

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DELL'INSUBRIA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI - VARESE

Corso di Laurea in Analisi e Gestione delle Risorse Naturali



**STUDIO DEI SUOLI POLOGONALI E DEI LOBI DI GELIFLUSSO
IN RELAZIONE ALLA DISTRIBUZIONE DEL MANTO NEVOSO.
L'ESEMPIO DELLA CONCA DI CERVINIA (AO)**

Relatore: Prof. MAURO GUGLIELMIN

Tesi di Laurea di:

Chiara Ferrario

Matricola: 609407

Anno Accademico 2006/2007

INDICE

<u>Riassunto</u>	pag. 1
<u>1. Introduzione</u>	” 3
<u>2. L'area di studio</u>	“ 7
2.1 Caratteristiche climatiche.....	“ 11
<u>3. Il permafrost</u>	“ 13
3.1 Permafrost e sua distribuzione.....	” 17
3.2 Permafrost, ghiaccio e relazioni con la morfologia superficiale.....	“ 17
<u>4. L'ambiente periglaciale</u>	” 18
4.1 Gli agenti morfogenetici dell'ambiente periglaciale.....	“ 18
4.2 Le forme periglaciali.....	“ 20
<u>5. Materiali e metodi</u>	” 26
5.1 Il rilevamento geomorfologico.....	“ 26
5.2 Analisi di dettaglio.....	“ 26
5.2.1 Analisi granulometrica.....	“ 27
5.2.2 Determinazione del contenuto d'acqua.....	“ 28
5.2.3 Determinazione del contenuto di sostanza organica.....	“ 29
5.3 Il metodo STG (Shallow temperature of Ground in summertime).....	“ 29
5.4 Spessore del manto nevoso.....	“ 30
5.5 Densità della neve.....	“ 31
5.6 Il metodo BTS (Bottom temperature of the winter snow cover).....	“ 31
5.7 Studi climatici.....	“ 32

<u>6. Risultati e discussione</u>	“	33
6.1 Risultati rilevamento geomorfologico	“	33
6.2 Risultati analisi di dettaglio	“	38
6.2.1 Commento ai risultati	“	53
6.3 Risultati STG	“	55
6.4 Risultati BTS	“	62
6.5 Risultati forme permafrost	”	66
6.5.1 Commento ai risultati	“	69
6.6 Risultati altezza del manto nevoso	“	70
6.7 Risultati densità della neve	“	77
6.8 Risultati durata del manto nevoso	“	79
6.9 Risultati forme-durata del manto nevoso	“	84
6.10 Risultati elaborazione dati climatici	”	90
<u>7. Conclusioni</u>	”	97
<u>8. Bibliografia</u>	”	100
<u>Appendice A</u>	“	102
<u>Appendice B</u>	“	126

RIASSUNTO

L'ambiente montano di alta quota è caratterizzato prevalentemente dall'azione morfogenetica glaciale e periglaciale. Nelle regioni dell'arco alpino gli studi sull'ambiente periglaciale e, soprattutto, delle forme in esso presenti, sono scarsi. In particolare, nonostante la riconosciuta importanza di queste forme, sia come potenziali nicchie di biodiversità, sia come indicatori del cambiamento climatico, le conoscenze su queste microforme sono alquanto ridotte. Lo scopo pertanto, di questo tirocinio, è stato quello di studiare alcune forme periglaciali selezionate in un'area delle Alpi Occidentali ed in particolare:

- identificare tutte le forme presenti nell'area di studio, rilevarne i parametri morfometrici e studiarle nel dettaglio al fine di poter comprendere i processi che le hanno generate;
- analizzare le relazioni esistenti tra le forme e il permafrost
- analizzare le relazioni esistenti tra le forme e l'andamento della copertura nevosa

L'area di studio, denominata Colle Nord di Cime Bianche, si trova nella conca di Cervinia che si apre alla testata della Valtournenche (AO), valle glaciale che si snoda con andamento quasi rettilineo in direzione Nord-Sud. Il Colle Nord di Cime Bianche, caratterizzato dall'alternanza di depressioni e rilievi, è posto alla quota di 3100 m, ha un'estensione di circa 9 ettari ed è costituito da deposito alterato in situ e affioramenti di gneiss.

Il clima è tipicamente Alpino, con picchi di precipitazioni nei mesi primaverili e invernali. Nell'anno 2006 la temperatura media dell'aria è stata di 0.13°C e l'innevamento è stato piuttosto prolungato (8 mesi) da fine ottobre a fine giugno.

Nelle estati del 2005 e 2006, tramite il rilevamento geomorfologico, sono state riconosciute e mappate tutte le forme presenti nell'area di studio; per ciascuna di esse sono stati rilevati i parametri morfometrici (lunghezza totale, larghezza totale, larghezza e composizione del bordo, larghezza e composizione del centro, grado e tipologia di copertura vegetale sia per il bordo che per il centro, inclinazione della superficie, inclinazione e altezza della scarpata per lobi e terrazzette)

Otto forme sono state scelte per un'analisi di dettaglio al fine di studiarne la struttura interna: lungo il diametro è stata scavata manualmente una trincea trasversale raggiungendo, ove possibile, la profondità massima di 50 cm. Di ogni sezione è stata tracciata una rappresentazione grafica e sono stati prelevati campioni di ciascuna unità sedimentologica di substrato presenti che sono stati successivamente sottoposti in laboratorio ad analisi granulometrica (tramite setacciatura), determinazione del contenuto di acqua e della sostanza organica presenti.

Informazioni riguardanti la distribuzione del permafrost sono state ottenute utilizzando i metodi STG (Shallow temperature of Ground in summertime) e BTS (Bottom Temperature of winter Snow cover). Il primo, rilevando la condizione termica del suolo ha permesso di valutare la presenza o meno di permafrost e lo spessore dello strato attivo. Le misure STG, eseguite lungo le sezioni delle forme di dettaglio, sono state prese ad un intervallo di 5 cm procedendo dalla superficie al fondo dello scavo. Nel periodo invernale le misure BTS (16) hanno permesso di identificare le zone a permafrost presente, possibile e assente.

A partire dal 29 ottobre 2005 al 1 ottobre 2006 (337 giorni) è stato studiato l'andamento del manto nevoso misurando per 8 volte la sua altezza in corrispondenza di 34 paline, dell'altezza di 160 cm, distribuite in sei file in modo da caratterizzare tutta la superficie.

Nell'area di studio sono state rilevate 138 forme di cui: 44 suoli poligonali, 92 lobi di geliflusso e 2 terrazzette. Sono tutte forme selezionate in quanto presentano un centro costituito da granulometria fine e un bordo formato da ciottoli e blocchi.

Le forme hanno tutte il centro costituito soprattutto da matrice sabbio-limoso e il bordo da ciottoli e blocchi angolari e subangolari; scarsità di componente vegetale; bassa inclinazione.

L'analisi granulometrica mostra che in tutti i campioni prelevati la componente presente in quantità maggiore è quella della sabbia, seguita dalla ghiaia e dal materiale fine. I valori di quest'ultima

frazione e delle inclinazioni, soprattutto per i lobi, risultano inferiori a quelli ritenuti necessari in letteratura (Goldthwait, 1976). Solamente in un suolo poligonale sono stati riscontrati valori che rientrano nel modello letterario (fine 10%; inclinazione 2°).

I contenuti in sostanza organica e in acqua sono elevati in tutte le forme analizzate

I profili termici del suolo ottenuti col metodo Stg mostrano una grande variabilità delle temperature sia nei centimetri più superficiali, che alle profondità maggiori dello scavo. Inoltre, l'alta correlazione ottenuta tra le temperature del suolo comprese tra 20 cm e 50 cm e le temperature medie giornaliere dell'aria dimostrano che, in questo caso il metodo risente troppo delle condizioni atmosferiche al momento dell'esecuzione delle misure. Tale risultato è altresì confermato dalla sottostima dello spessore dello strato attivo rispetto a quello misurato con metodi geofisici o geognostici.

