi in cui non si hanno a disposizione dati puntuali di temperatura del suolo ma si vuole riprodurre comunque lo spessore dello strato attivo utilizzando i soli dati di temperatura

dell'aria. La formula tiene inoltre in considerazione le caratteristiche meccaniche e idrauliche del terreno valutando la conducibilità, la densità e il contenuto d'acqua del suolo.

L'unico aspetto negativo dell'equazione di Klene è che fornisce un'unica profondità dello strato attivo, un unico valore medio annuale. Al fine di riprodurre un andamento temporale della profondità di fusione e seguire l'evoluzione stagionale dello strato attivo è stato quindi necessario modificare l'espressione originale di Klene in modo da stimare per ogni giorno una profondità simulata.

3.2.2 Le modifiche al modello di Klene

Per poter rappresentare un'evoluzione temporale dello strato attivo il parametro più importante da modificare è il degree day dell'aria. Se nella forma iniziale il *degree day* viene calcolato come *degree day* totale cumulato sull'intera stagione estiva, nella forma modificata dell'espressione di Klene il degree day viene fatto variare giornalmente.

Fintanto che le temperature dell'aria sono negative lo strato attivo viene assunto nullo. A partire dalla prima settimana di temperature positive si inizia a cumulare giornalmente il degree day e contemporaneamente si modifica il valore del fattore di scala s calcolando i secondi intercorsi fino a quell'istante temporale. Si ottiene così una variazione della profondità di fusione fintanto che il degree day non diventa negativo (tipicamente nel periodo tardo autunnale) e lo strato attivo torna ad essere nullo.

La seconda modifica è stata inserita a partire dal momento in cui si verificano nuovamente temperature dell'aria negative. A partire da questo istante temporale, infatti, la profondità dello strato attivo, è stata calcolata come profondità di gelo e non più come profondità di fusione. Lo spessore dello strato attivo una volta raggiunto quindi il suo massimo, torna ad assottigliarsi nel periodo autunnale fino ad annullarsi in inverno se le temperature esterne sono molto rigide. Nella fase di rigelo è stata quindi usata una conducibilità termica del suolo k_F e un *n-factor* n_F relativi alla fase di gelo.

Per la stima di n_F esistono in letteratura molte tabelle che consentono di determinare un corretto valore dell'*n-factor* a seconda del tipo di suolo considerato. A titolo di esempio si riportano i valori forniti da Gisnas (Gisnas et al., 2013) per diverse categorie di suolo.

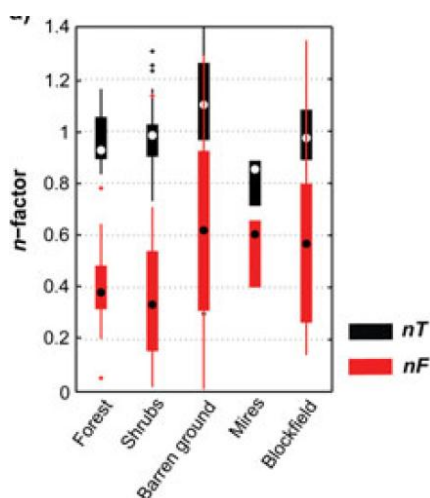


Figura 3.1. Intervallo dei valori probabili per la stima degli n-factors per diverse classi di suolo.

Per la stima di n_F si è scelto tuttavia di utilizzare un approccio differente che consente di raffinare la modellazione tenendo in considerazione l'effetto protettivo e isolante che il manto nevoso esercita sul suolo sottostante. Come si è osservato in precedenza la temperatura superficiale del terreno è infatti fortemente influenzata dalla temperatura dell'aria. In presenza di una copertura nevosa di un certo spessore si può ritenere che la temperatura del suolo sia maggiore di 2-4 °C rispetto alla temperatura dell'aria.

Nella figura sottostante si osserva la relazione tra la temperatura media del suolo e la copertura nevosa espressa come SWE (Monson et al, 2006). La relazione è di tipo polinomiale del secondo ordine.

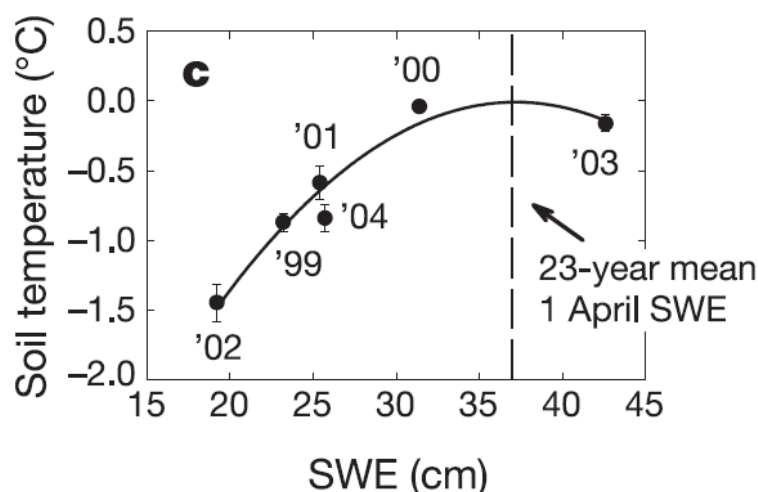


Figura 3.2. Andamento della temperatura del suolo in funzione dello spessore di neve presente.

La variazione di n_F con lo spessore della coltre nevosa può essere espressa dalla relazione empirica fornita da Gisnas (Gisnas et al., 2013).

$$n_F = -0.156 \ln(H_S) + 0.88$$

Dove:

- H_S è lo spessore del manto [cm]

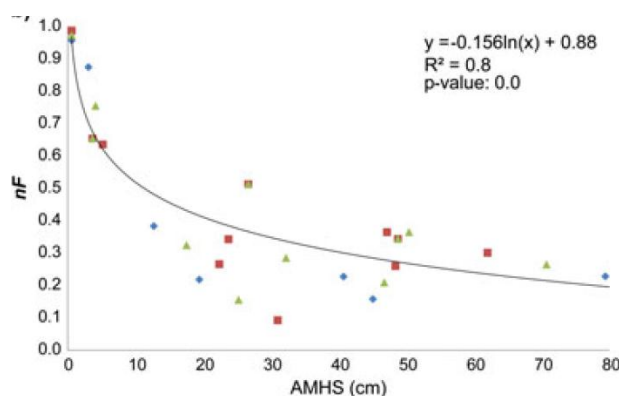


Figura 3.3. Andamento logaritmico per l' n_F in funzione dello spessore di neve.

3.2.3 Validazione puntuale Monte Livrio

Per verificare la veridicità delle modifiche apportate, il modello modificato di Klene è stato validato applicando i dati della stazione meteo Monte Livrio sita a quota 3000 m s.l.m. per l'anno 2011.

In primo luogo si sono utilizzati i dati di temperatura dell'aria e di altezza del manto nevoso per il calcolo della profondità dello strato attivo. Il risultato ottenuto è stato poi direttamente confrontato con i dati di temperatura del suolo a varie profondità. In questo modo è stato possibile con i dati osservati di profondità dello strato attivo, confrontare i valori simulati con il modello di Klene.

I dati utilizzati per la simulazione vengono riportati nella tabella sottostante.

L	333140	J/kg
k_F	3.53	W/(m K)
k_T	2.65	W/(m K)
n_T	1.25	-
w	5	%
ρ	2500	kg/m ³

Tabella 3.1. Parametri e rispettivi valori usati nella simulazione.

I valori di conduttività sono caratteristici zona dello Stelvio (Guglielmin, 2004) mentre il valore di n_T è stato assunto pari a 1.25, considerando come classe di terreno un suolo nudo (figura 3.1). I valori di contenuto d'acqua e densità del terreno sono stati scelti in base alle caratteristiche geologiche del sito di misura. Essendo la stazione meteo dello Stelvio ubicata su roccia, si è considerato un contenuto d'acqua basso e una densità alta.

I valori di n_F e di degree day sono stati calcolati giornalmente utilizzando rispettivamente i dati di altezza neve al suolo e le temperature dell'aria.

Il risultato trovato, riportato nel grafico in figura 3.4, verifica l'aumento dello strato attivo durante la stagione calda estiva e la diminuzione fino ad annullarsi in inverno.

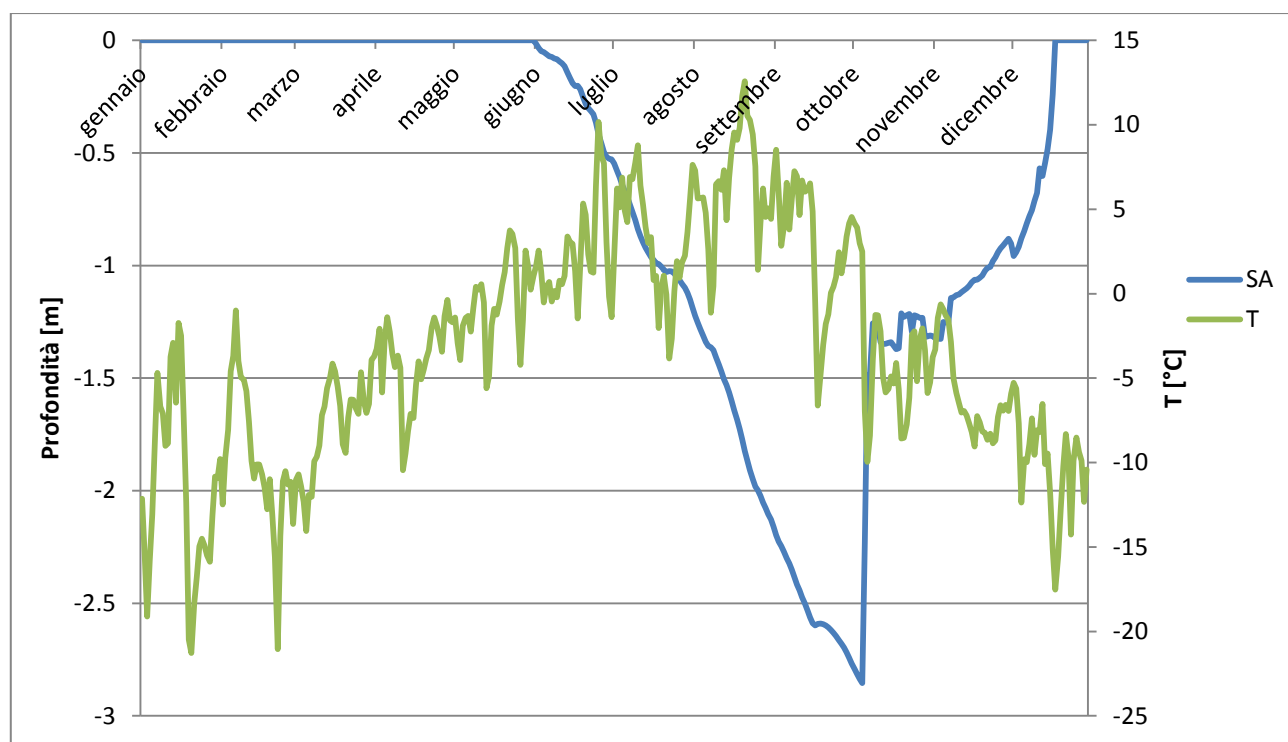


Figura 3.4. Andamento dello spessore dello strato attivo (SA) nell'anno 2011 e relative temperature dell'aria.

Come si può osservare, lo strato attivo raggiunge la sua massima profondità (circa 3 m) a fine estate; questo dato è in accordo con le campagne sperimentali condotte da Guglielmin (Guglielmin et al., 2004) che attestano un valore medio di strato attivo pari a 3 metri per la zona del Passo dello Stelvio.

A inizio ottobre si verifica una brusca diminuzione dello spessore dello strato attivo che torna ad assottigliarsi fino a dicembre quando, a causa delle temperature molto basse, si annulla e il suolo risulta totalmente ghiacciato. Questa diminuzione repentina di spessore può essere ricondotta al fatto che in fase di rigelo vengono impiegati n_F e k_F al posto di n_T e k_T ma soprattutto al fatto che proprio da inizio ottobre, le temperature dell'aria si abbassano molto scendendo repentinamente sotto zero.

Per verificare l'attendibilità del risultato trovato con il modello di Klene, sono state condotte diverse verifiche; entrambe utilizzando i dati di temperatura del suolo a varie profondità provenienti dalla stazione Monte Livrio.

La prima verifica consiste nel trovare per ogni profondità la massima temperatura annuale registrata. Esse vengono poi riportate in un grafico insieme alle relative profondità e l'intersezione con l'asse verticale (temperature pari a zero) rappresenta la profondità media annuale dello strato attivo.

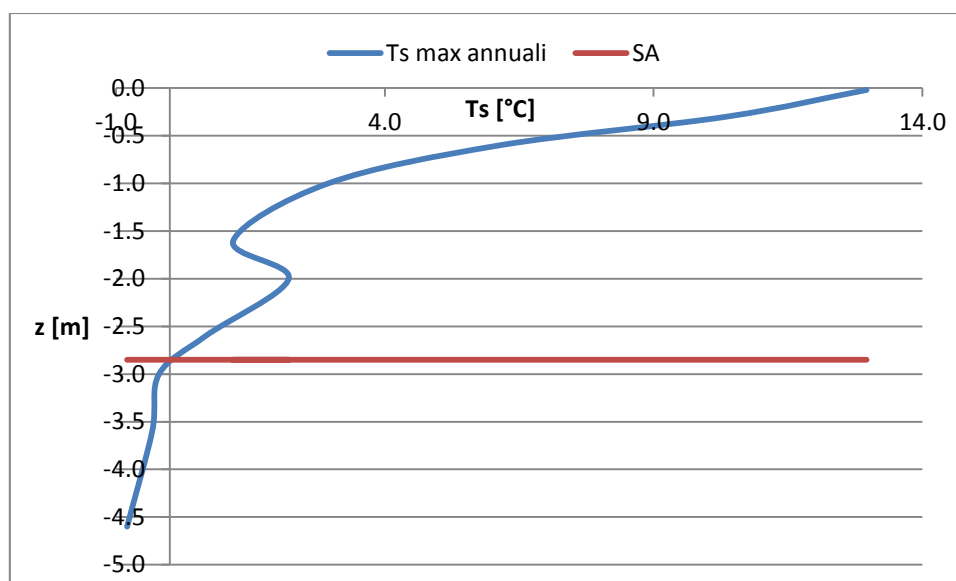


Figura 3.5. Andamento delle temperature massime annuali con la profondità.

Dall'analisi si nota che lo spessore dello strato attivo si attesta attorno ai 3 m dimostrando l'attendibilità del risultato simulato.

La seconda analisi consiste nel verificare invece la correttezza dell'andamento annuale dello spessore attivo. Per fare questo sono state confrontate giorno per giorno le temperature del suolo alle varie profondità e si è ricostruita giornalmente la profondità dello strato attivo. A titolo di esempio vengono riportati due casi.

Data	T aria	Ts -2 cm	Ts -30 cm	Ts -60 cm	Ts -1 m	Ts -1.6 m	Ts -2 m	Ts -2.6 m	Ts -3 m	Ts -3.6 m	Ts -4.6 m
13/1	-2.9	-5.1	-4.3	-3.4	-2.3	-1.2	-2.2	-1.5	-1.0	-0.8	-1.0
8/7	6.8	6.7	5.2	2.4	-0.3	-0.6	-0.4	-0.9	-1.2	-1.3	-1.7

Tabella 3.2. Determinazione della profondità dello strato attivo. Esempio su due giorni.

Nel primo caso (gennaio), si osserva come le temperature del suolo siano tutte negative ed in particolare la temperatura nei primi strati di terreno sia più bassa di quella dell'aria. Questo porta a considerare il terreno totalmente congelato e nullo lo spessore dello strato attivo. Nel secondo esempio (luglio) la temperatura del suolo diventa negativa a 1 metro di profondità; lo spessore dello strato attivo si attesterà quindi tra -60 cm e -1 metro.

Ripetendo queste considerazioni per tutto l'arco temporale si è ottenuto un andamento dello strato attivo nel tempo che è stato poi confrontato con quello simulato.