I risultati delle misure BTS indicano che l'area di studio è caratterizzata soprattutto dalla presenza di permafrost. Infatti, il 68.8% delle misure effettuate presentano temperature inferiori ai -3°C (permafrost presente), per il 18.7% sono comprese tra -3°C e -2°C (permafrost possibile) e per il restante 12.5% risultano superiori a -2°C (permafrost assente).

Questi ultimi risultati, uniti a quelli precedentemente ottenuti riguardo la disposizione delle forme, mostrano che la maggior parte di esse è ubicata dove il permafrost è presente (suoli 85.3%; lobi 88.2%) o possibile (8.8% suoli; 10.5% lobi).

L'andamento della copertura nevosa (Hs) ha mostrato una grande variabilità sia areale che temporale come prodotto della particolare morfologia dell'area di studio caratterizzata dall'alternarsi di depressioni e rilievi. Infatti nell'ambito della stessa data del rilievo, si hanno paline presso le quali la neve raggiunge pochi centimetri di altezza e altre ove si raggiunge il valore massimo ($Hs \geq 160$ cm). In particolare la neve è sempre stata molto bassa in corrispondenza delle paline che sono posizionate su rilievi, mentre le altezze maggiori si misurano presso quelle ubicate in depressioni.

Anche il numero dei giorni con presenza del manto nevoso con spessori entro determinati valori soglia (0cm, 1-10 cm, 11-100cm e >100cm), mostrano una grande variabilità. Tali spessori sono fondamentali in quanto condizionano il regime termico del suolo. Le paline localizzate lungo i rilievi presentano per il maggior numero di giorni $Hs = 0$ cm e Hs al di sotto dei 10 cm. Una maggiore durata della copertura nevosa compresa tra 11cm e 100 cm si ha per le paline presenti nelle depressioni, ed è solo presso di queste che si registrano fino a 180 giorni valori superiori al metro.

Tutti i lobi (100%) e la maggior parte dei suoli (88.4%) si distribuiscono ove la neve è assente per 80-100 giorni. Il restante dei suoli si trova dove la neve è assente per un numero maggiore di giorni (fino a 140). Tra l'altro la quasi totalità dei lobi (95.8%) si distribuisce dove la neve con altezza superiore al metro è presente per meno di 60 giorni.

1. INTRODUZIONE

Per ambiente periglaciale si intende un ambiente definito sulla base delle condizioni climatiche caratterizzate da una bassa temperatura dell'aria e da scarsa piovosità e nevosità, in cui diventano prevalenti nella morfogenesi l'azione del gelo e disgelo.

I principali processi morfogenetici che agiscono in questo ambiente sono: soliflussione, geliflussione, frost heave e frost creep.

La soliflussione è uno dei più importanti processi riguardanti il movimento del suolo nelle regioni periglaciali. Il termine è stato usato per la prima volta da J.G. Andersson per descrivere il "lento flusso verso il basso di una massa satura d'acqua" (Andersson, 1906).

Dato che la soliflussione, così definita, non è strettamente confinata ai climi freddi, è stato introdotto il termine geliflussione per descrivere la soliflussione legata ai terreni ghiacciati (Washburn, 1979).

Per geliflussione si intende quindi un processo di soliflussione associato ai terreni stagionalmente gelati o con presenza di permafrost. Le condizioni necessarie per la geliflussione si hanno nelle zone dove la percolazione verso il basso dell'acqua attraverso il suolo è limitata dal sottostante terreno gelato (Harris, 1977) e dove lo scioglimento di lenti di ghiaccio porta un eccesso di acqua che riduce le frizioni interne e le forze di coesione nel suolo. Questo determina un significativo cambiamento nella struttura e tessitura del suolo (Harris, 1985; Van Vliet-Lanoe, 1984). La geliflussione è un processo che opera soprattutto nel periodo di disgelo.

Come riferito da Washburn (1979) e da Benedict (1976), il processo di geliflussione è difficilmente separabile da quello di reptazione crionivale (frost creep). Infatti durante il congelamento ogni singola unità di terreno subisce un aumento di volume, variabile a seconda delle caratteristiche litologiche, del contenuto d'acqua e dell'entità dell'onda termica negativa.

Una qualsiasi particella di riferimento della superficie iniziale subisce quindi un criosollevario (frost heave) lungo la normale alla superficie stessa. Su superfici inclinate, al termine di periodo di scongelamento, la particella ricade sulla superficie iniziale in una posizione più a valle rispetto a quella di partenza, in quanto la ricaduta avviene lungo la verticale. Questo spostamento costituisce la reptazione crionivale.

Essa dipende dalla frequenza dei cicli di gelo-disgelo, dall'angolo di inclinazione della superficie, dalla disponibilità di acqua per il frost heave e dalla capacità di congelamento del suolo.

Pertanto, se l'angolo di inclinazione della superficie è θ , se il frost heave perpendicolare alla superficie è h , il potenziale frost creep (Δl) parallelo alla superficie è:

$$\Delta l = h \tan \theta$$

Durante lo scongelamento la porzione sovrassatura può fluire lentamente verso valle di una quantità corrispondente alla componente orizzontale della geliflussione.

Nello spostamento complessivo bisogna tener conto del valore di coesività del terreno, che agisce in senso opposto (Jahn, 1975).

L'importanza relativa dei due processi dipende molto dal contesto climatico: negli ambienti più umidi la geliflussione diventa nettamente prevalente (> 80% dello spostamento, Benedict, 1986), mentre in quelli più aridi aumenta il contributo della reptazione crionivale. Quando il permafrost è presente, può inibire quest'ultimo processo.

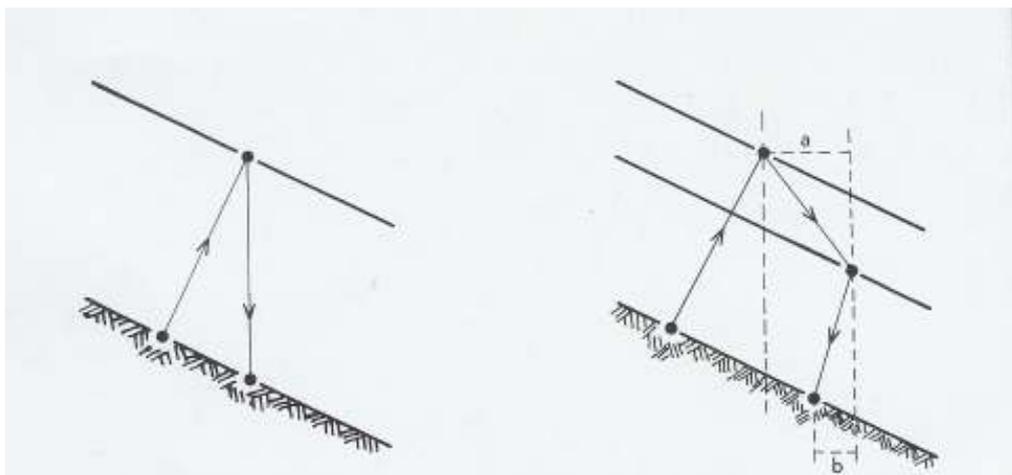


Fig.1 Rapporti tra geliflussione e reptazione crionivale. Sulla sinistra è rappresentato il percorso di una particella nel caso di pura reptazione crionivale. Sulla destra invece è evidenziato il percorso di una particella che subisce un criosollevarimento e geliflussione. Si nota come la geliflussione muova verso valle la particella di una quantità a a cui si oppone la coesività del terreno di una quantità b .

Numerose sono le forme cui questi processi possono dar luogo; in ambiente alpino in particolare sono diffusi i lobi e i terrazzi di soli-geliflusso che possono essere di pietre (stone-bankes lobes and terracettes) o di terreno vegetato (turf-banked lobes and terracettes) e i suoli strutturati che si suddividono in selezionati e non selezionati.