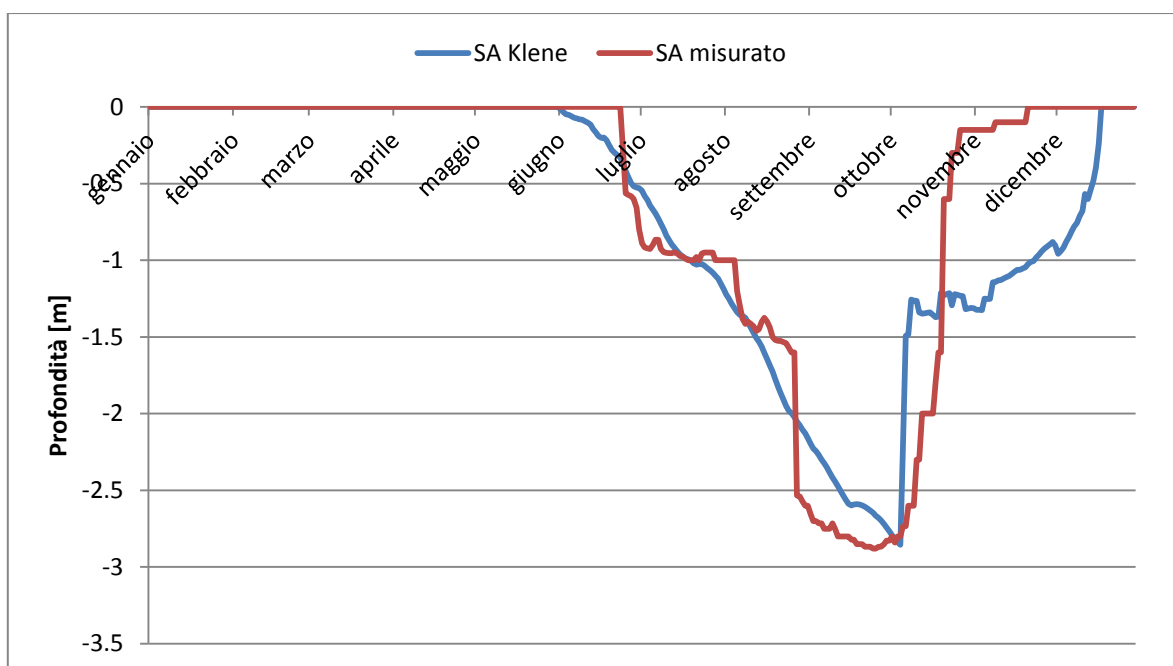


Figura 3.6. Confronto tra spessore dello strato attivo nel caso misurato e nel caso simulato.

Dal confronto si osserva che lo spessore simulato sembra seguire bene l'andamento di quello misurato con l'unica eccezione nella parte finale, relativa ai mesi invernali. Per questo periodo infatti, è stato difficile stimare il corretto andamento dello strato a causa dell'ambiguità dei dati osservati. Le temperature del suolo nei mesi di novembre e dicembre non presentano infatti forti variazioni con la profondità.

Per comprendere meglio il motivo di questo discostamento si è analizzato anche l'andamento temporale della copertura nevosa utilizzando i dati di altezza neve provenienti dalla stazione Monte Livrio. Nel 2011 la neve è stata particolarmente abbondante e, poiché la fase di fusione è iniziata tardi (inizio estate) e la stagione di accumulo è iniziata presto (fine settembre), la neve ha ricoperto a lungo il suolo, prolungando l'effetto isolante sul terreno.

Nel grafico sottostante si evince come già ad ottobre la copertura nevosa non sia trascurabile; lo strato attivo tende ad assottigliarsi rapidamente a causa dell'effetto protettivo e isolante fornito dalla neve. Quest'effetto è ben riprodotto dall'andamento osservato mentre meno in quello simulato. Nella formula di Klene, infatti, lo strato attivo si riduce in modo più graduale; questo è probabilmente dovuto al fatto che l'unico fattore in grado di stimare l'effetto della neve è n_F e per anni particolarmente nevosi può risultare non sufficiente.

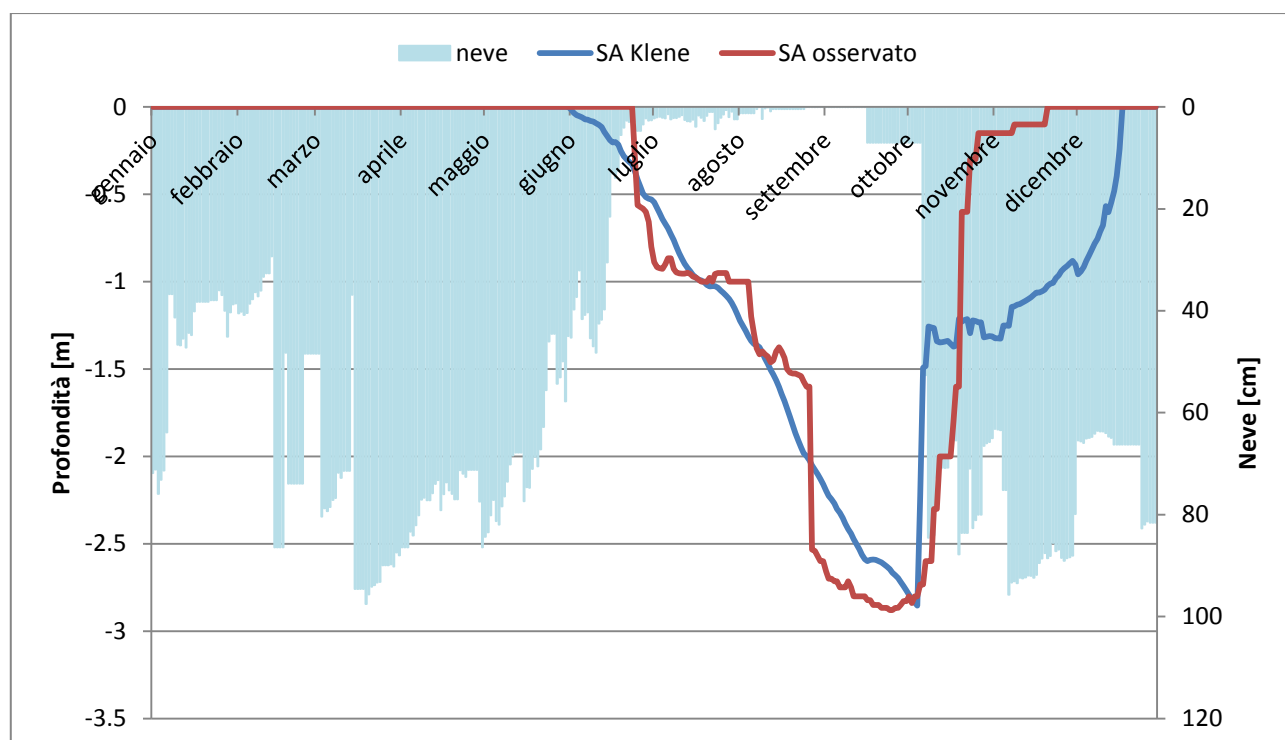


Figura 3.7. Strato attivo osservato e simulato e spessore del manto nevoso per l'anno 2011.

In generale, si può concludere comunque che il modello modificato di Klene riproduce in modo soddisfacente l'andamento dello strato attivo nell'anno, sia come valore massimo sia come evoluzione temporale. Questo risultato mette in luce la validità del procedimento utilizzato che, per determinare la zona attiva di suolo, sostituisce le temperature del terreno con le temperature dell'aria moltiplicate per un opportuno *n-factor*. Il modello di Klene modificato costituisce così un valido strumento di indagine del permafrost in mancanza di dati di temperatura del suolo.

3.3 Bilancio idrologico a celle

Una volta modellata la variazione temporale dello strato attivo si è passati alla modellazione del bilancio idrologico vero e proprio.

Il bilancio idrologico e quindi le rispettive portate del bacino Braulio Stelvio sono stati calcolati adottando un approccio differente a seconda che sul bacino sia presente o meno permafrost. Secondo la mappa di distribuzione ottenuta da *Permaclim*, il permafrost può essere presente su tutto il territorio del bacino, con probabilità maggiori per la parte alta. Dai risultati ottenuti con le tomografie elettriche si evince però che il permafrost non è presente in tutto il bacino; si è optato pertanto per differenziare la modellazione idrologica in due tipologie: per le zone in cui il permafrost è probabile (area blu della figura 2.41) si è tenuto conto della presenza di permafrost mentre per le zone rimanenti (area azzurra della figura 2.41) si è applicato invece un bilancio idrologico classico.

Le simulazioni sono state condotte a scala giornaliera con celle di lato 60 metri. La modellazione è stata implementata con il codice di calcolo Matlab 7.10.0 e i risultati sintetizzati e analizzati in Excel.

Vengono ora illustrati nel dettaglio i passi che hanno portato alla modellazione del bilancio idrologico.

Il primo passo della modellazione idrologica del bacino Braulio Stelvio è stato quello di creare in Matlab una maschera delle dimensioni del bacino che indicasse le celle con e senza permafrost, in modo da poter distinguere i due bilanci. Per il bilancio idrologico nel caso di permafrost è stata utilizzata la maschera del permafrost del bacino fornita da *Permaclim*, per il bilancio idrologico in assenza di permafrost è stata utilizzata la maschera complementare.

Il modello parte caricando i dati di input attraverso un comando che richiama un file Excel denominato *Input*. In questo file compaiono tutti i parametri e le costanti da inserire per la simulazione idrologica del bacino d'interesse.

Tra i dati topografici occorre inserire:

- Lato della cella. Questo parametro dipende dal fattore di aggregazione scelto per la rielaborazione del dtm iniziale.
- Area del bacino.
- Quota e latitudine della stazione meteorologica di riferimento.

Tra i dati meteorologici vanno inseriti:

- Le temperature limite di soglia pioggia/neve, di fusione neve/ghiaccio e di evapotraspirazione.
- I contenuti d'acqua per il calcolo dell'evapotraspirazione.
- I degree day neve e ghiaccio.
- Le costanti di deflusso superficiale $expQ_g$ di permeabilità del suolo k_g .
- Il coefficiente di immagazzinamento iniziale S_0 .

Nei parametri idrologici rientrano:

- I tempi di Lag per il metodo dell'invaso;
- Il numero di serbatoi per il modello afflussi deflussi;
- I tempi di corrivazione.

Occorre inoltre inserire i dati osservati di:

- Precipitazioni totali, intese come somma pioggia e neve;
- Le portate osservate,
- Le temperature minime massime e medie.

Lo spessore di ghiaccio è stato posto indicativamente pari a 10 metri solo nella zona occupata dal *rock glacier* e il degree day ghiaccio è stato mantenuto basso, pari ad 1 mm/(giorno °C) in quanto, trattandosi di un *rock glacier*, il contributo in termini di millimetri di ghiaccio fuso è ridotto e comunque nettamente inferiore rispetto ad un normale ghiacciaio.

Il parametro di ritenzione S_{max} è stato calcolato a partire dai valori di contenuto d'acqua saturo θ_s per le varie unità geologiche presenti sul bacino. Per i valori esatti si fa riferimento alla tabella 3.4 del paragrafo seguente. S_{max} dipende anche dallo spessore di suolo H_{suolo} ; mediamente lo spessore di suolo per il bacino Braulio Stelvio è di 0.5 m. Nella parte alta del bacino lo spessore può diminuire con un

minimo pari a circa 20 centimetri mentre nella parte bassa può raggiungere anche i 60-70 cm. Il valore di S_{max} , espresso in millimetri di acqua, è stato quindi ricavato come:

$$S_{MAX} = \frac{\theta_s * 1000}{H_{suolo}}$$

Lo *snow water equivalent* iniziale è stato posto a zero avendo scelto come giorno iniziale della simulazione il 1° Settembre.

Il modello prosegue con la corrivazione considerando la distanza delle celle dalla sezione di chiusura e, sfruttando i dati di temperatura di input, calcola le temperature medie giornaliere per ogni cella del bacino.

Il bilancio idrologico vero e proprio si basa sulla conservazione della massa e, la differenza tra ciò che entra *In* e ciò che esce *Out* dal bacino, è uguale alla variazione dell'accumulo *S* di acqua nel suolo del sistema:

$$In - Out = \frac{dS}{dt}$$

Considerando un periodo di tempo finito *dt* e come volume di controllo la parte superficiale del terreno, l'equazione di bilancio può essere scritta per ogni cella, considerando esplicitamente come input le precipitazioni liquide e la componente di ablazione nivo-glaciale:

$$S^{t+\Delta t} = S^t + P_M - ET - Q_g - Q_s + irr$$

Con:

$$P_M = P - M_s - M_g$$

$$ET = E_s + T_s$$

Dove:

- P = altezza di pioggia media sul bacino
- M_s = ablazione nivale
- M_g = ablazione glaciale
- Q_s = portata liquida dovuta a deflusso superficiale
- Q_g = portata liquida dovuta a deflusso sub-superficiale
- E_s = flusso di evaporazione dal suolo
- T_s = flusso di traspirazione dalla vegetazione

Date le quote elevate del bacino e le relative basse temperature e l'assenza di un manto vegetale sostanziale, è possibile qui trascurare i fenomeni evapo-traspirativi.

La fusione nivale e glaciale possono essere espresse in maniera semplificata tramite un approccio degree-day factor, DDF [$\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{g}^{-1}$].

$$M_s = DDF_s(T - T_0)$$

$$M_g = DDF_g(T - T_0)$$

con temperatura di soglia di fusione neve/ghiaccio posta a $T_0 = 0^\circ\text{C}$.

Il contenuto d'acqua θ è funzione di S_{MAX} ed è espresso come:

$$\theta_i = \frac{S_i}{S_{MAX}} \theta_s$$

La portata sub-superficiale al passo temporale i nel caso di assenza di permafrost è stata calcolata come:

$$Q_g = \left[k_g \left(\frac{S_i}{S_{MAX}} \right)^{exp Q_g} \right]$$

La portata superficiale Q_s è stata calcolata invece come:

$$Q_s = S_i + P_M - Q_g - S_{MAX}$$

La portata finale Q è data dalla somma tra la portata sub-superficiale e la portata superficiale:

$$Q = Q_g + Q_s$$

Il modello prosegue poi con il modello afflussi deflussi e con il calcolo della *flow routing*.

Le portate relative alle varie celle vengono convogliate alla sezione di chiusura tramite l'utilizzo di un modello concettuale, del tipo idrogramma unitario istantaneo, IUH. (Rosso, 1984).

All'interno del bilancio idrologico classico è stato possibile inserire un modulo appositamente creato per la modellazione del deflusso in condizioni di permafrost. Il modulo, che si inserisce all'interno del modello classico, è stato denominato *Permafrost*.

Il modulo *Permafrost* è stato applicato esclusivamente alle celle del bacino che indicano una presenza di permafrost probabile (area blu della figura 2.41).

Il punto chiave della modellazione è stato la riproduzione della variazione temporale dello strato attivo secondo la formula modificata di Klene.

Nell'Input del modello è stato inserito un foglio che riassume i parametri da usare nel caso di permafrost e le costanti che servono alla modellazione dello strato attivo. In **tabella 3.3** sono mostrati i parametri di input che vengono richiesti per il modulo permafrost.

Parametri Permafrost		
conduttività termica thaw K_t	2.65	W/m*K
conduttività termica freeze K_f	3.53	W/m*K
n_T	1.25	-
n_F	0.35	-
calore latente	333140	J/kg
fattore tempo	86400	sec/day
Strato attivo massimo per la zona	500	mm

Tabella 3.3. Input permafrost nel caso del bacino Braulio Stelvio.

Le conduttività termiche e gli *n-factor* sono quelli già presentati per l'area in esame, il calore latente di fusione del ghiaccio e il fattore tempo sono invece fissi per tutti i siti d'interesse mentre lo spessore massimo di strato attivo per la zona è funzione dello spessore medio di suolo del bacino. Lo strato attivo, infatti, può raggiungere profondità elevate che interessano strati che oltrepassano il bedrock ma ai fini idrologici lo spessore utile per il calcolo dei deflussi è lo spessore medio di suolo. Generalmente nei modelli idrologici classici si impone di default uno spessore di suolo pari ad 1 metro; nel caso di permafrost lo spessore varia come lo strato attivo con l'imposizione di un vincolo inferiore pari alla profondità media di suolo in quanto lo strato attivo nel bedrock non interessa ai fini idrologici. Nel caso del bacino Braulio Stelvio si considera uno spessore medio di suolo pari a 0.5 m pertanto ai fini idrologici, lo strato attivo può variare fino a un massimo di mezzo metro.

A questo punto è stata inserita una componente del modello che consente di calcolare per ogni istante di calcolo la profondità dello strato attivo seguendo le indicazioni fornite dalla formula modificata di Klene.

Per rendere più chiara la trattazione del modello si specifica che da ora in poi la variabile contenuto d'acqua saturo w verrà denominata con θ_s .

I valori di ρ e θ_s sono stati calcolati come matrici in modo da avere per ogni cella del bacino un valore diverso di densità del suolo e di contenuto d'acqua. I valori di densità e contenuto d'acqua sono stati stimati a partire dalla geologia del sito e dalle percentuali della curva granulometrica. In tabella 3.4 vengono riassunti i valori per le diverse unità litologiche.

	PGN Filladici	Ortogneiss	UO postglac	UO postg PEG	UO post Antica	UO post Recente	UO Braulio	Rock Glacier
% ghiaia	0	0	40	40	30	40	10	30
% sabbia	0	0	20	40	50	40	50	20
% argilla	0	0	0	5	10	0	30	0
% blocchi	0	0	40	15	10	20	10	50
Contenuto acqua saturo	0.15-0.2	0.05-0.1	0.32	0.39	0.42	0.3	0.48	
Densità kg/m ³	2700	2680	1270	1340	1380	1350	1360	

Tabella 3.4. Valori di contenuto d'acqua saturo e densità del suolo per le diverse zone del bacino Braulio Stelvio.

Il degree day cumulato DD è stato calcolato per ogni anno a partire dalla prima temperatura positiva di Giugno come somma delle temperature giornaliere i per ogni cella del bacino.

$$DD_i = DD_{i-1} + DD_i$$

In corrispondenza del periodo invernale il degree day diminuisce cumulando temperature dell'aria negative. Degree day negativi sono stati posti a zero. Per ogni degree day è stato calcolato anche il fattore di scala cumulato s per ogni istante temporale i come:

$$s_i = s_{i-1} + s_i$$

Una volta calcolati degree day e fattore scala è stato possibile calcolare lo spessore dello strato attivo nella fase di fusione e rigelo attraverso la formula di Klene e valutare la variazione giornaliera dSA_i di spessore come:

$$dSA_i = SA_i - SA_{i-1}$$

A questo punto è stato calcolato il massimo contenuto d'acqua dello strato attivo come:

$$C_{acqua_i} = SA_i * \theta_s$$

Questo parametro è importante perché la capacità di ritenzione del terreno è funzione dello spessore di strato attivo. Se lo strato attivo è superficiale, gran parte di terreno sarà gelato e quindi impermeabile con una conseguente riduzione di acqua disponibile ai fini idrologici. Se lo spessore è elevato, l'acqua disponibile sarà maggiore ma verrà comunque limitata dal valore di S_{MAX} che dipende dallo spessore di suolo. Si può infatti scrivere che:

$$C_{acqua_i} = \begin{cases} SA_i * \theta_s, & C_{acqua_i} < S_{MAX} \\ S_{MAX}, & C_{acqua_i} \geq S_{MAX} \end{cases}$$

Il bilancio idrologico vero e proprio nel caso di permafrost, subentra nel calcolo delle portate, in particolare nel calcolo della portata sub-superficiale e superficiale. A questo scopo è stato creato l'applicativo denominato *bilancio permafrost*.

Il primo passo è stato calcolare il coefficiente di immagazzinamento del suolo S per ogni istante temporale i . In presenza di suolo totalmente ghiacciato, S è stato assunto zero. S pertanto assume valori non nulli soltanto in corrispondenza di celle e istanti temporali in cui lo strato attivo è maggiore di zero. Come in assenza di permafrost S è stato valutato come:

$$S_i = S_{i-1} + P_{i-1} - Qg_{i-1} - Qs_{i-1}$$

Come nel caso del contenuto d'acqua funzione dello strato attivo, anche S_i è limitato superiormente dal valore massimo S_{MAX} .

$$S_i = \begin{cases} S_{i-1} + P_{i-1} - Qg_{i-1} - Qs_{i-1}, & S_i < S_{MAX} \\ S_{MAX}, & S_i \geq S_{MAX} \end{cases}$$

Il contenuto d'acqua θ non sarà più funzione di S_{MAX} come nel caso senza permafrost, ma sarà inversamente proporzionale al contenuto C_{acqua} funzione dello strato attivo

$$\theta_i = \frac{S_i}{C_{acqua_i}} \theta_s$$

e sarà anch'esso limitato superiormente dal contenuto d'acqua saturo θ_s :

$$\theta_i = \begin{cases} \frac{S_i}{C_{acqua_i}} \theta_s, & \theta_i < \rho \\ \theta_s, & \theta_i \geq \rho \end{cases}$$

Sono stati quindi introdotti due nuovi parametri θ_V e S_V che rappresentano la variazione di θ ed S in funzione della variazione di suolo attivo.

θ_V al passo temporale i è definito dal seguente rapporto:

$$\theta_V = \frac{\theta_i * SA_{i-1} + dSA_i * \theta_s}{SA_i * \theta_s}$$

Per θ_V negativi è stato imposto $\theta_V = 0$.

S_V al passo temporale i è definito come:

$$S_V = \theta_V * C_{acqua_i}$$

E' stato quindi possibile calcolare la portata come portata sub-superficiale Q_g e portata superficiale Q_s .

La portata sub-superficiale al passo temporale i nel caso di permafrost è stata calcolata come:

$$Q_g = \left[k_g \left(\frac{S_v}{C_{acqua}} \right)^{exp Q_g} \right] * \frac{SA_i}{SA_{max}}$$

che semplificando viene espressa come:

$$Q_g = [(k_g \theta_v)^{exp Q_g}] * \frac{SA_i}{SA_{max}}$$

Il rapporto $\frac{SA_i}{SA_{max}}$ rappresenta un fattore moltiplicativo introdotto per tenere conto dell'aumento di deflusso sub-superficiale a seguito dell'incremento di spessore attivo. A parità di contenuto d'acqua saturo si avrà infatti, una portata Q_g maggiore se lo strato attivo sarà più profondo e il deflusso sotterraneo interesserà anche gli strati profondi.

La portata superficiale Q_s è stata calcolata invece come:

$$Q_s = S_v + P_M - Q_g - C_{acqua}$$

E' interessante osservare come calcolando S solo per gli istanti temporali e le celle in cui lo strato attivo è maggiore di zero, tutte le altre variabili idrologiche, ad eccezione di Q_s , risultino nulle in assenza di strato attivo.

Se lo strato attivo è inesistente, infatti, il terreno è assunto totalmente congelato e quindi impermeabile; i contenuti di acqua $teta$ ed S_v sono quindi nulli nonostante l'eventuale presenza di acqua che essendo congelata non contribuisce alla formazione di deflusso. Conseguentemente la portata sub-superficiale se lo strato attivo è zero, risulta nulla; l'acqua meteorica o di fusione nivale non riuscirà ad infiltrare nel suolo impermeabile e andrà a ruscellare direttamente in superficie.

L'unica variabile non nulla in corrispondenza di strato attivo zero è dunque Q_s .

Il modello prosegue poi come nel caso senza permafrost, con il modello afflussi deflussi e con il calcolo della *flow routing*.

La portata finale Q come nel caso senza permafrost, è data dalla somma tra la portata sub-superficiale e la portata superficiale:

$$Q = Q_g + Q_s$$

3.4 Calibrazione del modello

Per la simulazione ottimale delle portate è necessaria una procedura di calibrazione.

Tra i parametri di input considerati bisogna distinguere quelli utilizzati per la calibrazione e quelli invece valutati a priori grazie ad analisi di letteratura o disponibili da misure di campo.

In generale, lo scopo della calibrazione è quello di trovare il miglior compromesso possibile in modo da ottenere un buon adattamento dei deflussi simulati con quelli misurati.

Per quanto riguarda il bacino Braulio Stelvio, la calibrazione viene eseguita variando i parametri riassunti in tabella 3.5. Nella seconda colonna vengono inseriti i range di variazione.

DEGREE DAY NEVE mm / (giorno °C)	2 - 10
DEFLUSSO SUB SUPERFICIALE $expQ_g$	0.1 - 1.5
PERMEABILITA' DEL SUOLO k_g	0.1 - 7
CONTENUTO MASSIMO D'ACQUA S_{max}	+ 0 - 10 %

Tabella 3.5. Parametri di calibrazione e range di variazione.

In tabella 3.6 vengono presentati i valori scelti per le simulazioni.

DEGREE DAY NEVE mm / (giorno °C)	2
DEFLUSSO SUB SUPERFICIALE $expQ_g$	0.2
PERMEABILITA' DEL SUOLO k_g	6
CONTENUTO MASSIMO D'ACQUA S_{max}	+ 30 %

Tabella 3.6. Parametri scelti per la calibrazione.

Anche il valore di S_{max} per ogni cella è stato calibrato. In input al modello, è stato dato un valore di S_{max} aumentato del 30%.

$$S_{MAX} = S_{MAX} + 30 \% S_{MAX}$$

I parametri così calibrati sono quelli che hanno permesso di ottenere i risultati migliori di adattamento della serie di portate simulate a quelle osservate.

E' stato quindi possibile procedere con le simulazioni e riprodurre i deflussi del torrente Braulio Stelvio per l'arco di tempo considerato.

Capitolo 4

Risultati

4.1 Validazione del modello

Una volta calibrati i parametri del modello, è stato possibile eseguire le simulazioni e analizzare le serie di portate simulate con l'applicazione del modulo *Permafrost*. L'obiettivo è stato quello di confrontare le serie di deflusso simulate nel caso di permafrost e verificare il loro adattamento alla serie osservata.

La fase di validazione è stata condotta confrontando ai dati osservati il risultato simulato, sia in termini di portate sia in termini di spessore dello strato attivo.

Per quanto riguarda le portate simulate, sono state confrontate con quelle osservate dall'idrometro Braulio Stelvio nel periodo compreso tra il 26 luglio 2011 e il 22 novembre 2011 e tra il 21 aprile 2012 e il 24 settembre 2013.

E' stato possibile validare il modello idrologico con permafrost anche confrontando gli spessori attivi simulati con i dati osservati per la stazione Monte Livrio.

Vengono ora riassunti alcuni parametri di simulazione e presentati i risultati del modello con l'applicazione del bilancio permafrost.

4.1.1 Portate

Si è eseguita una modellazione a scala giornaliera con un bilancio idrologico a celle. Il periodo di simulazione va dal 1 settembre 2010 al 31 dicembre 2013.

Il modello digitale del terreno di input è stato fornito dal portale cartografico della Regione Lombardia con risoluzione 20 x 20 m; la scelta di un fattore di aggregazione pari a 3 ha consentito di aggregare il

DTM a celle di 60 x 60 m. La scelta di questo fattore di aggregazione è stata fatta a seguito di varie prove con fattori di aggregazione variabili tra 1 e 10.

Il fattore di aggregazione pari a 1 rappresenta la discretizzazione più accurata possibile per il bacino, in quanto il bilancio idrologico viene condotto su celle più piccole e il risultato fornito è più preciso. L'onere computazionale nel caso di fattore 1 cresce però notevolmente e i tempi di simulazione sono elevati. Situazione contraria nel caso di fattore di aggregazione 10. In questo caso, i tempi di simulazione sono molto ridotti ma aggregando celle a lati di 200 x 200 m si perdono informazioni importanti e gli andamenti riprodotti non risultano precisi, soprattutto nel caso di bacini piccoli come il caso del bacino Braulio Stelvio.

La scelta si è orientata quindi ad un fattore di aggregazione pari a 3. Questo ha consentito di poter svolgere simulazioni rapide e ripetute con risultati comunque precisi.

In figura 4.1 si può osservare l'andamento delle portate simulate con l'applicazione del modulo *Permafrost* e il relativo confronto con le portate osservate. Sull'asse secondario di figura 4.1 sono riportate le precipitazioni della stazione di riferimento Oga S. Colombano.

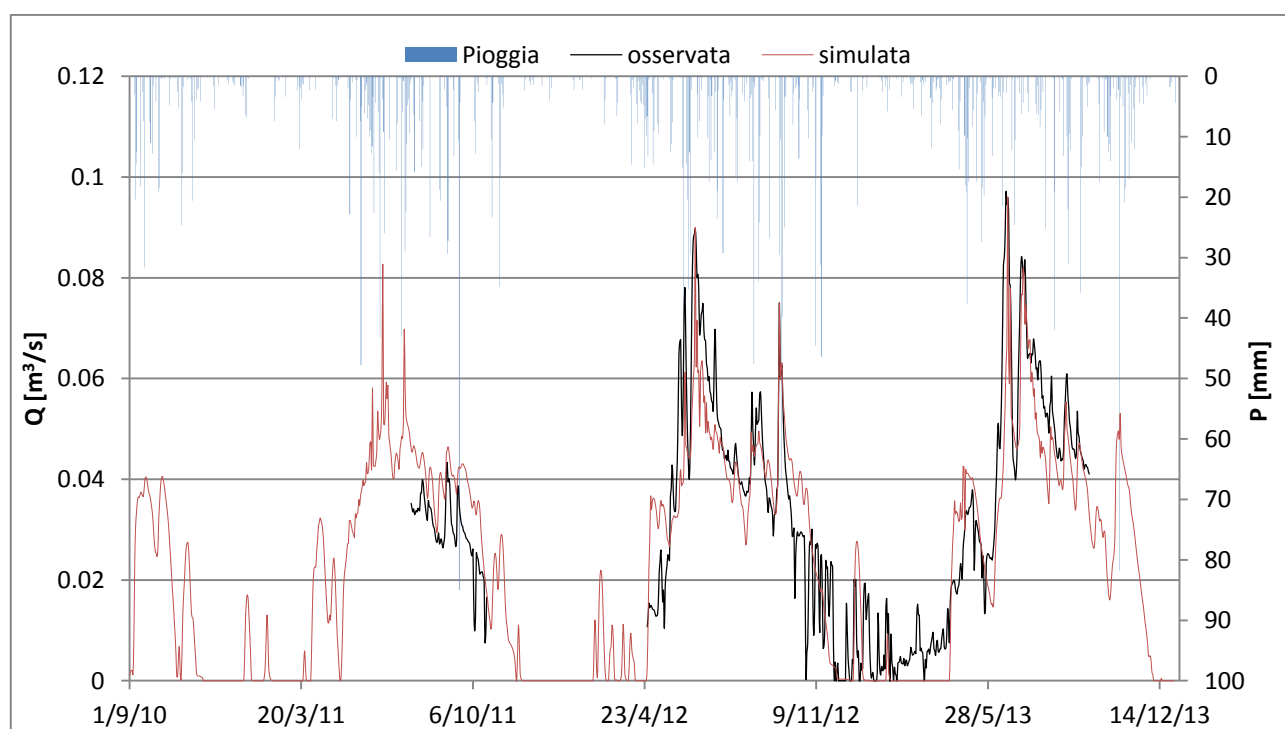


Figura 4.1. Portate simulate con l'applicazione del modulo *Permafrost*.

Come si può vedere dal grafico in figura, l'applicazione del modulo *Permafrost* ha permesso di calcolare una serie di portate simulate che ben riproduce l'andamento delle portate misurate. In corrispondenza di fenomeni meteorologici importanti il modello riesce a cogliere l'incremento in termini di portate; esse seguono un andamento che è tipico di piccoli bacini alpini con valori più elevati nelle stagioni primaverili/estive e praticamente nulli nei periodi invernali. Il modulo *Permafrost* riproduce bene i picchi di portata sia come andamento generale sia come valori massimi. L'unica discrepanza dal dato

osservato si ha nella stagione invernale 2012/2013 con un andamento simulato che non riesce a riprodurre bene le variazioni di portata.