I *lobi di pietre* sono caratterizzati da una fronte in genere di inclinazione corrispondente all'angolo di riposo del materiale costituente e compaiono solitamente al termine di suoli strutturati su versanti dove più veloci sono i blocchi grossolani rispetto alle frazioni fini (Benedict, 1970) e la reptazione crionivale è la componente principale del movimento (Washburn, 1969). Il fabric di questi depositi è caratterizzato da una tendenza dei massi a rimanere paralleli alla superficie e a disporsi con l'asse maggiore lungo la direzione del movimento, ad eccezione delle parti frontali in cui i massi possono essere anche verticalizzati.

Le *terrazzette* sono forme simili ai lobi, da cui si differenziano per il caratteristico sviluppo lungo le curve di livello, su versanti con inclinazioni comprese tra i 2° e i 15° (Washburn, 1979).

Difficile risulta distinguere queste forme da quelle analoghe generate da soliflussione. In genere, contrariamente a queste ultime, le forme da geliflussione presentano blocchi angolari e chimicamente poco alterati.

I suoli strutturati selezionati si distinguono da quelli non selezionati per la presenza di un centro, costituito da frazioni granulometriche fini, che si differenzia dal circostante bordo formato da granulometrie maggiori (ciottoli e blocchi soprattutto); il meccanismo principale di selezione granulometrica è dovuto al criosollevarimento che dipende dai cicli di gelo e disgelo. Queste forme presentano delle correlazioni tra granulometria del materiale e inclinazione del substrato: solo con percentuali superiori al 10% di frazione fine (< 0.125 mm) e inclinazioni del substrato inferiori a 5° si possono formare suoli selezionati (Goldthwait, 1976).

I processi morfogenetici sono influenzati da diversi fattori topografici e climatici; per tutte le forme citate il contenuto d'acqua del suolo è considerato il più importante fattore che determina tali processi (Benedict, 1970; Jaesche, 1999; Matsuoka, 2001).

I cicli di gelo-disgelo avvengono in autunno quando si verifica l'iniziale congelamento del suolo e in primavera quando si ha l'infiltrazione nel terreno gelato di acqua proveniente dallo scioglimento del manto nevoso.

La soliflussione inizia con alti contenuti di acqua all'inizio del disgelo ed è intensificata dalle variazioni giornaliere dello scioglimento della neve.

Lo spessore e la durata della copertura nevosa svolgono un ruolo importante nel determinare i processi morfogenetici in quanto agiscono sul regime termico del suolo e sulla disponibilità idrica del suolo necessaria affinché avvenga lo scioglimento del suolo.

In particolare, uno spessore di neve maggiore o uguale a 1 m isola completamente il suolo dalle variazioni della temperatura dell'aria e dalla radiazione solare; con spessori compresi tra 10 cm e 1 m, l'isolamento è significativo, ma non totale: il calore riesce comunque ad essere trasmesso al suolo.

10 cm di neve non hanno alcun effetto isolante, però possono determinare un significativo abbassamento della temperatura della superficie. Infatti, in presenza di temperature negative dell'aria, si crea un elevato gradiente termico nei pochi centimetri di neve con una perdita di calore (calore sensibile verso l'alto) che abbassa la temperatura all'interfaccia suolo-neve (Guglielmin, 2004; Keller e Gubler, 1993).

L'area di studio è caratterizzata dalla presenza di suoli poligonali, lobi e terrazzette di geliflusso; tutte le forme risultano essere selezionate.

Lo scopo del lavoro è stato quello di:

- identificare tutte le forme presenti nell'area di studio, rilevarne i parametri morfometrici e studiarle nel dettaglio al fine di poter comprendere i processi che le hanno generate
- analizzare le relazioni esistenti tra le forme e il permafrost
- analizzare le relazioni esistenti tra le forme e l'andamento della copertura nevosa.

Sono state quindi applicate tecniche per il rilevamento morfologico, per l'analisi granulometrica, per l'individuazione del permafrost e per il rilevamento dello spessore del manto nevoso. E' stata calcolata la sua permanenza, in giorni/anno, facendo riferimento a soglie di spessore che hanno un ruolo fondamentale nel condizionare il regime termico del suolo.

La copertura nevosa

I fattori che contribuiscono al bilancio energetico del suolo, da cui dipende la formazione, l'aggradazione o la degradazione del permafrost, sono molteplici e raggruppabili in due grandi categorie: fattori che non mutano o che variano molto lentamente nel tempo (endogeni) e fattori a rapida evoluzione (esogeni).

Tra i primi i fattori dominanti sono le caratteristiche geo-orografiche che influenzano l'irraggiamento (latitudine, altitudine, esposizione, inclinazione e scabrezza della superficie topografica) e quelle geomorfologiche , in particolare quelle legate agli aspetti strutturali dei vari tipi di rocce, sedimenti, depositi, che determinano le proprietà termiche del suolo (composizione mineralogica di rocce e/o sedimenti, granulometria, porosità e grado di saturazione).

Tra i fattori variabili nel tempo vi è sicuramente la temperatura media annua dell'aria e, soprattutto, l'escursione termica diurna, lo spessore del manto nevoso e la sua distribuzione spazio-temporale sono quelle più importanti in quanto determinano la temperatura media annua del suolo.

Le relazioni tra la distribuzione della copertura nevosa nello spazio e nel tempo e la presenza del permafrost rappresentano uno degli aspetti di maggiore interesse nello studio dell'ambiente periglaciale (Smith, 1975; Goodrich, 1982; Gramberg, 1988). Infatti lo spessore del manto nevoso e la sua variazione stagionale sono, in ambiente alpino di alta quota, i fattori più significativi per la temperatura della superficie del suolo e quindi per la formazione, il mantenimento o la degradazione del permafrost.

La T_{mas} generalmente non coincide quasi mai con la T_{maa} . La maggior responsabilità può essere attribuita alla neve che svolge un ruolo di controllo ed isolamento da scambi di calore con l'atmosfera oltre un certo spessore del manto, valutato attorno agli 80 cm. La temperatura si mantiene costante sullo 0 termico a causa del calore latente richiesto per il cambiamento di fase della neve. Quindi con temperature dell'aria negative e spessori rilevanti (>80-100 cm) il manto nevoso porta a un riscaldamento della superficie del suolo.

Viceversa il manto nevoso può abbassare la temperatura della superficie del suolo quando è presente con temperature dell'aria positive. Lo stesso fenomeno si può verificare anche quando con temperatura negative dell'aria è presente uno spessore molto esiguo di neve (< 5-10 cm). Questo è dovuto all'instaurarsi di un elevato gradiente termico nei pochi centimetri di neve con una perdita di calore (flusso di calore sensibile diretto verso il l'alto) che abbassa la temperatura all'interfaccia suolo-neve (Guglielmin, 2004; Keller e Gubler, 1993).

Da quanto detto è evidente l'importanza della distribuzione temporale delle precipitazioni nevose. . Un aumento di accumulo tardo primaverile-estivo diminuisce la temperatura del suolo isolandolo dalle temperature calde; un aumento di accumulo nella stagione autunnale-invernale porta a un forte aumento della temperatura del suolo: le temperature negative dell'aria non riescono a raggiungere il suolo, evitando così fenomeni di congelamento, caratteristica non favorevole per il mantenimento del permafrost.

Bisogna inoltre tener presente che diversi fattori influenzano l'evoluzione del manto nevoso. Tra questi la temperatura dell'aria, l'irraggiamento e l'effetto di redistribuzione del vento sono i più significativi.

Anche la vegetazione agisce sul manto nevoso. Essa ha un duplice effetto: aumenta la rugosità della superficie abbassando la velocità del vento e quindi favorendo l'accumulo della neve; modifica la velocità di scioglimento, in genere accelerandola, se si tratta di arbusti o erbe con struttura alta e ramificata in quanto questi escono dal manto nevoso precocemente e data la loro diversa albedo divengono punti di calore.