Nell'analizzare i risultati si è fatto uso di alcuni indici statistici che permettono la comparazione e la quantificazione dell'accuratezza del modello utilizzato. Gli indici prestazionali adottati sono:

- Il coefficiente di efficienza di Nash & Sutcliffe *NSE*

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Z_{i,obs} - \hat{Z}_{i,sim})^2}{(N - 1) \text{Var}\{Z_{obs}\}}$$

Dove:

- $Z_{i,obs}$ rappresentano i valori osservati si portata
 - $Z_{i,sim}$ rappresentano i valori osservati si portata
 - N è la numerosità del campione di dati
- La radice dell'errore quadratico medio *RMSE*

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{Z_{i,obs} - \hat{Z}_{i,sim}}{Z_{i,obs}} \right)^2}$$

Per quanto riguarda l'efficienza di Nash & Sutcliffe, buoni risultati si ottengono quanto più tale indice è vicino ad 1; al contrario *RMSE* evidenzia buone prestazioni del modello quanto più è vicino a 0. Per cui nel caso di *NSE*, una variazione positiva sta ad indicare un incremento di prestazioni, nel caso invece di *RMSE*, è una variazione negativa ad indicare miglorie dei risultati.

Numerosi autori adottano approcci di questo tipo per la stima delle capacità predittive di un modello: Ritter (2012) e Pushpalatha (2011) confermano l'efficienza dell'utilizzo di queste tecniche statistiche per verificare la veridicità delle variabili idrologiche simulate.

In particolare, per i valori di *NSE*, le classi di fitting in cui un modello può ricadere sono:

- Fitting *molto buono* per $0.9 < NSE < 1$
- Fitting *buono* per $0.8 < NSE < 0.899$
- Fitting *accettabile* per $0.65 < NSE < 0.799$
- Fitting *insoddisfacente* per $NSE < 0.65$

La simulazione effettuata con i parametri scelti in fase di calibrazione è stata quella che ha consentito di ottenere i migliori risultati anche in termini di indici statistici prestazionali.

In figura 4.2 viene diagrammato lo scostamento dei dati osservati (asse delle ordinate) dai dati simulati (asse delle ascisse) e il risultato prestazionale in termini di *NSE* e *RMSE*.

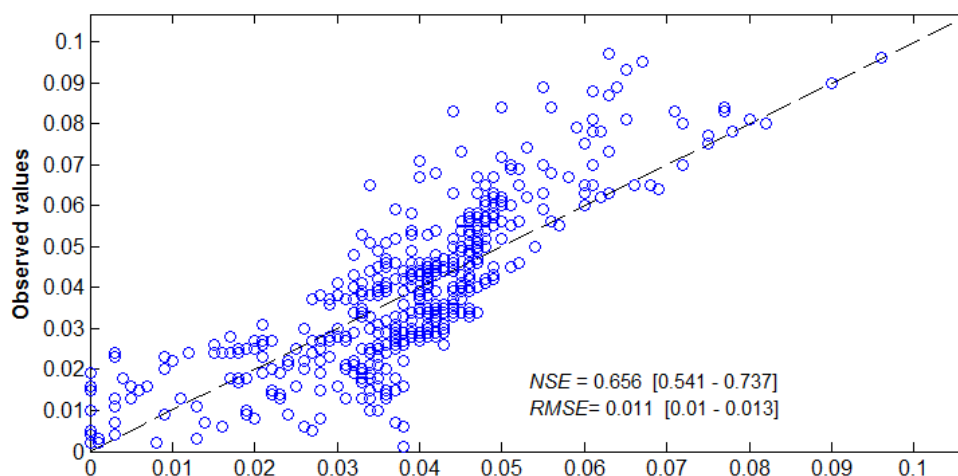


Figura 4.2. Scostamento dei dati osservati da quelli simulati per il modulo *Permafrost*.

In figura 4.3 viene proposto il risultato in termini di funzione di ripartizione della variabile *NSE*.

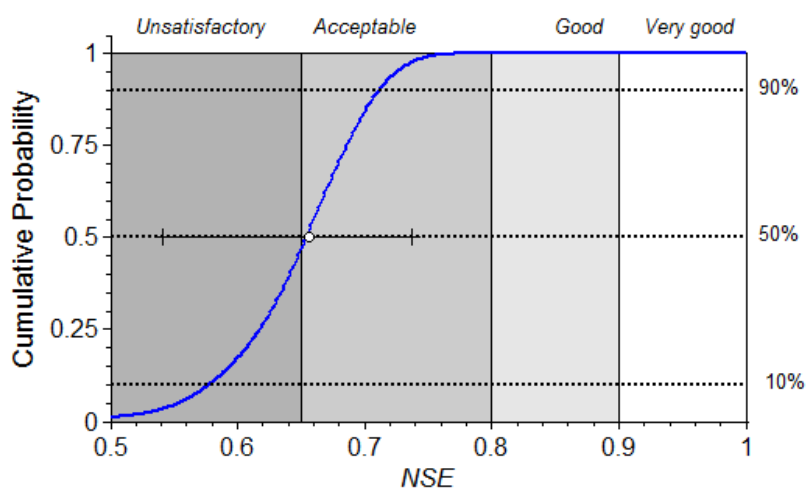


Figura 4.3. Funzione di ripartizione della variabile *NSE* nel caso di *Permafrost*.

Come si può osservare, la simulazione con applicazione del modulo *Permafrost* ricade nella classe di fitting *accettabile*, con un valore di *NSE* di poco maggiore di 0.650.

Un altro parametro che viene valutato per verificare le buone prestazioni del modello è la portata media delle due serie. La portata media della serie osservata e la portata media della serie simulata sono state calcolate solo per gli intervalli temporali in cui sono presenti entrambi i valori.

In tabella vengono riportati i risultati delle due serie.

	Q [m ³ /s]
Osservata	0.039
Simulata	0.038

Il risultato è stato confrontato con quello fornito dal modello senza l'applicazione del modulo *Permafrost* in modo da poter riscontrare eventuali discrepanze e comprendere meglio il contributo del permafrost nella simulazione.

Con gli stessi parametri scelti in fase di calibrazione, si è eseguita una simulazione senza modulo *Permafrost* e si è analizzato l'andamento delle portate nei tre anni, confrontandolo con quello fornito nel caso di permafrost. In figura 4.4 sono presenti i risultati delle due simulazioni.

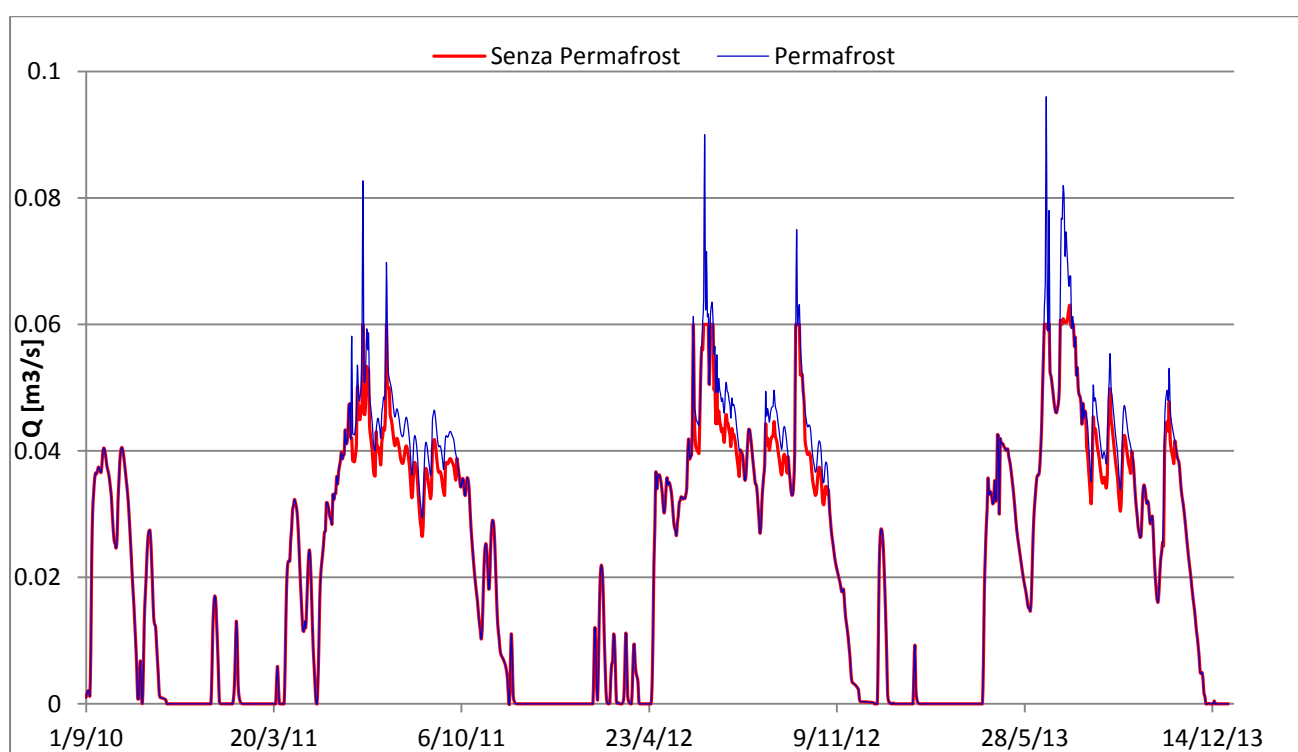


Figura 4.4. Confronto tra modellazione con e senza modulo *Permafrost*.

Come si evince dal grafico, il risultato della modellazione senza permafrost è molto simile al risultato della modellazione con modulo *Permafrost*. Le uniche differenze si riscontrano nelle stagioni estive quando, in corrispondenza di eventi meteorici importanti, il modulo *Permafrost* riproduce portate leggermente superiori e sembra cogliere meglio i picchi di portata verificatesi nell'estate 2012 e 2013.

Durante l'estate 2012 e 2013, la serie osservata fa registrare picchi di portata rispettivamente pari a 0.09 m³/s per il 2012 e 0.10 m³/s per il 2013. La simulazione con la componente di *Permafrost* (figura 4.1), riesce a cogliere bene questo repentino aumento delle portate mentre la simulazione senza permafrost non riesce a simulare portate che superano i 0.06 m³/s.

Riapplicando l'analisi statistica al caso senza permafrost, è possibile valutare l'accuratezza della simulazione e confrontarla col caso *Permafrost*.

Nel grafico in figura 4.5 è stato valutato l'errore tra il risultato simulato e il dato osservato per entrambe le simulazioni.

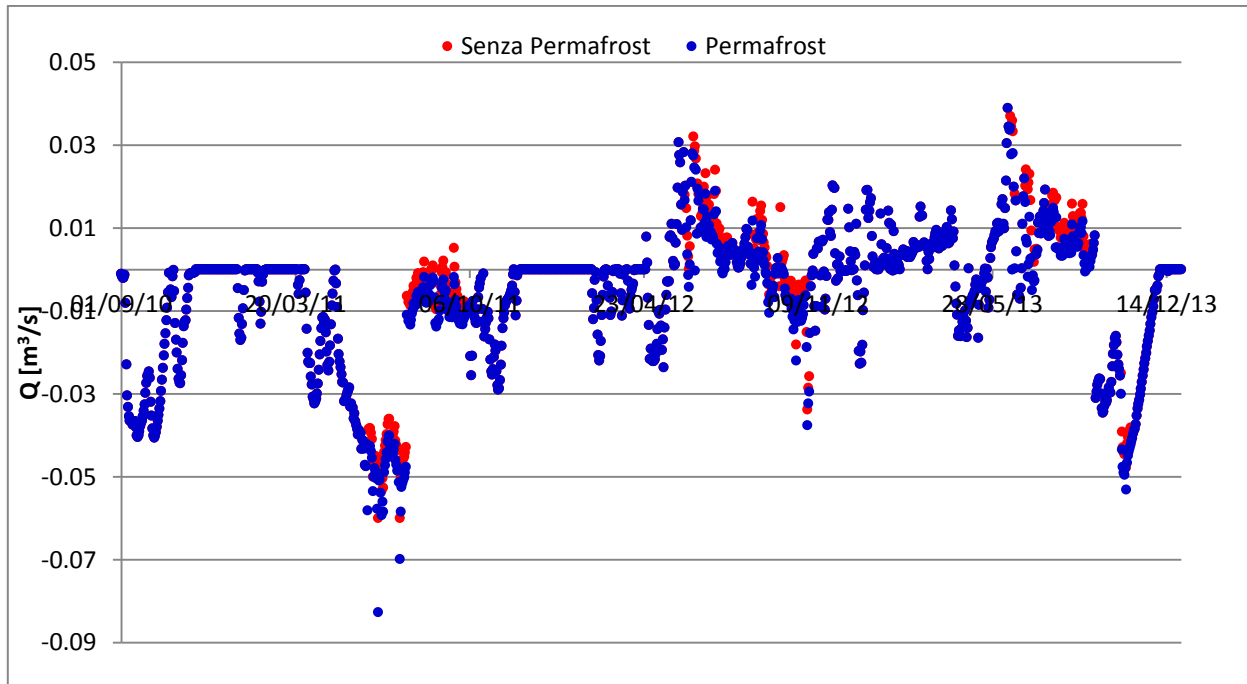


Figura 4.5. Scostamento delle serie simulate dalla serie osservata.

Gli indici prestazionali nel caso di modello classico segnalano un peggioramento della simulazione collocando il fitting nella classe *inaccettabile* con valore di *NSE* pari a 0.607 e *RMSE* pari a 0.012.

In figura 4.6 viene proposto il risultato in termini di funzione di ripartizione della variabile *NSE*.

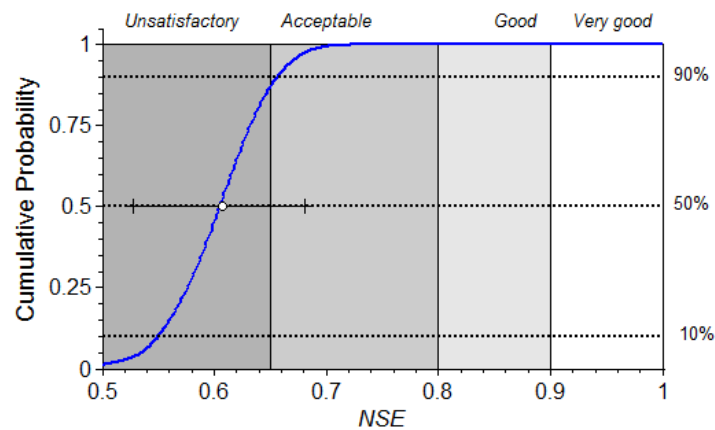


Figura 4.6. Funzione di ripartizione della variabile *NSE* nel caso senza permafrost.

Anche in questo caso è stata calcolata la portata media della serie osservata e della serie simulata. In tabella vengono riportati i risultati delle due serie.

	Q [m ³ /s]
Osservata	0.039
Simulata	0.036

Dai risultati si evince che la modellazione senza permafrost porta a peggiorare i risultati della simulazione, sia in termini statistici sia in termini di portata media e picchi delle serie di portate.

Come si è detto in precedenza, lo scostamento maggiore si verifica durante la stagione estiva, in corrispondenza dei valori elevati e dei picchi di portata. In figura 4.8 viene proposto uno zoom sulle tre stagioni estive in modo da osservare meglio le differenze riportate nelle due serie.

Durante questi periodi, la serie fornita dal modello classico simula portate mediamente inferiori del 10 % rispetto a quelle trovate con il modulo *Permafrost*. Questo scostamento cresce in corrispondenza dei picchi con riduzioni di portata del 30 %.

Il motivo di queste variazioni può essere ricercato nel valore della variabile idrologica S che regola il contenuto d'acqua che il terreno può contenere in condizioni di saturazione.

In particolare è interessante valutare il seguente rapporto:

$$\frac{S_i^P}{S_{max}}$$

Dove:

- S_i^P è la capacità idrica del suolo nel caso di permafrost
- S_{max} è la capacità idrica massima del suolo

In generale si osserva dalla modellazione, che la presenza di permafrost riduce la capacità idrica del terreno e la variabile S_i^P risulta inferiore a S_i nel caso di assenza di permafrost.

Si possono infatti verificare due situazioni diverse.

- Se $\frac{S_i^P}{S_{max}} = 1$ il permafrost non limita la capacità idrica del suolo ed il valore di S è quindi uguale al valore massimo S_{max} . In questa situazione lo strato attivo si colloca a profondità elevate e il suo spessore è molto alto. L'influenza del permafrost sul ciclo idrologico è irrilevante. L'acqua meteorica o di fusione può infiltrarsi liberamente nel suolo e contribuire alla formazione di deflusso sub-superficiale.
- Se $\frac{S_i^P}{S_{max}} < 1$ il permafrost limita la capacità idrica del suolo ed il valore di S è quindi minore del valore massimo S_{max} . In questa situazione lo strato attivo si colloca in superficie e il suo spessore è limitato. L'influenza del permafrost sul ciclo idrologico è molto importante. L'acqua meteorica o di fusione non può infiltrare liberamente nel suolo a causa della presenza del terreno ghiacciato e impermeabile. La formazione di deflusso sub-superficiale è limitata ai soli strati superficiali mentre l'acqua in eccesso viene trasformata tutta in deflusso superficiale.

In figura 4.7 viene proposto un esempio tratto dalla simulazione in cui compaiono celle con S uguale ad S_{max} (celle rosse) e altre in cui S è minore di S_{max} (celle rosa). Come si potrà analizzare in seguito, le celle rosse corrispondono anche alle celle del bacino che presentano generalmente profondità dello strato attivo elevate. In queste aree quindi, l'influenza del permafrost sul bilancio idrologico è irrilevante e il ciclo idrologico segue le normali leggi in assenza di terreno ghiacciato.

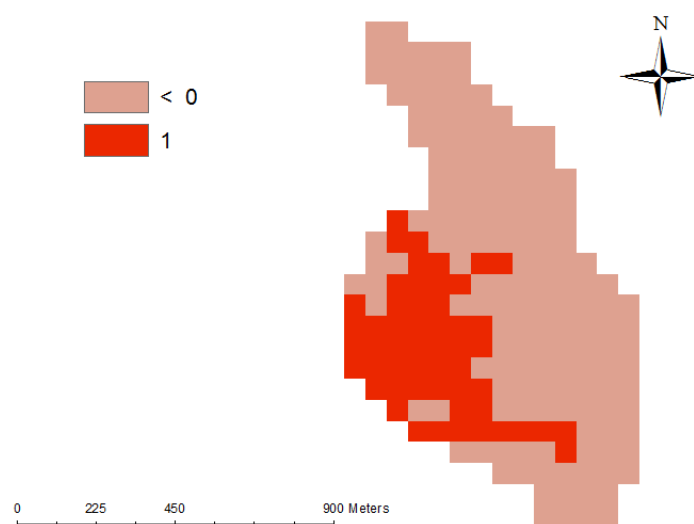


Figura 4.7. Esempio del rapporto S/S_{max} per il bacino Braulio Stelvio.

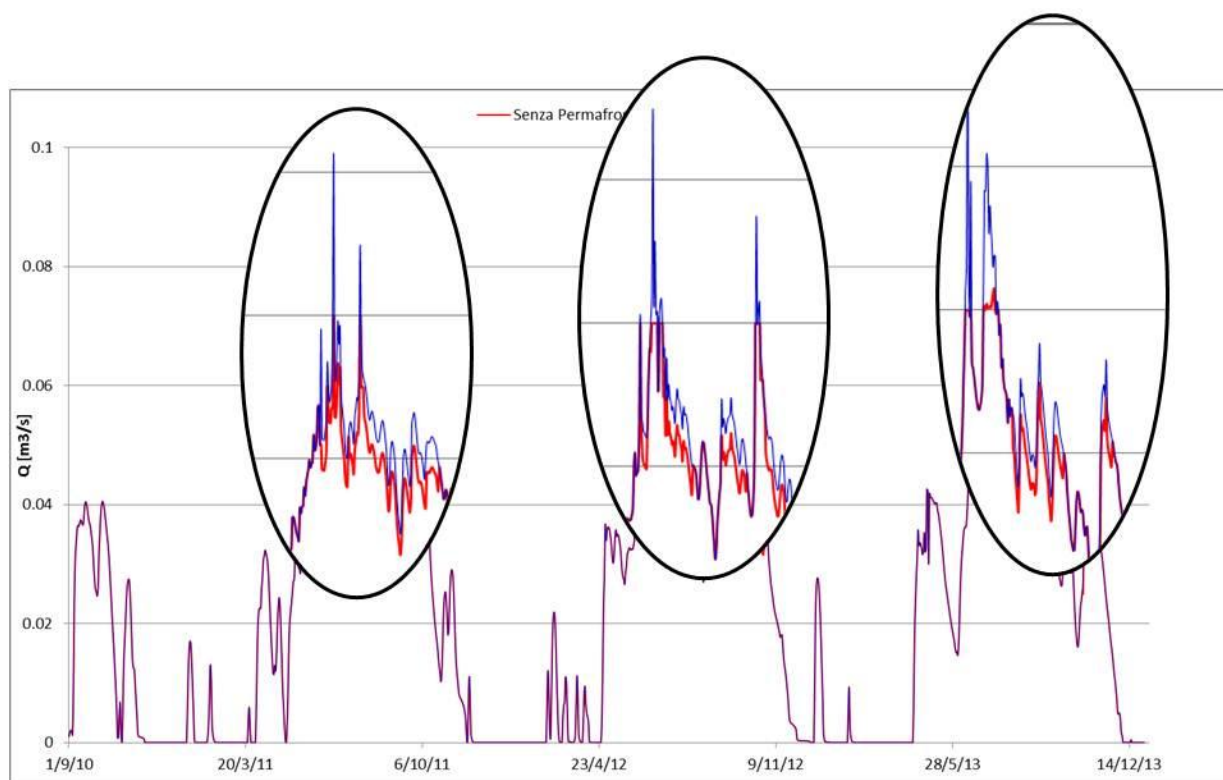


Figura 4.8. Scostamento tra le serie di portate ottenute con e senza modulo *Permafrost*.

La spiegazione delle variazioni di portata durante le stagioni estive può quindi essere ricercata in questo rapporto. Durante la stagione estiva può accadere, infatti, che il terreno non riesca a fondere completamente e che lo strato attivo non riesca a raggiungere spessori elevati. Le precipitazioni abbondanti di questo periodo, non riuscendo a penetrare totalmente nel suolo, contribuiscono alla formazione di deflusso superficiale generando picchi elevati nei valori di portata.

Per comprendere meglio questo fenomeno sono stati analizzati separatamente tre eventi meteorici importanti che hanno generato significative variazioni nei risultati dei due modelli.

Si sono scelti gli eventi meteorici del 23 Giugno 2011, del 20 Giugno 2012 e del 20 Giugno 2013. Queste precipitazioni hanno generato i picchi maggiori in termini di portata. Per ogni evento si è analizzato il risultato delle due simulazioni e si è valutata l'entità dello spessore attivo.

In tabella 4.1 vengono proposti i tre eventi e calcolata la riduzione percentuale di portata simulata.

	Data	Pioggia [mm]	Q Senza Permafrost [m ³ /s]	Q Permafrost [m ³ /s]	Riduzione %
Evento 1	20/6/11	0	0.045	0.049	8
	21/6/11	4	0.047	0.050	7
	22/6/11	9	0.046	0.058	20
	23/6/11	26	0.061	0.083	26
	24/6/11	0	0.046	0.051	10
	25/6/11	0	0.045	0.051	11
Evento 2	19/6/12	0	0.056	0.061	8
	20/6/12	3	0.055	0.064	14
	21/6/12	10	0.060	0.090	33
	22/6/12	2	0.059	0.063	6
	23/6/12	8	0.060	0.072	16
	24/6/12	0	0.056	0.061	9
Evento 3	19/6/13	0	0.060	0.067	10
	20/6/13	12	0.060	0.096	38
	21/6/13	1	0.060	0.065	8
	22/6/13	0	0.059	0.059	0
	23/6/13	25	0.060	0.078	23
	24/6/13	11	0.051	0.052	3
	25/6/13	0	0.051	0.052	2
26/6/13	0	0.050	0.051	1	

Tabella 4.1. Analisi di tre eventi meteorici e confronto dei risultati per le due simulazioni.

Durante questi eventi, la serie fornita dal modello senza permafrost simula portate inferiori rispetto a quelle trovate con il modulo *Permafrost*. Questo scostamento cresce in corrispondenza dei picchi con riduzioni di portata del 30 %.

In corrispondenza dei tre eventi è stata anche calcolata la profondità dello strato attivo. In figura 4.9 si riportano gli spessori nelle tre date. Come si può osservare in tutti e tre i casi, lo strato attivo occupa solo i primi centimetri di suolo e non raggiunge nemmeno il mezzo metro di spessore. L'influenza del permafrost sul ciclo idrologico è quindi molto importante. L'acqua meteorica o di fusione non può

infiltrare liberamente nel suolo a causa della presenza del terreno ghiacciato e impermeabile. La formazione di deflusso sub-superficiale è limitata ai soli strati superficiali e l'acqua in eccesso viene trasformata tutta in deflusso superficiale.

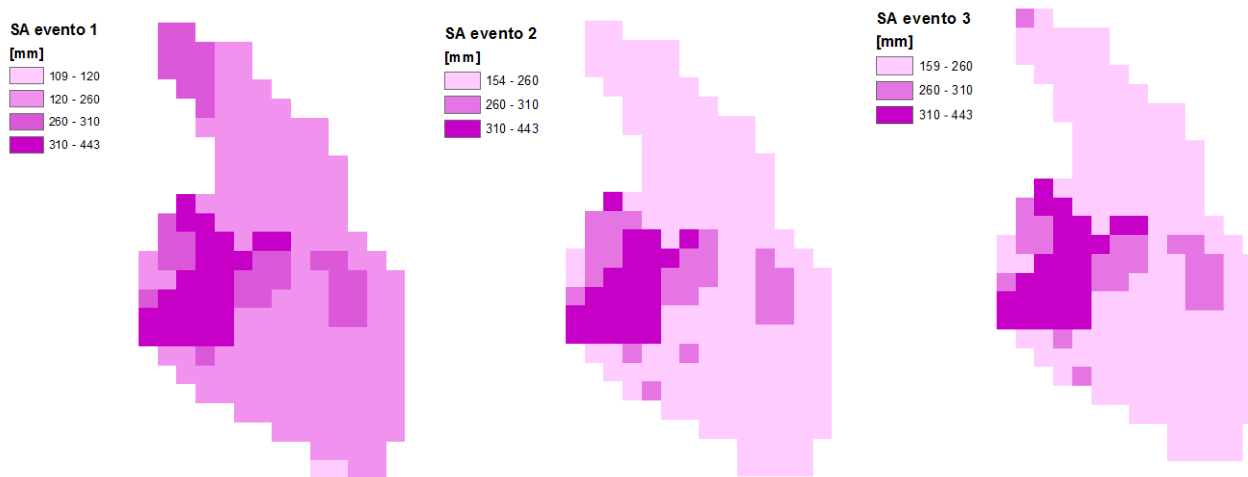


Figura 4.9. Spessori di suolo attivo in corrispondenza dei tre eventi analizzati.

4.1.2 Strato attivo

La validazione del modulo *Permafrost* è stata condotta anche attraverso l'analisi dei risultati in termini di strato attivo. Il modulo *Permafrost*, è in grado, infatti, di riprodurre la variazione dello spessore dello strato attivo lungo tutto l'arco temporale; attraverso i dati provenienti dalla stazione meteorologica Monte Livrio è stato possibile confrontare il risultato simulato dal modello con il risultato osservato.

Va specificato che la validazione in termini di strato attivo non è stata condotta in maniera puntuale su tutto il bacino, questo perché i dati di spessore provenienti dalle indagini elettriche non erano sufficientemente accurati e sufficientemente distribuiti da poter interpolare i valori per tutta l'area d'indagine. E' stato quindi necessario ricorrere ai dati della stazione meteo Monte Livrio e validare il risultato simulato in termini di andamento medio e spessore medio.

Per comprendere l'evoluzione dello spessore attivo vengono ora proposte alcune immagini che riproducono lo strato attivo in diversi periodi dell'arco di tempo considerato.

Al fine di riprodurre una mappa di dettaglio, è stato applicato il solo modulo di strato attivo e si è scelto un fattore di aggregazione pari a 1.

Per ogni anno di simulazione, si è scelto di riprodurre lo spessore durante la fase di fusione (luglio) e al picco di spessore, inizio settembre, quando la stagione estiva volge al termine e ricomincia la fase di rigelo.

Nella figura sottostante viene rappresentato lo spessore di strato attivo presente sul bacino il 15 luglio di ogni anno di simulazione.

Il segno di virgola nelle legende non sta ad indicare la posizione dei decimali ma si riferisce alle migliaia.

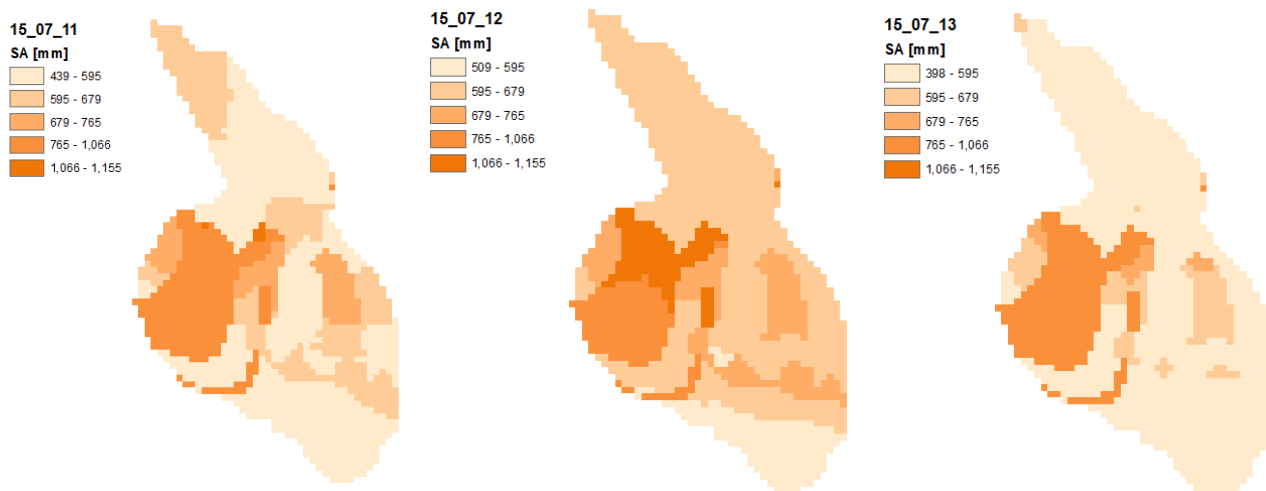


Figura 4.10. Spessore dello strato attivo il 15 luglio 2011, 2012 e 2013.

Nella figura sottostante viene invece rappresentato lo spessore di strato attivo presente sul bacino il primo di settembre di ogni anno di simulazione.

Il segno di virgola nelle legende anche in questo caso, si riferisce alle migliaia.