2. L'AREA DI STUDIO

La conca di Cervinia si apre alla testata della Valtournenche in Valle d'Aosta. La Valtournenche confluisce nella Dora Baltea all'altezza di Chatillon e da qui si snoda con andamento Nord-Sud, quasi rettilineo. Per quanto concerne l'assetto geologico la conca di Cervinia è modellata in ofioliti e in coperture metasedimentarie che costituiscono la porzione apicale dell'unità Zermatt-Saas. Al di sopra sono localizzate le sequenze permo-mesozoiche della falda di scollamento Pancherot-Cime Bianche-Bettaforca e poi i calcescisti con pietre verdi dell'unità di Combin. Quest'ultima è ricoperta dalle rocce del lembo Austroalpino della falda della Dent Blanche. In queste rocce sono modellate le pareti del Cervino delle Petites e Grandes Murailles.

La Valtournenche presenta il caratteristico profilo ad U delle valli glaciali ed è incisa sul fondo dal Torrente Marmore. Verso l'alto la valle si apre in dolci pianori e circhi glaciali che si raccordano alla valle principale con forre e cascate. Sopra Cervinia si apre imponente la conca a gradini, modellata dai ghiacciai pleistocenici.

La zona oggetto dell'indagine, denominata Colle Nord di Cime Bianche, è posta alla quota di 3100 metri e si estende per una superficie di circa 9 ettari. E' circondata a Nord dall'imponente Cervino (4478m), a Nord-Est della Testa Grigia (3480 m), del Corno del Teodulo (3468 m) e dal Ghiacciaio di Valtournenche, a Sud dalla Valle d'Ayas con cui confina, a Sud-Ovest dalle cime della Gran Sommetta (3166 m) e a Nord-Ovest da Breuil Cervinia (2050m).

In particolare l'area è sita tra la Cime Bianche laghi (2810m), che la delimita a valle, e il Plateau Rosà (3480m) a monte. Il sito è costituito da deposito alterato in situ e affioramenti di gneiss.

Secondo uno studio svolto da Vanuzzo e da Guglielmin nel 1995 riguardante la distribuzione del permafrost e le relazioni con i ghiacciai della Piccola Età Glaciale nella conca di Cervinia, il Colle Nord di Cime Bianche rientra nell'area occupata dal ghiacciaio di Valtournenche durante la Piccola Età Glaciale (1400-1850 d.C.). Nella prima metà del XIX secolo il ghiacciaio ha raggiunto la sua massima estensione; la situazione attuale è invece caratterizzata da un'intensa fase di ritiro delle fronti glaciali che ha avuto inizio al termine della Piccola Età Glaciale. Gli ampi depositi glaciali ritrovati hanno permesso di affermare che durante la fase di massima espansione la fronte del ghiacciaio di Valtournenche arrivava a quota 2480 m e la Linea di Equilibrio era localizzata a quota 2936m. Oggi la fronte giunge a quota 3010m e la linea di Equilibrio è posta a 3192m. Il ritiro areale del ghiacciaio dalla Piccola Età Glaciale ad oggi è di circa il 75%.

Secondo gli autori, quindi, il Colle Nord di Cime Bianche è costituito da deposito glaciale lasciato in posto senza un particolare schema strutturale, sul quale la copertura vegetale è molto povera.

Il sedimento è scarsamente selezionato e mostra in generale una percentuale scarsa di argilla e limo, una prevalenza di sabbia da grossolana a molto grossolana ed un significativo contenuto in ciottoli e blocchi angolari e subangolari.

Nell'area di studio si osserva la presenza di forme legate alla presenza di ghiaccio: lobi di geliflusso, terrazette e suoli poligonali selezionati. Esse sono associate tra loro e danno origine ad una morfologia estremamente caratteristica. Nel complesso sono state rilevate 138 forme.

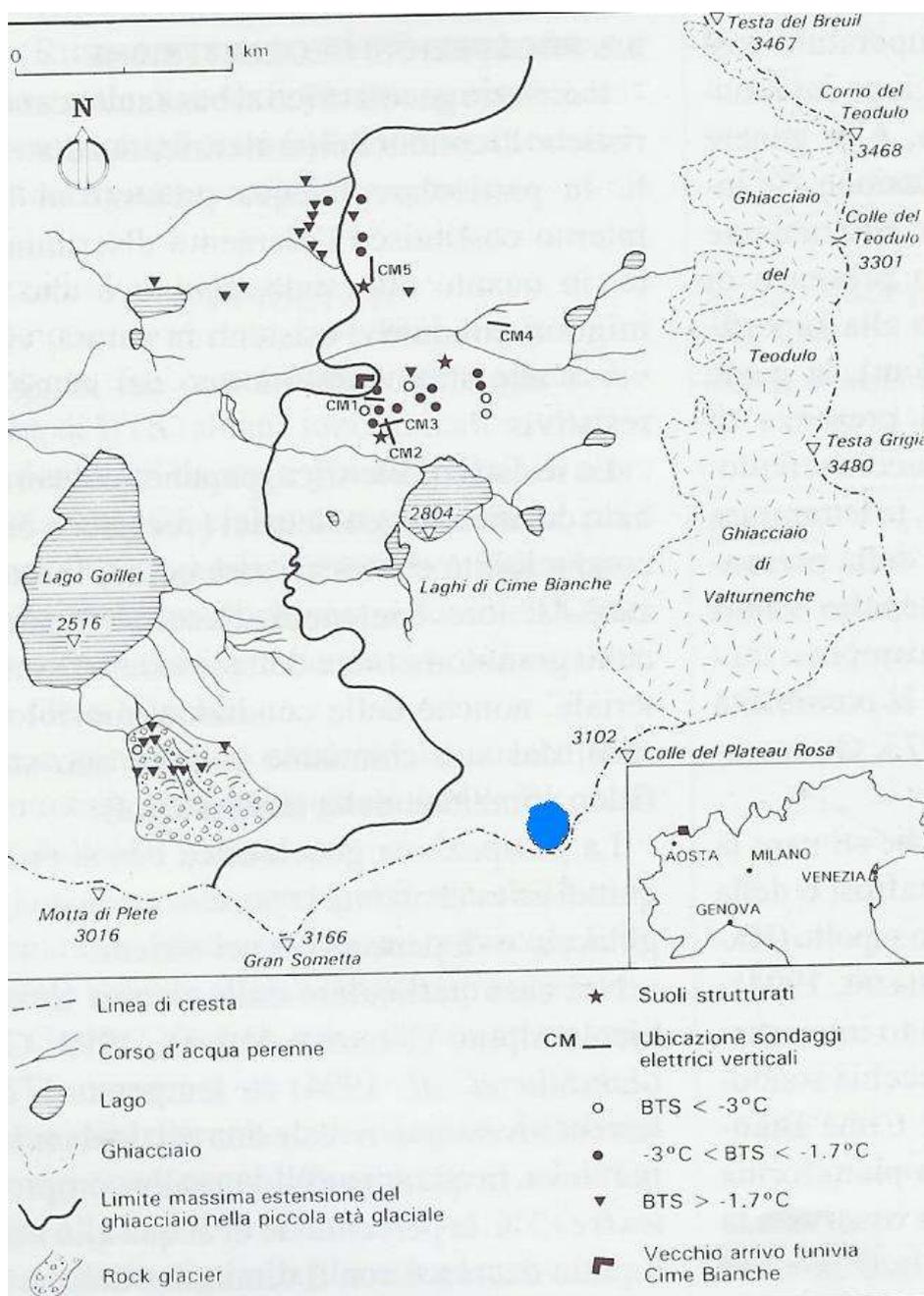


Fig. 1 Schizzo geomorfologico della conca di Cervinia secondo lo studio di Guglielmin e Vanuzzo. In blu è evidenziata l'ubicazione del Colle Nord di Cime Bianche