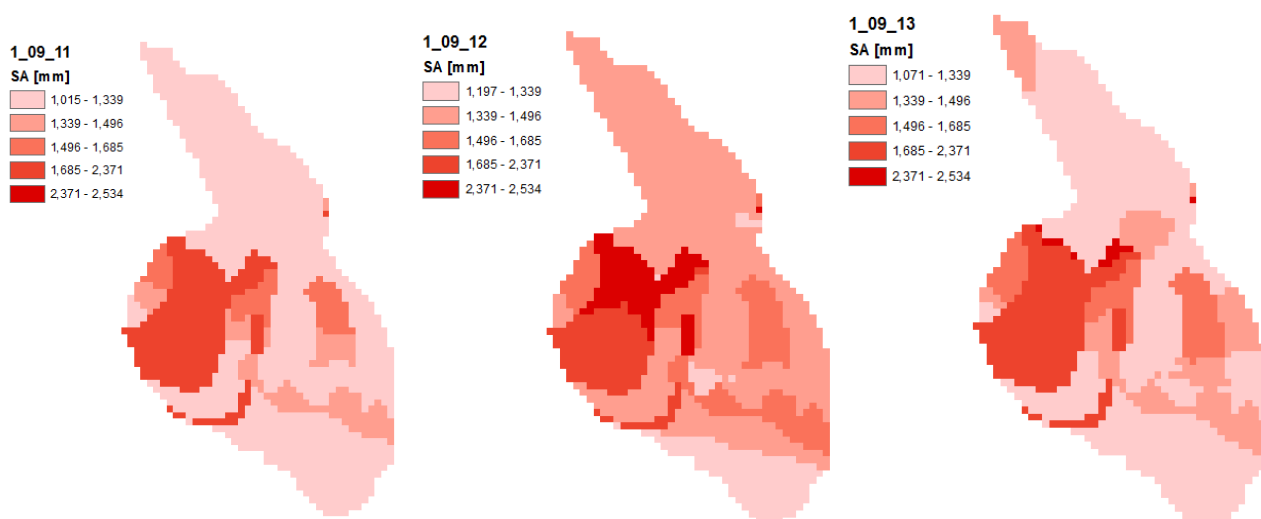


Figura 4.11. Spessore dello strato attivo il primo settembre 2011, 2012 e 2013.

Come si può osservare dalle immagini, si nota che gli spessori maggiori si registrano sempre nella zona Est del bacino, sia nella fase di fusione sia al picco della stagione estiva, con spessori massimi che superano i 2 metri e mezzo. Si tratta di una zona del bacino particolarmente esposta al sole con pareti rocciose affioranti.

In generale, il substrato roccioso affiorante è la tipologia di materiale che presenta lo strato attivo più sviluppato ed escursioni termiche più elevate a causa dell'alta conducibilità termica, in un regime quasi esclusivamente governato dal processo di conduzione. Queste premesse rendono il permafrost di questa zona estremamente dipendente dalla copertura nevosa e dalla temperatura media dell'aria. Essendo una zona particolarmente scoscesa, la neve non riesce però ad accumularsi in spessori considerevoli e la temperatura dell'aria, che aumenta nei mesi estivi, fa deteriorare le condizioni del permafrost e aumentare velocemente lo spessore dello strato attivo.

Gli spessori minori si registrano viceversa nella parte alta del bacino, in corrispondenza dei rilievi situati a quote maggiori. Qui gli spessori maggiori si attestano mediamente attorno ad 1 metro in corrispondenza del picco della stagione estiva.

Per quanto riguarda l'andamento temporale sui tre anni si osserva che le variazioni di spessore sono simili per tutto l'arco di tempo considerato. L'anno che presenta spessori di suolo attivo minori è il 2013 che corrisponde anche all'anno più freddo dei tre analizzati, con temperature medie dell'aria pari a 1 °C. Le precipitazioni nevose elevate di quest'anno hanno inoltre permesso la formazione di una coltre permanente di neve in grado di mantenere a lungo il terreno gelato. L'anno che presenta spessori maggiori è invece il 2012. In questo caso la temperatura media annuale dell'aria è più elevata e pari a 2 °C. L'innalzamento delle temperature medie dell'aria di 1 °C causa quindi un inspessimento dello spessore di suolo attivo che mediamente per il bacino passa da 1.3 a 1.7 m nella stagione di massima fusione e una riduzione del contenuto di ghiaccio nel terreno. L'effetto del surriscaldamento globale a seguito dei cambiamenti globali potrebbe dunque portare alla veloce scomparsa del permafrost alpino che riuscirebbe a mantenersi solo a quote elevate e ad alte profondità.

La dipendenza diretta tra variazioni subite dal permafrost e i cambiamenti climatici in atto è ormai ampiamente discussa in letteratura. Davies (2001) sottolinea come il permafrost alpino, pur essendo caratterizzato da un contenuto d'acqua limitato rispetto a quello che si trova nei ghiacciai, sia maggiormente sensibile ai cambiamenti climatici in quanto posizionato in aree calde e umide. I cambiamenti climatici creano modifiche nei territori a permafrost, fortemente legati a grandezze come la temperatura e le precipitazioni nevose.

Come accennato nel capitolo 1, si teme, come conseguenza dello scioglimento del permafrost, la liberazione di grandi quantità di metano nell'atmosfera terrestre; questo gas si aggiungerebbe agli altri gas che già favoriscono l'effetto serra, innescando un circolo vizioso e un ulteriore riscaldamento globale (Shuur et al., 2011).

Un'altra conseguenza dello scioglimento del permafrost è legata alla stabilità dei versanti e delle strutture costruite su suolo ghiacciato. Il terreno in fase di fusione si trasforma, infatti, in un materiale incoerente; aumenta quindi in alta montagna, la probabilità di innesco di frane e colate detritiche. Dall'altra parte però, un inspessimento dello spessore attivo porterebbe ad un aumento della capacità di ritenzione del terreno; il terreno non essendo più impermeabile riuscirebbe ad infiltrare maggiori quantitativi di acqua e a laminare i picchi di portata che si registrano nei periodi primaverili/autunnali.

Nelle immagini seguenti viene riportata la variazione di strato attivo per l'anno 2012. Vengono proposti sei periodi dell'anno in modo da seguire l'evoluzione dello spessore non ghiacciato.

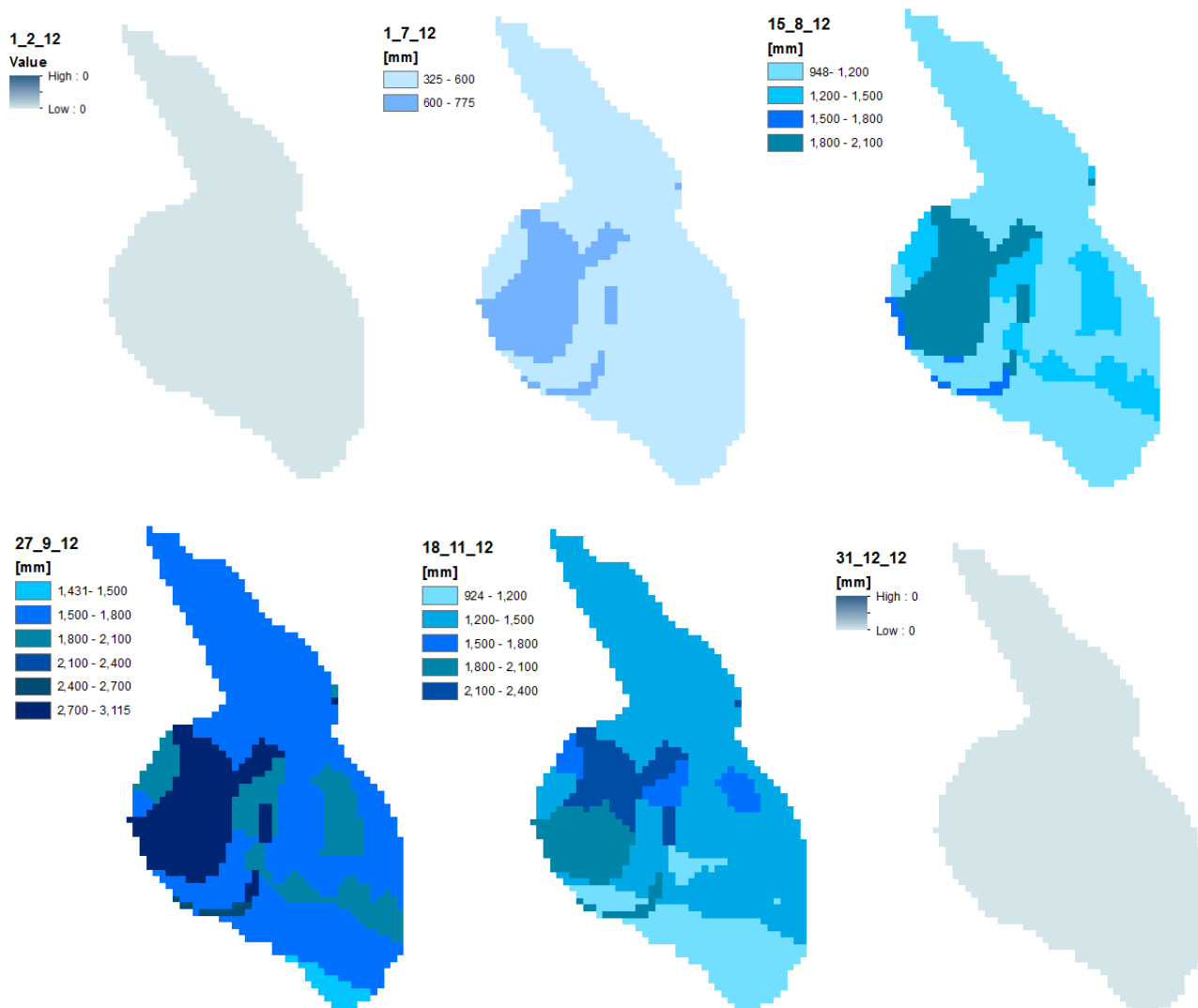


Figura 4.12. Variazione dello spessore attivo per l'anno 2012.

Come si osserva dalle immagini, lo spessore attivo segue un andamento crescente nei mesi primaverili ed estivi con un picco di spessore a fine settembre, diminuisce poi con l'avanzare della stagione invernale e a dicembre torna ad essere nullo.

Si vuole ora validare il risultato del modello e lo spessore dello strato attivo, in termini di andamento medio annuale e valore massimo. Per fare ciò, è stata scelta una cella del bacino e si è ricavata la variazione di spessore attivo nei tre anni di simulazione. Il risultato è stato poi confrontato con i dati osservati nella stazione Monte Livrio per l'anno 2011.

Si è scelto di simulare l'andamento temporale dello strato attivo per una cella posizionata nella parte centrale del bacino, in modo da poter rappresentare un punto significativo dell'andamento medio del permafrost.

In figura 4.13 viene diagrammato il risultato.

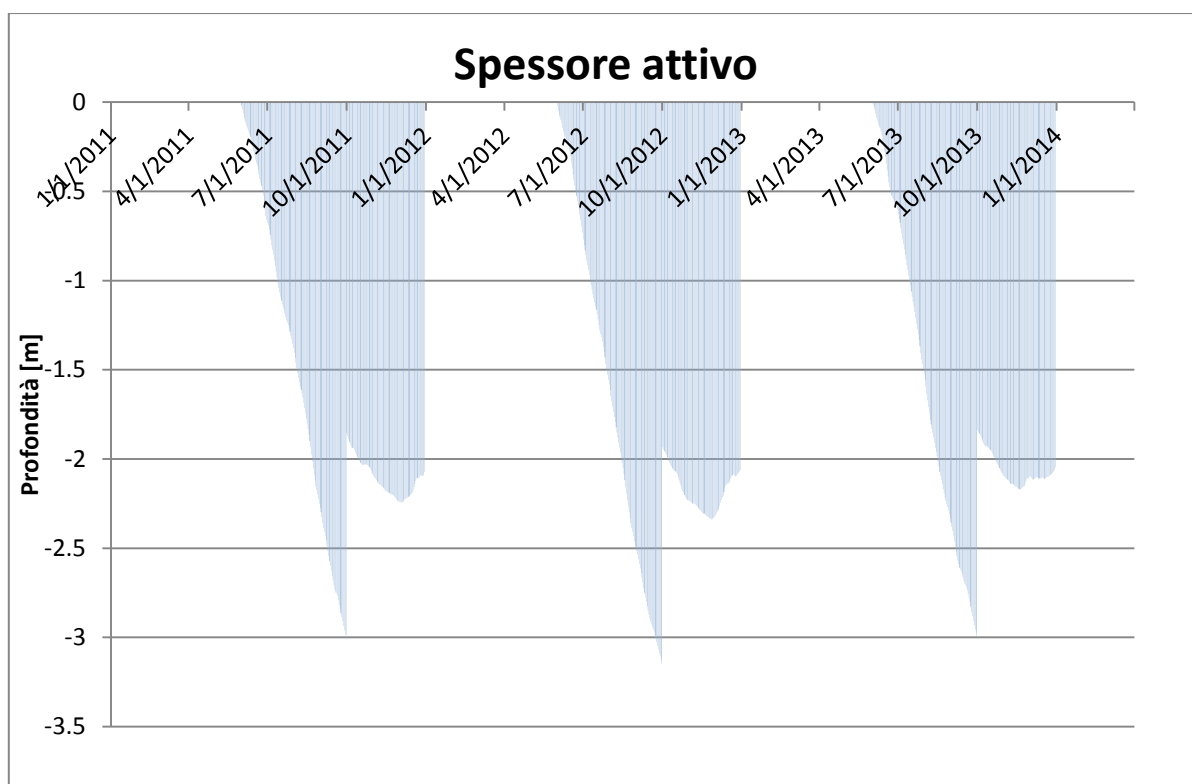


Figura 4.13. Andamento dello strato attivo per una cella situata nella zona centrale del bacino.

Come si può osservare, il risultato simulato è in accordo con il risultato trovato nel capitolo 3 in cui erano stati analizzati i dati provenienti dalla stazione Monte Livrio.

Lo strato attivo raggiunge la sua profondità massima (circa 3 m) a fine estate; questo dato è in accordo con le campagne sperimentali condotte da Guglielmin (Guglielmin et al., 2004) che attestano un valore medio di strato attivo pari a 3 metri per la zona del Passo dello Stelvio.

A inizio ottobre si verifica una brusca diminuzione dello spessore dello strato attivo che torna ad assottigliarsi fino a dicembre, quando a causa delle temperature molto basse, si annulla e il suolo risulta totalmente ghiacciato. Questa diminuzione repentina di spessore può essere ricondotta al fatto che in fase di rigelo vengono impiegati nell'analisi n_F e k_F al posto di n_T e k_T ma soprattutto al fatto che proprio da inizio ottobre, le temperature dell'aria si abbassano scendendo subito sotto zero.

4.1.3 Contenuto d'acqua

Si vuole infine analizzare il risultato del modulo *Permafrost* in termini di contenuto d'acqua del suolo. In particolare, si vuole capire qual è il contributo che il permafrost fornisce al terreno in termini di acqua disponibile.

Come prima analisi è stata verificata la relazione tra contenuto d'acqua e spessore dello strato attivo.

A tal fine sono stati analizzati due giorni: il 1° settembre 2012 e il 1° settembre 2013. Nel periodo tardo estivo lo spessore attivo è massimo ma tra le due date analizzate, vi è una differenza nei valori di

spessore; il 2013 è stato un anno particolarmente freddo e nevoso, pertanto, come si è detto in precedenza, il 1° settembre 2013 ha fatto registrare spessori attivi inferiori rispetto al 2012. Si vuole quindi verificare se uno spessore attivo maggiore corrisponde anche quantitativi d'acqua superiori. In figura 4.14 vengono riportati i millimetri di acqua disponibili su ogni cella (lato 20 m). Per rendere più accurato il risultato si è scelto di discretizzare il bacino con un fattore di aggregazione pari ad 1.

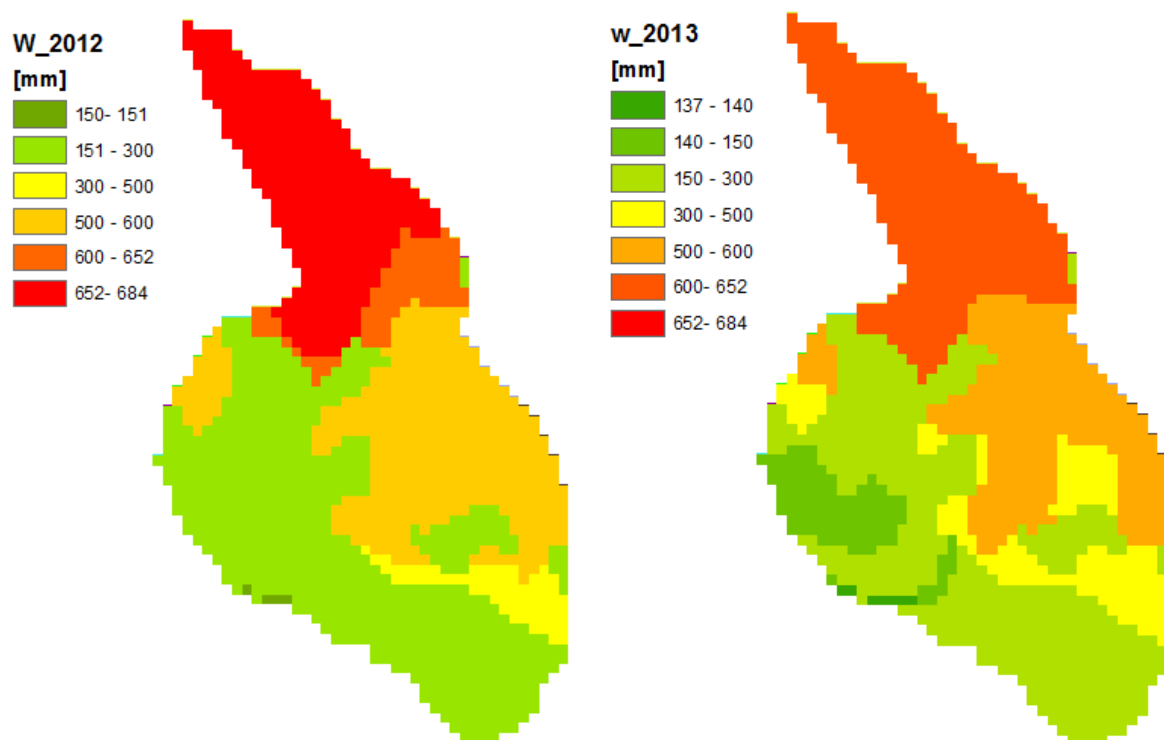


Figura 4.14. Contenuto di acqua per il bacino Braulio Stelvio a seguito dell'applicazione del modulo *Permafrost*.

Come ipotizzato, il contenuto di acqua disponibile è maggiore per il 1° settembre 2012, con aumenti variabili tra i 10 mm nella parte alta del bacino e i 30 mm per la parte bassa. Dal risultato si osserva che i contenuti di acqua maggiori si registrano nella parte bassa del bacino e non nella zona Est caratterizzata da strati attivi elevati. Questo risultato può far pensare che non vi sia una reale relazione tra profondità dello strato attivo e contenuto di acqua; in realtà analizzando i valori della variabile θ_s per ogni unità litografica (tabella 3.4), si osserva che in corrispondenza della zona Est del bacino il valore di teta è molto basso (pari a 5 %) poiché l'unità principale è costituita da ortogneiss. La parte bassa del bacino invece, è costituita dall'unità del Braulio che tipicamente raggiunge valori di θ_s alti (48 %). Lo spessore attivo è quindi importante ma, per il calcolo del contenuto di acqua non si può prescindere da una valutazione geologica sui litotipi presenti sul bacino.

La seconda analisi che è stata eseguita in termini di contenuto d'acqua, è stata quella sui diversi contributi alla formazione del deflusso. In particolare sono state calcolate le cumulate mensili dei seguenti contributi:

- fusione glaciale,
- fusione nivale,
- pioggia,
- fusione del permafrost.

Si è indagato infatti, in che percentuale la fusione del permafrost contribuisce alla formazione del deflusso. Per ogni anno di simulazione è stato considerato il solo periodo estivo (1 giugno – 30 settembre). Date le quote elevate del bacino, le basse temperature e l'assenza di un manto vegetale sostanziale, è possibile trascurare i fenomeni evapo-traspirativi.

Nelle tabelle e nei grafici sottostanti vengono riportati i quantitativi d'acqua in millimetri e in percentuale.

contributo [mm]	2011			
	giu	lug	ago	sett
ghiaccio	3054	3864	6001	4184
neve	8908	945	0	0
pioggia	69149	60075	35750	60346
permafrost	5918	23442	26154	25457

Tabella 4.2. Millimetri d'acqua derivanti da vari contributi per l'anno 2011.

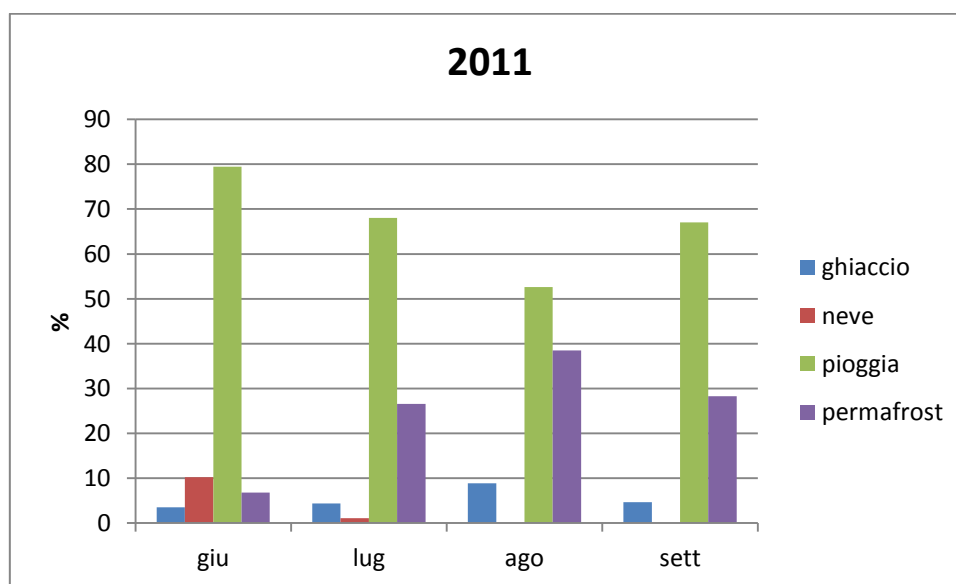


Figura 4.15. Contributo percentuale al deflusso per l'anno 2011.

contributo [mm]	2012			
	giu	lug	ago	sett
ghiaccio	2696	5558	6434	2718
neve	29124	1616	0	0
pioggia	65318	52550	64848	74860
permafrost	7430	25061	28934	28122

Tabella 4.3. Millimetri d'acqua derivanti da vari contributi per l'anno 2012.

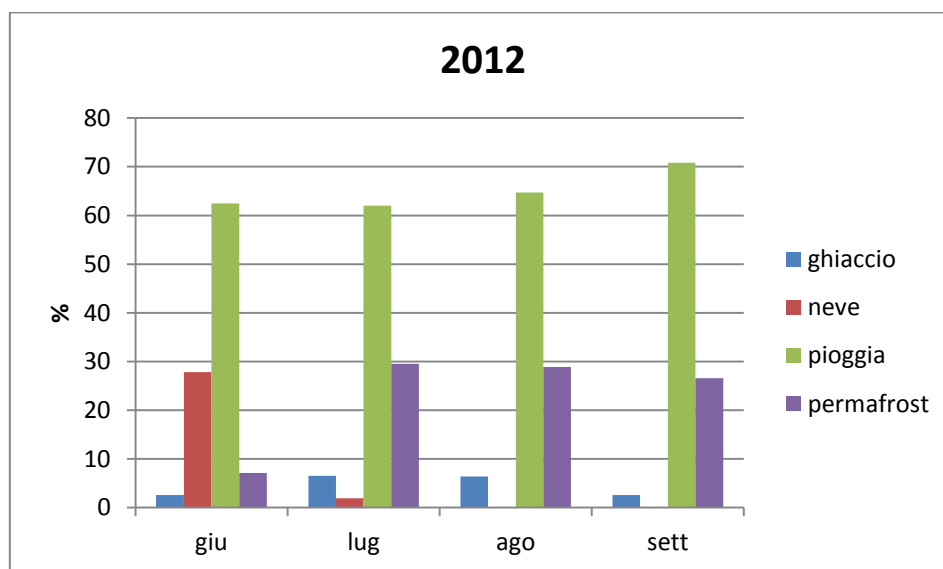


Figura 4.16. Contributo percentuale al deflusso per l'anno 2012.

contributo [mm]	2013			
	giu	lug	ago	sett
ghiaccio	0	5130	5307	2996
neve	43008	24511	0	0
pioggia	30106	26880	55978	30979
permafrost	6024	22544	25954	25117

Tabella 4.4. Millimetri d'acqua derivanti da vari contributi per l'anno 2013.

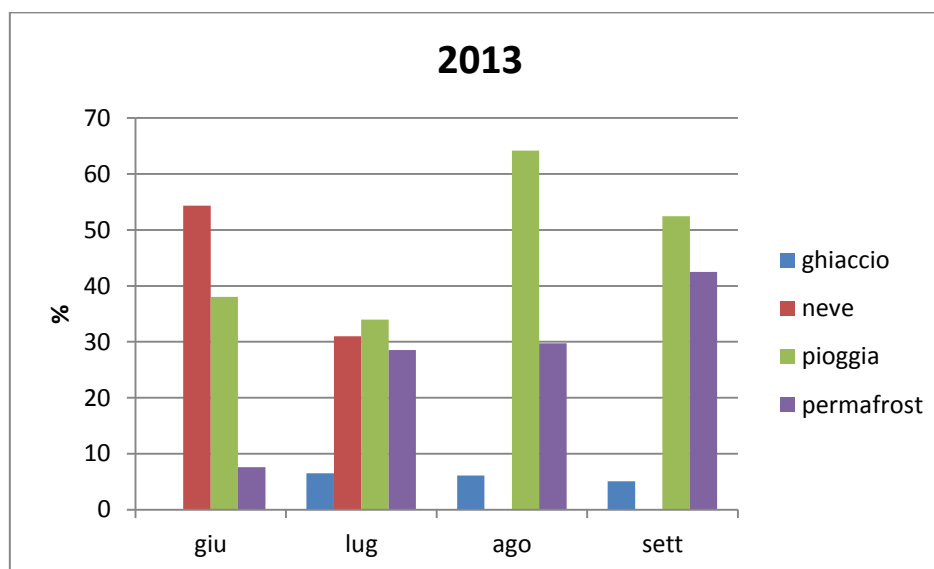


Figura 4.17. Contributo percentuale al deflusso per l'anno 2013.

Come si può osservare dai grafici, il contributo preponderante è sempre rappresentato dalle precipitazioni liquide, ad eccezione di giugno 2013; durante questo mese infatti, la componente di ablazione nivale predomina sulle altre. La fusione nivale contribuisce alla formazione di deflusso nei mesi di giugno e luglio; nei mesi di agosto e settembre risulta nulla a causa dell'assenza di una vera copertura nivale.

Per quanto riguarda il contributo fornito dal permafrost, si osserva che mediamente si attesta attorno al 25% - 30%. Il quantitativo d'acqua dovuto alla fusione del terreno ghiacciato è maggiore nei mesi di luglio, agosto e settembre, mentre nel mese di giugno è sempre inferiore al 10%. Questo dato è in accordo con il risultato in termini di spessore dello strato attivo. Nel mese di giugno infatti, le temperature miti dell'aria non riescono a fondere spessori considerevoli di terreno e gran parte del suolo risulta ancora ghiacciato; nei mesi più caldi invece, la fusione si propaga anche agli strati di terreno più profondi permettendo al suolo di rilasciare maggiori quantitativi di acqua.

Percentuali maggiori si sarebbero potute ottenere se si fossero considerate più celle del bacino con presenza di permafrost.

Si può infine osservare che la componente di fusione glaciale fornita dal rock glacier è sempre inferiore al 10%.

In figura 4.18 viene infine presentato il risultato cumulato su tutta la stagione estiva.

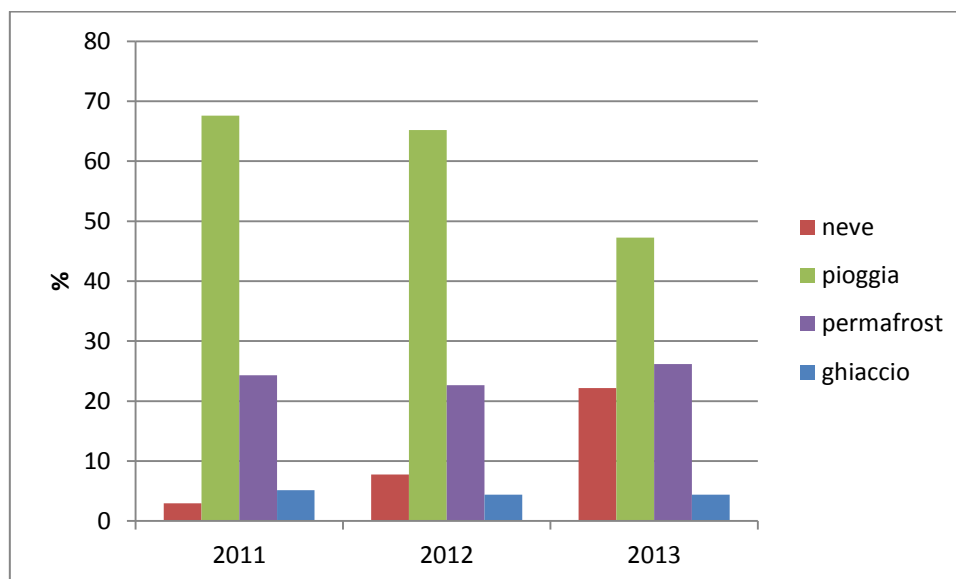


Figura 4.18. Contributo percentuale al deflusso cumulato sull'intera stagione estiva.

Conclusioni e sviluppi futuri

La simulazione attraverso l'applicazione di un apposito modulo che tenesse conto del permafrost ha permesso di investigare l'influenza dello stesso sul ciclo idrologico. Un bacino alpino caratterizzato dalla presenza di permafrost ha infatti caratteristiche idrologiche peculiari, presenta tempi di risposta diversi e pertanto risponde in modo diverso quando è soggetto a precipitazioni intense.

In generale si sono rilevate delle discrepanze nelle simulazioni con l'utilizzo o meno del modulo *Permafrost*, più rilevanti in concomitanza delle precipitazioni abbondanti dei periodi estivi. La riduzione di portata si attesta mediamente attorno al 10 % ma raggiunge anche valori più elevati con punte del 30 %.

Durante questi eventi, con il modulo *Permafrost* il modello riproduce portate più elevate e coglie bene i picchi di portata osservata che si verificano durante tre eventi analizzati. I valori elevati sembrano trovare una spiegazione proprio nella presenza di permafrost. Si è infatti verificato che in corrispondenza di queste date, lo spessore dello strato attivo è ancora basso e mediamente non raggiunge il mezzo metro. Uno spessore così ridotto non è in grado di infiltrare una precipitazione intensa e genera in maniera quasi istantanea un deflusso superficiale elevato che raggiunge subito la sezione di chiusura, facendo registrare portate elevate. Il rapporto $\frac{S_i^P}{S_{max}}$ permette inoltre di avvalorare questa ipotesi.

Se lo strato attivo si colloca in superficie, il rapporto $\frac{S_i^P}{S_{max}}$ è minore di 1 e il permafrost ha un'alta influenza sul ciclo idrologico. Il terreno congelato limita la capacità idrica del suolo e impedisce la formazione di deflusso sub-superficiale negli strati profondi.

Il risultato delle simulazioni con il modulo *Permafrost* presenta prestazioni migliori anche a seguito di un'analisi statistica. Facendo ricorso agli indici prestazionali *NSE* ed *RMSE* si è potuto osservare un miglioramento dei risultati simulati a seguito dell'applicazione del modulo *Permafrost*. Il modello, nel caso di assenza di permafrost, ricade infatti in una classe di fitting *inaccettabile*, mentre il modello con *Permafrost* soddisfa la soglia di $NSE > 0.65$. Anche la portata media viene meglio colta dall'applicazione del modulo *Permafrost*.

Le migliori prestazioni della modellazione sono inoltre avvalorate dal risultato in termini di spessore dello strato attivo. Il modello simula spessori medi di suolo scongelato che sono in linea con gli spessori trovati da Guglielmin per l'area dello Stelvio; *Permafrost* è inoltre in grado di riprodurre una variazione temporale dello strato attivo che corrisponde all'andamento trovato con la formula di Klene e con i dati di temperatura in foro misurati dalla stazione Monte Livrio.