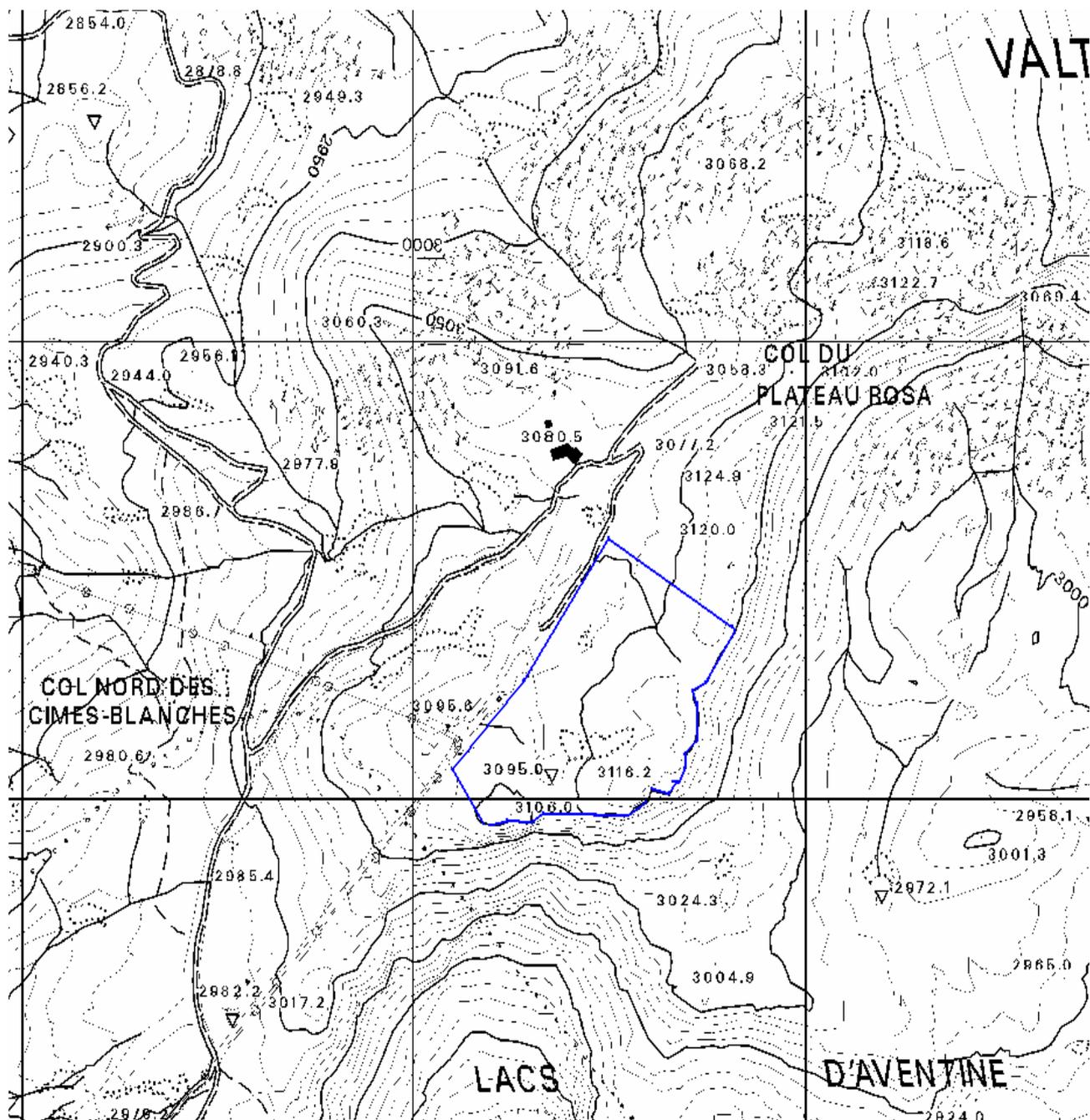
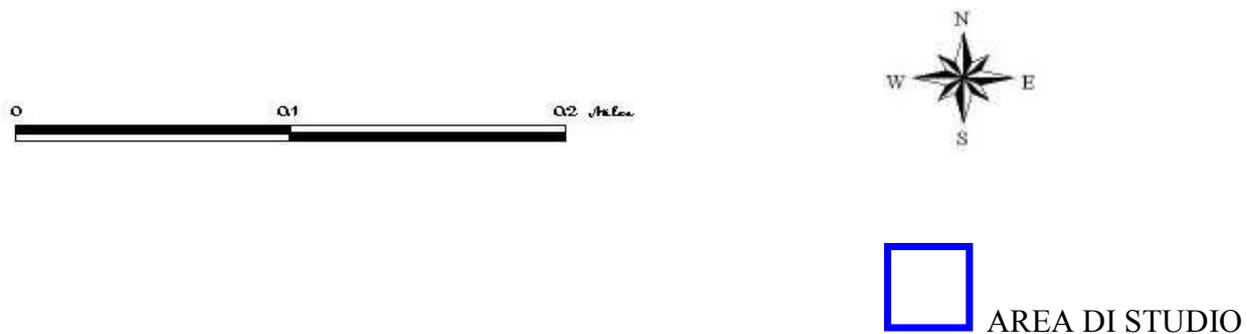
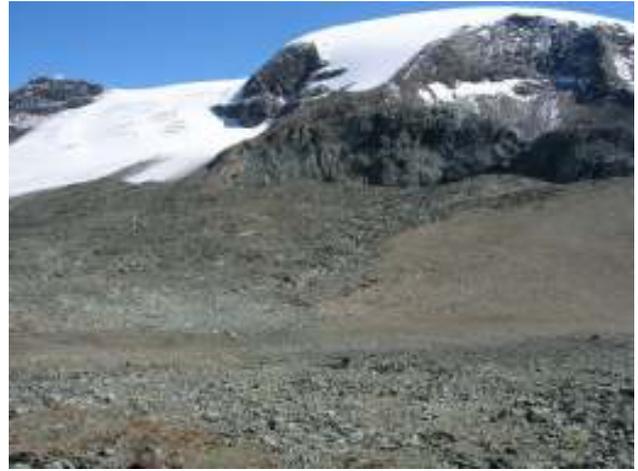


Fig. 2 Area di studio delimitata dalla linea blu



Le fotografie sottostanti riguardano l'area di studio nel periodo estivo.



2.1 Caratteristiche climatiche

Questa descrizione ha lo scopo di inquadrare climaticamente tutta la conca di Cervinia ed è stata basata su dati contenuti nel lavoro di Giorcelli (1982-3) relativi al periodo che va dal 1970 al 1981, provenienti dalla stazione meteorologica del Lago Goillet (2526 m), sia i dati degli anni 1990-91 e 1992-93 forniti direttamente dall'osservatorio meteorologico dell'ENEL al Lago Goillet.

La temperatura media annua dell'aria dal 1970 all'81 è stata pari a 0,02 °C, con valore minimo nell'anno 1976-77 di -0,98°C e con un valore massimo nel 1970-71 di 0,88 °C.

Per quanto riguarda la neve caduta, nello stesso periodo di osservazione, la media degli 11 anni si assesta a 737,5 cm, con un valore minimo di 370 cm nell'anno 1972-73 ed il valore massimo di 1056 cm nel 1976-77.

Nei dati raccolti dal 90 al 93 si osserva che la temperatura media annua nell'anno 90-91 è stata pari a 0,79 °C, mentre nel 91-92 di 1,78°C e nell'anno 92-93 di 1,46 °C, con un valore medio di 1,34°C.

Le precipitazioni nevose sono state invece nel 1990-91 di 963 cm, nell'anno 1991-92, di 600 cm e nel 92-93 di 852 cm, con un valore medio di 805 cm. A cavallo fra il 1951 e il 1966 lo spessore medio della neve è stato di 648 cm.

Anno	T. media	cm neve
1970-71	0,88	721
1971-72	0,62	869
1972-73	-0,13	370
1973-74	0,57	529
1974-75	-0,37	777
1975-76	0,55	570
1976-77	-0,98	1056
1977-78	-0,75	1044
1978-79	0,18	765
1979-80	-0,62	867
1980-81	0,20	544
1970-81	0,02	737,5

Fig 1. Tabella mostrante le temperature medie annue e le precipitazioni nevose annue

Mese	Anno 1990-91	Anno 1991-92	Anno 1992-93
S	7,55	7,95	5,56
O	3,24	0,98	-0,34
N	-3,03	-2,4	0,23
D	-6,93	-4,48	-3,74
G	-5,82	-4,29	-2,93
F	-8,54	-4,31	-5,05
M	-2,76	-2,95	-4,95
A	-3,55	-0,78	-0,98
M	-0,32	4,9	3,19
G	6,2	5,4	7,86
L	11,5	9,26	8,08
A	11,4	11,73	10,14
Media	0,79	1,78	1,46

Fig 2. Tabella mostrante le temperature medie mensili negli anni 1990-93

Per avere delle informazioni su come le condizioni climatiche attuali possano influire sul mantenimento del permafrost si è considerato lo spessore del manto nevoso superiore agli 80 cm e il relativo tempo di permanenza al suolo. Dal 90 al 91 lo spessore del manto nevoso alla stazione del Lago G. è stato continuo e maggiore di 80 cm per 171 giorni e la temperatura media in questo periodo è stata pari a $-4,64$ °C. Analogamente dal 91 al 92 i giorni sono stati 98 e la temperatura media pari a $3,84$ °C mentre dal 92 al 93 173 giorni e con una temperatura media di $-2,7$ °C. In prima approssimazione la temperatura media annua del suolo può essere considerata pari alla temperatura media annua dell'aria.

Tuttavia, considerato che con valori di copertura nevosa superiore agli 80 cm, la temperatura del suolo non risulta influenzata da quella dell'aria ed è normalmente pari a 0 °C, si può avere una stima dell'effettiva temperatura media annua al suolo ponendo uguale a 0 la temperatura media annua dell'aria nei mesi in cui lo spessore della neve è maggiore di 80 cm. I valori così ottenuti sono pari a $0,01$ °C nell'anno 90-91, $5,62$ °C nell'anno 91-92, $5,47$ °C nell'anno 92-93.

Anno	cm neve
1951-52	710
1952-53	468
1953-54	428
1954-55	824
1955-56	644
1956-57	618
1957-58	717
1958-59	775
1959-60	760
1960-61	723
1961-62	629
1962-63	633
1963-64	440
1964-65	494
1965-66	859
1951-66	648

Anno	cm neve
1990-91	963
1991-92	600
1992-93	852
1990-93	805

Fig 3. Tabella mostrante le altezze medie annuali di neve al suolo

3. IL PERMAFROST

Il termine permafrost è stato introdotto da Muller (1947) per definire “un qualsiasi terreno che rimane congelato per più di un anno”. Più di recente Brown e Pewè (1973) hanno definito permafrost “qualsiasi terreno che rimane al di sotto della temperatura di 0 °C per più di due anni consecutivi”. Questo significa che il permafrost può contenere ghiaccio oppure può essere asciutto o anche che può contenere acqua liquida conseguentemente ad un punto di congelamento dell’acqua più basso. Inoltre può essere permafrost sia un ammasso roccioso sia un terreno sciolto e la percentuale di eventuale ghiaccio può variare notevolmente sia realmente che con la profondità.

Il clima è il fattore principale che ne determina l’esistenza. La distribuzione, lo spessore e la temperatura del permafrost dipendono altamente dalla temperatura superficiale del terreno. La temperatura della superficie del terreno, comunque fortemente correlata al clima, è influenzata da una serie di altri fattori ambientali quali tipologia di vegetazione e relativa densità, copertura nevosa, drenaggio dell’acqua, esposizione e tipo di suolo.

Un tipico esempio di profilo di temperatura del suolo di zone a permafrost, ci perviene dalle regioni più settentrionali. La temperatura del terreno in superficie non è uguale a quella dell’aria soprastante, ma il suo regime presenta analogie col regime termico dell’aria, con le sue variazioni stagionali e diurne. Queste ultime per la loro breve durata si fanno sentire solo vicino alla superficie; quelle stagionali sono invece sensibili per alcuni metri, attenuandosi però verso il basso, dove si trasmettono con ritardo. Si arriva così ad una certa profondità, di solito tra i 10 e 25 m, ove cessa questa variabilità termica. Poi la temperatura aumenta gradualmente verso il basso rimanendo costante nel tempo

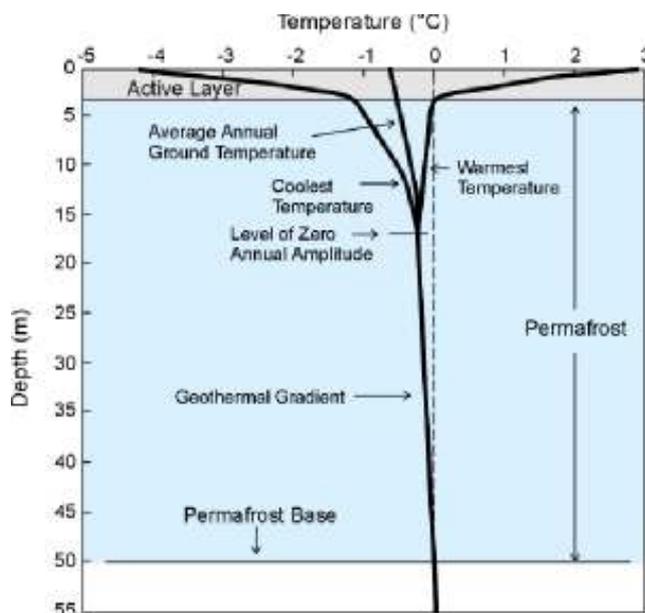


Fig 1. Diagramma temperatura/profondità che esprime il regime termico in zona di permafrost. Si nota :uno strato superficiale con temperatura variabile sopra e sotto zero (strato attivo); lo strato sottostante con temperature costantemente sotto zero (permafrost);lo strato inferiore in cui si ritrovano temperature costanti positive

L’escursione termica annuale nel suolo è data dalla differenza fra quella più calda e più fredda che si riscontra in profondità. Incrementando la profondità nel terreno la differenza di temperatura stagionale diminuisce. Il punto alla quale non si riscontra più un apprezzabile cambiamento di temperatura è chiamato “depth of zero annual amplitude”(ZAA). Ogni anno una porzione del terreno a livello della superficie subisce un aumento di temperatura, la quale va oltre lo 0 termico.

Questa parte di terreno, chiamata Active Layer, o strato attivo, ghiaccia e fonde con i cambi di stagione. Lo strato attivo è stato infatti definito come uno strato di terreno immediatamente al di sopra del permafrost che subisce annuali congelamenti e scongelamenti (Brown e Kupsch 1974). Gold e Lachenbruch (1973) hanno proposto una relazione per determinare lo spessore h dello strato attivo in funzione delle proprietà termiche del suolo (diffusività termica, a), della temperatura media annua della superficie del suolo (TMASS, T_o) e del periodo del ciclo di escursione termica annuale (P)

$$h(\text{cm}) = \sqrt{a P / \pi \log e[A_o/t_o]}$$

Siccome in profondità, sotto la crosta terrestre, la roccia si trova allo stato fuso, la temperatura aumenta con l'aumentare della profondità nel terreno. Questo cambiamento di temperatura è conosciuto come **gradiente geotermico**.

La massima profondità raggiunta dallo strato attivo detta **criofronte** (*cryofront*), può non coincidere con quella dell'isoterma 0°C definita **tavola del permafrost** (*permafrost table*) (French, 1988).

Generalmente, il fronte del disgelo è unico e procede durante la primavera e l'estate dalla superficie in profondità, mentre i fronti di congelamento sono due, in quanto uno procede dalla superficie verso il basso e l'altro dal permafrost verso l'alto. Durante il periodo di congelamento, detto **periodo zero**, tutto lo strato attivo permane in condizioni di isoterma prossima a 0°C a causa del calore latente di fusione richiesto per il passaggio dalla fase liquida dell'acqua a quella solida.