Per quanto riguarda l'analisi dei deflussi, si è osservato che il contributo preponderante è sempre rappresentato dalle precipitazioni liquide. La fusione nivale contribuisce alla formazione di deflusso nei mesi di giugno e luglio; nei mesi di agosto e settembre risulta nulla a causa dell'assenza di una vera copertura nivale. Per quanto riguarda il contributo del permafrost, si osserva che mediamente si attesta attorno al 25% - 30%. Il quantitativo d'acqua dovuto alla fusione del terreno ghiacciato è maggiore nei mesi di luglio, agosto e settembre, mentre nel mese di giugno è sempre inferiore al 10 %.

Lo studio scientifico condotto ha quindi permesso di trovare una modellazione accurata del bilancio idrologico nel caso di permafrost; lo studio è stato avvalorato anche da indagini geofisiche, misure di campo e modelli cartografici utili per comprendere la distribuzione del permafrost sul bacino.

Come si è potuto osservare, il confronto dei risultati con il modello classico, ha evidenziato un andamento delle portate molto simile al caso di *Permafrost*, con discrepanze evidenti solo nei mesi estivi. Questo risultato può essere spiegato analizzando il fatto che le simulazioni sono state condotte a scala giornaliera su un bacino molto piccolo (0.66 km²); il tempi di risposta di un bacino con estensione limitata sono molto bassi e simulando a scala giornaliera, la risposta idrologica alle sollecitazioni meteoriche è pressoché istantanea.

Le celle su cui si è applicato il modulo *Permafrost* sono inoltre poche, in quanto il permafrost non copre l'intera area occupata dal bacino.

In vista quindi di possibili sviluppi futuri, risulta interessante un possibile miglioramento del modello ampliando le simulazioni a bacini più estesi in cui il permafrost è presente in più zone e indagare i risultati nel caso di simulazioni orarie.

Un possibile caso di studio potrebbe scaturire dall'analisi della frana della Val Pola.

Secondo Guglielmin infatti (Guglielmin, 2006), la frana della Val Pola può essere vista come un esempio eclatante di dissesto idrogeologico riconducibile all'effetto del cambiamento climatico sul permafrost. La frana, che cadde nel luglio 1987, rappresenta un esempio di *rock avalanche* ad elevata velocità. A seguito di un periodo di intense precipitazioni e di uno zero termico posto a oltre 3000 m di quota, si venne a formare una nicchia di distacco che coinvolse una massa complessiva di oltre 33 milioni di m³.

La nicchia di distacco, incisa a 2200 m su un versante molto acclive esposto ad Est, rientra secondo molti modelli in un'area a permafrost (Guglielmin, 2006). Nell'accumulo di frana inoltre, si rinvennero grossi blocchi di ghiaccio e detrito e, secondo alcune testimonianze, all'interno della scarpata in contropendenza, a quota 1900 m circa, fu segnalata la presenza di ghiaccio anche alla fine della stagione estiva. Come dimostrato già da Dramis (Dramis et al., 1995), nelle aree limitrofe, le prospezioni geofisiche condotte da Guglielmin (Guglielmin, 1994) avevano rivelato la presenza di permafrost con ghiaccio all'interno. Non si poteva però in nessun modo definire l'influenza che questa presenza poteva aver esercitato.

Nel 2004, nell'ambito di un progetto finanziato da IMONT e dalla Comunità Montana Alta Valtellina, è stato realizzato un sondaggio di 25 m a quota 2500 m, nel circo immediatamente adiacente alla nicchia di distacco. Il profilo termico ottenuto ha mostrato come il permafrost presente sia in forte degradazione e rinvenibile fino al fondo del sondaggio.

Tali evidenze dimostrano quindi come sia verosimile la presenza di permafrost nell'area della frana e che potrebbe essere stato un abbassamento del fattore di sicurezza dovuto all'elevata temperatura del permafrost uno dei fattori scatenanti nel provocare la frana.

L'analisi idrologica con modulo *Permafrost*, potrebbe quindi rivelarsi un utile strumento per analizzare le portate di bacini estesi in presenza di terreno ghiacciato, per prevedere eventuali eventi di piena a seguito di innalzamenti delle temperature e studiare gli effetti del cambiamento climatico in alta montagna.

Appendice

Calcolo della scala di deflusso per l'anno 2012

profondità sensore	0.26	m	mslm	
profondità sensore rispetto thalweg	-0.06	m	mslm	
Profilo	portata	quota sup lib	altezza thalweg	lettura sensore
n°	Q[m ³ /s]	[m]	h[m]	[m]
1	0.010	2505.80	0.05	0.11
2	0.020	2505.82	0.07	0.13
3	0.030	2505.92	0.17	0.23
4	0.040	2505.85	0.10	0.16
5	0.050	2505.96	0.21	0.27
6	0.060	2505.97	0.22	0.28
7	0.070	2505.99	0.24	0.30
8	0.080	2506.00	0.25	0.31
9	0.090	2506.02	0.27	0.33
10	0.100	2506.03	0.28	0.34
11	0.110	2506.04	0.29	0.35
12	0.120	2506.06	0.31	0.37
13	0.130	2506.07	0.32	0.38
14	0.140	2506.08	0.33	0.39
15	0.150	2506.09	0.34	0.40
16	0.160	2506.11	0.36	0.42
17	0.170	2506.12	0.37	0.43
18	0.180	2506.13	0.38	0.44
19	0.190	2506.14	0.39	0.45
20	0.200	2506.15	0.40	0.46
21	0.210	2506.16	0.41	0.47
22	0.220	2506.17	0.42	0.48
23	0.230	2506.18	0.43	0.49
24	0.240	2506.19	0.44	0.50
25	0.250	2506.20	0.45	0.51
26	0.260	2506.21	0.46	0.52
27	0.270	2506.22	0.47	0.53
28	0.280	2506.23	0.48	0.54
29	0.290	2506.24	0.49	0.55
30	0.300	2506.25	0.50	0.56
31	0.310	2506.26	0.51	0.57
32	0.320	2506.27	0.52	0.58
33	0.330	2506.28	0.53	0.59
34	0.340	2506.29	0.54	0.60
35	0.350	2506.29	0.54	0.60
36	0.360	2506.30	0.55	0.61
37	0.370	2506.31	0.56	0.62
38	0.380	2506.32	0.57	0.63
39	0.390	2506.33	0.58	0.64
40	0.400	2506.34	0.59	0.65
41	0.410	2506.35	0.60	0.66
42	0.420	2506.36	0.61	0.67
43	0.430	2506.36	0.61	0.67
44	0.440	2506.37	0.62	0.68
45	0.450	2506.38	0.63	0.69
46	0.460	2506.39	0.64	0.70
47	0.470	2506.40	0.65	0.71
48	0.480	2506.41	0.66	0.72
49	0.490	2506.41	0.66	0.72
50	0.500	2506.42	0.67	0.73
51	0.600	2506.500	0.75	0.81
52	0.700	2506.58	0.83	0.89
53	0.800	2506.65	0.90	0.96
54	0.900	2506.72	0.97	1.03
55	1.000	2506.78	1.03	1.09

Bibliografia

A. Barsby, 1968, "Determination of mixing lengths in dilution gauging", Water Research Association – England.

Bommer C., Phillips M., 2012, *Costruire sul permafrost: Guida pratica*, Istituto federale di ricerca per la foresta, la neve e il paesaggio WSL, Birmensdorf.

Brown R.J.W. and W.O. Kupsch, 1974. *Permafrost Terminology*. Altona, Manitoba: National Research Council Canada.

Cagnati A., Crepez A., 2006, *Studio sulla distribuzione potenziale del Permafrost nel bacino del Cordevole mediante l'utilizzo del modello Alpine3D*, *Meteorologia e Climatologia* 58, 82-89.

Cannone N., Sgorbati S., Guglielmin M., 2007: *Unexpected impact of climate change on alpine vegetation*. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 5, 360-364.

Carton A. & Pelfini M., 1991: *Forme del paesaggio d'alta montagna*. Zanichelli ed.

Carturan, L., Cazorzi, F., Dalla Fontana G. 2012. *Distributed mass-balance modelling on two neighbouring glaciers in Ortles- Cevedale, Italy, from 2004 to 2009*. *Journal of Glaciology*, 58 (209), 467–486.

D'Agostino V., 2004, *Sull'affidabilità delle misure di portata nei torrenti montani con il metodo della diluizione salina*, 29° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni idrauliche, Trento.

Davies M., Hamza O., Harris C., 2001, *The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6,1,73-81.

Delle Fratte M., 2010, *relazioni tra clima, permafrost e fenologia della vegetazione in ambiente alpino d'alta quota*, tesi di Laurea in Analisi e Gestione delle Risorse Naturali, Università dell'Insubria, Varese.

Dramis F., Govi M., Guglielmin M., Mortara G., 1995. *Mountain permafrost and slope instability in the Italian Alps. The Val Pola Landslide*. *Permafrost and periglacial processes*, 6,1,73-81.

Elder K., Kattelman R., Ferguson R., 1990. *Refinements in fluvial gauging for mountain streams*. *IAHS Publ. no. 193: 247 – 254*.

Evin M., 1984, *Caractéristiques physico-chimiques des eaux issues des glaciers rocheaux des Alpes du Sud*. *Zeit. Gletscher. Glazialgeol.*, 20, 27-40.

Gisnås K.,* B. Etzelmüller, H. Farbrøt, T. V. Schuler and S. Westermann, 2013, *CryoGRID 1.0: Permafrost Distribution in Norway estimated by a Spatial Numerical Model*, *Permafrost and Periglac. Process.*, 24: 2–19.

Goodison B., Brown R., Crane R., 2000, *Cryospheric systems*, EOS Science Plan, cap. 6.

Guglielmin M., Tellini C., 1994. Rilevamento del permafrost con il metodo BTS Botton Temperature of the winter Snow cover: nell'Alta Valtellina Sondrio, Italia. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 17: 47-54.

Guglielmin M., Aldighieri B., Testa B., 2003, *Permaclim: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations*, *Geomorphology* 51.

Guglielmin M., 2004, *Observations on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change*, *Global and Planetary Change* 40, 159–167.

Guglielmin M., 2004, *Il permafrost, componente critica dell'ambiente alpino e memoria paleoambientale, Il ghiaccio nelle Alpi. Una risorsa strategica per l'ambiente in alta montagna*. Giuseppe Orombelli (ed). *Quaderni della montagna*, 1, 115-135, IMONT, Nonomia University Press, Bologna.

Guglielmin M., 2006, *Il permafrost nelle Alpi italiane e la stabilità dei versanti*, *Terra Glacialis*, pp.85-94.

Guglielmin M., 2008, *Il permafrost: la componente "invisibile" della criosfera*, *Clima e ghiacciai: l'evoluzione delle risorse glaciali in Lombardia*.

Haerberli W. 1973 - *Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als morfologischer Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen*. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9, 221–227.

Haerberli W., 1985, *Creep of mountain permafrost*, *Hydrologie und glaziologie der ETH, Zurich*.

Hauck .C, Kneisel C., 2008, *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press, Cambridge.

Hock, R. 2003. *Temperature index melt modeling in mountain areas*. *Journal of Hydrology* 282(1-4), 104-115.

Hock, R. 2005. *Glacier melt: a review of processes and their modeling*. *Progress in Physical Geography* 29, 3(2005) pp. 362-391.

Hoelzle, M., Haerberli, W., 1995. *Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size. An example from the Upper Engadin, Swiss Alps*. *Annals of Glaciology* 21, 400–405.

Jason R., Janke A., Mark W., Williams B., Andrew E., 2011, *A comparison of permafrost prediction models along a section of Trail Ridge Road Rocky Mountain National Park, Colorado, USA*. *Geomorphology*.

Keller, F., 1992. Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes* 3 (2), 133–138.

Klene A.; Frederick E. Nelson; Nikolay I. Shiklomanov; Kenneth M. Hinkel, 2001, *The N-Factor in Natural Landscapes: Variability of Air and Soil-Surface Temperatures, Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 33, No. 2.

Kuchment L., A.N. Gelfan, V.N. Demidov, 2000, A distributed model of runoff generation in the permafrost regions, *Journal of Hydrology* 240.

Lambri L., 2013. *Analisi di una rete idrometrica di alta quota: il progetto IdroStelvio. Elaborato di laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano.*

Lehning M., Bartelt P.; Brown R.L., Russi T., Stöckli U., Zimmerli M., 1999: *Snowpack Model Calculations for Avalanche Warning based upon a new Network of Weather and Snow Stations*, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 30, 145-157.

Lunardini VJ. 1981. *Heat transfer in cold climates. Van Nostrand Reinhold: New York.*

Mair V., Marks F., Zigler J., 2006, *Rilevamento e monitoraggio dei fenomeni permafrost sulla base di interferometria differenziale, Proceedings ASITA, 10a Conferenza Nazionale ASITA, Bolzano.*

Mair V., 2012, *PermaNET Rete di monitoraggio a lungo termine del permafrost, Relazione di sintesi, Klagenfurt.*

Moisello, U. 1998. *Idrologia Tecnica, La Goliardica Pavese.*

Morra di Cella U., Cremonese E., Pogliotti P., 2009, *Il monitoraggio del permafrost in Valle d'Aosta: siti di studio e primi risultati, Arpa Val d'Aosta.*

Nash I., Sutcliffe I., 1970. *River flow forecasting through conceptual models part i - a disclission of principles, Journal of Hydrology, Amsterdam.*

Paneri V., 2011, *Dizionario di glaciologia e nivologia, Servizio Glaciologico Lombardo.*

Pogliotti P., Cella U., 2012, *Analisi sulla risposta termica di differenti tipologie di substrato in condizioni di permafrost, Progetto RiskNat - Attivit_a B.1-C.1 Rischi derivanti dall'evoluzione dell'ambiente di alta montagna.*

Pushpalatha R., Perrin C., 2011. A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations, *Journal of Hydrology* 420–421 (2012) 171–182.

Rigon, R., Bertoldi, G., Over, T.M., 2006. *GEOtop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets. Journal of Hydrometeorology* 7(3): 371–388.

Rimmar, G.M., 1952, "Use of electrical conductivity for measuring discharges by the dilution method", trans. from Russian, *Trudy GGI*. 36 (90), pp. 18 - 48.

Riseborough D., Nikolay Shiklomanov, Bernd Etzelmu"ller, Stephan Gruber and Sergei Marchenko , 2008, *Recent Advances in Permafrost Modelling, PERMAFROST AND PERIGLACIAL PROCESSES* *Permafrost and Periglac. Process.* 19: 137–156.

Ritter A., Rafael Muñoz-Carpena, 2012. *Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. Journal of Hydrology* 480 (2013) 33–45.

Rolland, C., 2002. *Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rate in Alpine regions. Journal of climate*, Vol 16: 1032- 1045

Rossinelli S., Valli M., 2001, *Il permafrost e le sue problematiche, Geografia-Il grande Nord*, Lugano.

Rosso R., 1984: *Nash model relation to horton order ratios. Wat. Resour. Res.*, 20, 914{920.

Russell K., David L. Lipson, Sean P. Burns, Andrew A. Turnipseed, Anthony C. Delany, Mark W. Williams & Steven K. Schmidt, 2006, *Winter forest soil respiration controlled by climate and microbial community composition, Nature*04555.

Scapozza Cristian, 2013, *Il permafrost alpino: morfologia, metodi di studio e impatto dei cambiamenti climatici, Corso per operatori glaciologici del Servizio Glaciologico Lombardo (SGL), Milano.*

Schuur et al., 2011. *High risk of permafrost thaw. Nature.* 480, 32-33.

Scussel G., Saccardo I., 2006. *Applicazione di diverse tecniche di misura delle portate eseguite in relazione alla valutazione della risorsa idrica: infiltrazioni d'alveo, DMV, apporti sorgentizi. Gestione integrata delle risorse idriche a scala di bacino, Milano.*

Smith MW, Riseborough DW. 1996. *Ground temperature monitoring and detection of climate change. Permafrost and Periglacial Processes*, vol 7 no 4, pp. 301–310.

Siti internet:

<http://ita.arpalombardia.it>

<http://www.meteotrentino.it>

<http://www.meteotrentino.it>

<http://ipa.arcticportal.org/>

<http://permafrost.gi.alaska.edu/>

<http://nsidc.org/>

<http://www.glaciologia.it>

<http://www.alpine-permafrostdata.eu/>