Il profilo termico all'interno del permafrost è condizionato sia dalle proprietà termiche dei litotipi presenti alle diverse profondità, sia dalla storia termica della superficie del suolo a scala temporale pluriannuale o plurisecolare. La conducibilità e la capacità termica delle rocce governano i processi di convezione del calore sia dall'interno della terra verso l'esterno (Flusso geotermico) che viceversa. In particolare, la conducibilità termica (K) si riferisce alla velocità del trasferimento del calore da uno strato all'altro e la capacità termica (C) alla velocità di cambiamento del calore immagazzinato. La diffusività termica è il rapporto fra la conducibilità e la capacità.

A parità di contenuto di acqua, la conducibilità termica complessiva è funzione della temperatura. Essa varia tra $2,24 \text{ W/mK}$ quando l'acqua si trova nella fase solida, e $0,56 \text{ W/mK}$ quando si trova nella fase liquida. Come già detto precedentemente la presenza del permafrost dipende dalla temperatura superficiale (T_s) e quindi dipende a sua volta dal bilancio radiativi. Il bilancio radiativo traduce in numeri il bilancio energetico all'interfaccia suolo-atmosfera che è variabile sia giornalmente, riscontrabile nei primi centimetri di profilo, sia stagionalmente, appunto alle profondità maggiori, in funzione delle caratteristiche litologiche e posizionali locali. Come mostrato in figura, dal suolo si dipartono diversi flussi di radiazione, alcuni in entrata e altri in uscita. Il contributo energetico maggiore in entrata è dato dallo spettro del visibile e dalle radiazioni nell'infrarosso (Q^*). La tipologia è maggiore in uscita, con la radiazione dello spettro del visibile ed infrarosso generato dal suolo (K), calore sensibile di convezione (Q_h) e calore latente di evaporazione e fusione (Q_{le}).

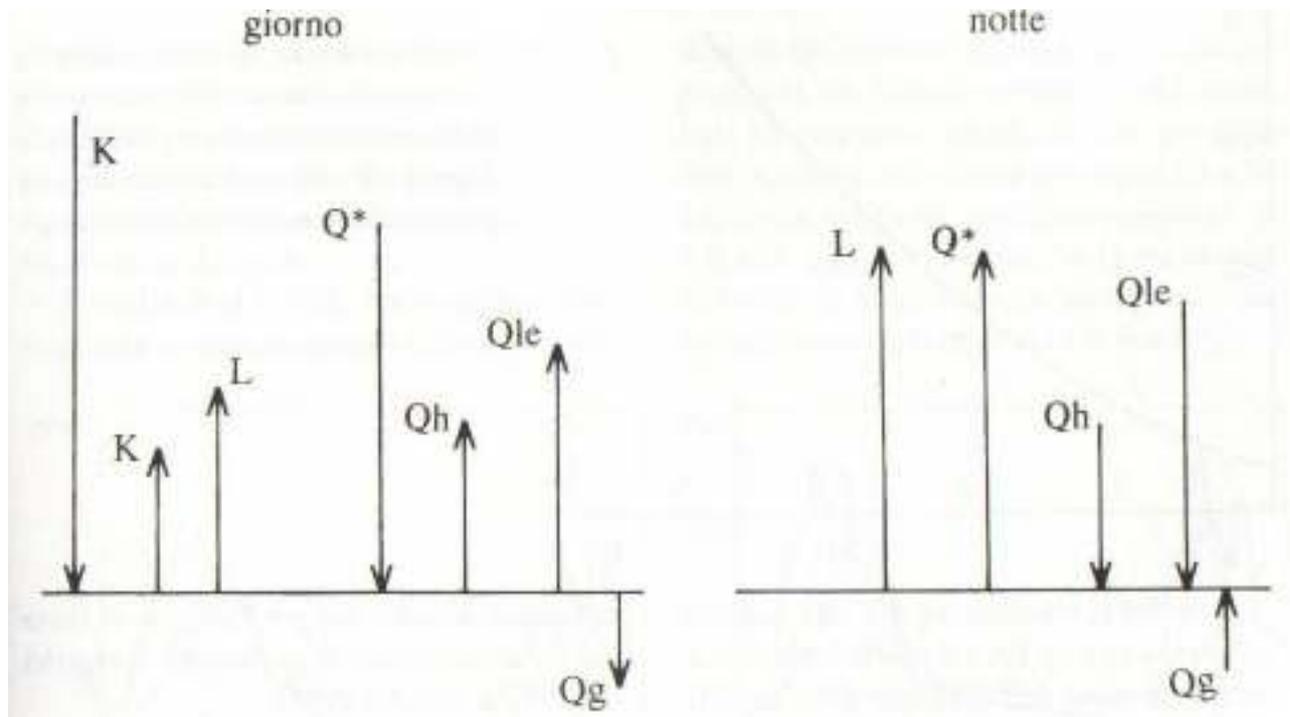


Figura 9 - Schema del bilancio energetico della superficie del suolo durante il giorno e la notte (spiegazione nel testo). (da Williams & Smith, 1989, ridisegnato).

Un flusso non derivante dall'irraggiamento solare, deriva invece dal centro della terra (Q_g). Il Calore terrestre Q_g è in entrata nel suolo, quindi contribuisce ad un bilancio positivo, ma essendo comunque piccolo, in un bilancio annuale il contributo di Q_g può essere trascurato. L'equazione così ottenuta con tutti i flussi è la seguente

$$Q^* - Q_h - Q_{le} = 0$$

ossia

$$Q^* = Q_{le} + Q_h$$

Le radiazioni in uscita K sono radiazioni che dipendono dalle condizioni topografiche e quindi dalla pendenza, esposizione, quota, cioè dal rapporto di insolazione. Così una parte della radiazione incidente viene riflessa dalla superficie a seconda del tipo di copertura esistente e delle condizioni atmosferiche. Le radiazioni L sono radiazioni infrarosse emessi dai terreni in funzione della loro composizione litologica e chimica e della temperatura (emissività). Il calore sensibile dipende dall'intensità e dalla frequenza dei venti e dalle caratteristiche di rugosità (scabrezza) della superficie. Il calore latente di evaporazione dipende sostanzialmente dalla disponibilità di acqua o ghiaccio. Così le superfici umide hanno un calore latente di evaporazione maggiore durante il giorno, che tende a far diminuire la temperatura della superficie, la quale riduce a sua volta l'emissione di L dando un bilancio radiativo solamente negativo.

L'analisi dei profili termici nel permafrost può quindi rivestire una grande importanza paleoclimatica quando la si riferisca a proprietà termiche delle litologie presenti. La bassa temperatura riscontrabile nel permafrost rende trascurabile gli scambi di calore attraverso moti di circolazione di fluidi, lasciando così il permafrost in uno stato conservativo. Quindi la conducibilità e la capacità termica delle rocce sono quelle che governano i processi di convezione di calore.

Tra i componenti mineralogici più diffusi, il quarzo ha un'elevata conducibilità termica rispetto ai bassi tenori dei minerali argillosi. Così un terreno sabbioso a parità di contenuto di acqua e temperatura sarà sempre più conduttivo di un terreno argilloso, o qui semplicemente indicato come ricco in matrice.

In condizioni di uniformità litologica la temperatura del suolo ad una generica profondità z sarà uguale al prodotto del gradiente geotermico terrestre G_g per la profondità sommato alla temperatura della superficie del suolo T_s (Kudryavtsev 1965; Kudryavtsev et Al., 1980).

$$T_z = T_s + G_g \times Z$$

Però il gradiente geotermico è dato dal rapporto fra il flusso di calore terrestre Q_g e la conducibilità termica K , il permafrost quindi sarà ad una profondità di equilibrio Z_p in cui l'aumento di temperatura, dovuto al flusso di calore terrestre, eguaglia l'abbassamento di temperatura dovuto al clima e, pertanto, la temperatura T_{zp} risulta = a 0°C .

Quindi

$$Z_p = T_s \times K/Q_g$$

Come già accennato all'inizio, tale profondità può non coincidere con la base del permafrost, a causa della presenza di Sali o anche della sola pressione del poro del suolo, che ne abbasserebbe il punto di congelamento anche di alcuni decimi di grado.

Considerando stabile nel tempo Q_g , le variazioni di profondità sarebbero da imputare alla variazione di conducibilità termica del sito e della temperatura superficiale T_s .

Quanto citato sopra ci mostra tutti i fattori che determinano il bilancio energetico della superficie. E' però fondamentale conoscere come il permafrost reagisce alle variazioni di temperatura superficiali. In funzione dell'intensità e della durata di tali variazioni si hanno:

- variazioni dello spessore dello strato attivo (stagionali)
- variazioni del profilo termico sino alla Profondità di Oscillazione Minima Annuale (ZAA) (annuali)
- variazioni del profilo termico al di sotto della Profondità di Oscillazione Minima Annuale (decennali-secolari)
- variazioni dello spessore del permafrost (decennali-millenni)

Proprio per questi motivi il permafrost può essere utilizzato come indicatore climatico a scale temporali diverse con risoluzioni differenti.

Inoltre può fornire utili informazioni paleoclimatiche in quanto può conservare ghiaccio anche di periodi molto lontani che possono concorrere alla ricostruzione dell'evoluzione climatica olocenica (Stenni et al., 2007)

Le variazioni del permafrost e dello strato attivo possono influenzare molto la dinamica geomorfologica. La presenza del ghiaccio nel permafrost influenza infatti sia le proprietà geotecniche dei terreni che quelle degli ammassi rocciosi, sia le proprietà idrogeologiche di entrambi. Il ghiaccio infatti cementa i pori e le discontinuità presenti

Inoltre, un rapido scongelamento può provocare un aumento della pressione neutra nello strato attivo che può agire come causa innescante di innesco di debris-flows e/o soil slip.

3.1 Permafrost e sua distribuzione

Il permafrost occupa circa il 25% della superficie terrestre; esso interessa la metà della Russia e del Canada, quasi la totalità della Groenlandia e dell' Antartide. La sua origine risale all'inizio del Pleistocene. Lo spessore del permafrost, molto variabile da regione a regione, è per lo più compreso fra i 10 e i 500 metri, ma non si escludono valori oltre il km, come i 1400 metri della Siberia.

Lo spessore dello strato attivo può essere di appena 30-50 cm, delle regioni artiche più fredde, o raggiungere valori compresi tra 1 e 3m.

Haeberli (1985) ha suddiviso le aree in permafrost su base climatica:

- Permafrost continuo: zone con T_{maa} (Temperatura media annua aria) inferiori a -8°C e precipitazioni inferiori a 500 mm annui
- Permafrost discontinuo: zone con T_{maa} comprese fra -8 e -1 e precipitazioni inferiori ai 2500 mm annui
- Permafrost sporadico: zone con T_{maa} maggiori di -1 gradi e precipitazioni inferiori ai 2500 mm annui, ma con T_{mas} < o = a 0°C

Il permafrost alpino è più difficilmente suddivisibile in zone su base climatica in quanto diventa preponderante l'effetto microclimatico.

Così Harris (1986) sulla base della percentuale di permafrost presente ha definito le seguenti zone:

- Zona con permafrost continuo: presenza permafrost > 80%
- Zona con permafrost discontinuo: presenza permafrost fra 30 e 80 %
- Zona con permafrost sporadico: presenza permafrost < 30%

In base a ricerche fatte sulle montagne europee (Haeberli et al, 1993), la distribuzione del permafrost è funzione della T_{MAA} e delle precipitazioni. King (1986) ha dimostrato anche, tramite un diagramma schematico, il collegamento fra clima e il limite più basso del permafrost montano e glaciazione. Essi indicano che l'ammontare totale delle precipitazioni annuali giocano un importante ruolo nel determinare le zone a permafrost montano. In generale, il range altitudinale delle zone a permafrost montano diminuisce all'aumentare delle precipitazioni annuali.

3.2 Permafrost, ghiaccio e relazioni con la morfologia superficiale

E' ben noto che del ghiaccio e qualsiasi materiale in permafrost possa sopravvivere per anni sotto un adeguato manto detritico (Sharp, 1949; Driscoll, 1980; French and Harry, 1990; Evans and England, 1992; Murton, 2000). Una continua copertura detritica grossolana di un certo spessore, ed in stretta relazione con le proprietà fisiche del sedimento stesso, protegge il permafrost e il ghiaccio dalla fusione e dal riscaldamento. Purtroppo però ancora poco si sa riguardo alla velocità con la quale avviene lo scambio di calore al contatto fra i due strati. E' stato comunque dimostrato (Bozhinskiy et al.; 1986) che circa 0,16 m di spessore sono già sufficienti a isolare il sottostante ghiaccio dalle fluttuazioni giornaliere di temperatura. Oltretutto dimostrarono che, teoricamente, 3,1 m circa di spessore di manto detritico sarebbero sufficienti a preservare il ghiaccio per molti anni. Il manto detritico consolidandosi poi nel tempo aumenterebbe le sue proprietà schermanti verso i cambiamenti di temperatura dell'aria e l'effetto termico delle precipitazioni.

Ghiaccio sepolto pone problemi sullo studio e datazione dello sviluppo della morfologia superficiale. Una lenta fusione del ghiaccio contenuto nel permafrost è accompagnata da un continuo aggiustamento della topografia sovrastante.

4. L' AMBIENTE PERIGLACIALE

4.1 Gli agenti morfogenetici dell'ambiente periglaciale

Per ambiente periglaciale si intende un ambiente freddo, indipendentemente dalla distanza dai ghiacciai, sia nello spazio sia nel tempo. Si definisce dominio periglaciale l'insieme delle condizioni climatiche connesse all'ambiente periglaciale, contraddistinte da una temperatura media annua dell'aria inferiore o eguale a $+3^{\circ}\text{C}$ e da precipitazioni generalmente scarse e, comunque, sempre inferiori a 2000 mm all'anno. L'agente morfogenetico prevalente in questo tipo di ambiente è il gelo, che si manifesta con diversi processi, i principali dei quali sono il criosollevaramento (frost heave), la reptazione crionivale (frost creep), la crioselezione (frost sorting), il crioclastismo (frost wedging).

Quando le condizioni climatiche sono ancora più severe e la temperatura media annua dell'aria è inferiore a -2°C , nel sottosuolo si può avere il permafrost, definito come lo stato fisico di un qualsiasi materiale che rimane al di sotto della temperatura di 0°C per più di due anni. Il permafrost può avere o meno ghiaccio al suo interno sia a causa della mancanza di acqua sia a causa dell'abbassamento del punto di congelamento dell'acqua (per esempio per la presenza di sali). La porzione più superficiale del permafrost, che durante l'estate supera la temperatura di 0°C , viene definito strato attivo ed è la sede dei principali processi morfogenetici che modificano il paesaggio. Le forme periglaciali sono numerose, quali suoli strutturati selezionati e non, lobi di geliflusso e soliflusso, terrazzette, campi di pietre, colate di pietre (block streams), rock glaciers.

La presenza del permafrost domina tutti i processi periglaciali. Influenza il terreno e la vegetazione sovrastante in diversi modi. Alle nostre latitudini, il permafrost è stato messo in posto dai ghiacci durante l'ultimo massimo glaciale e tuttora non essendo in condizioni di equilibrio con il nuovo clima è in lento degrado. Sulle Alpi, l'ambiente periglaciale risente molto delle sue origini, a causa della morfologia di origine glaciale, specialmente per la grande quantità di depositi non selezionati e non consolidati depositi dal ghiacciaio in ritirata verso altitudini maggiori. Col tempo si è passati da un clima di tipo polare a uno più temperato di tipo continentale, con forti sbalzi termici e frequenti cicli di gelo-disgelo stagionali. In queste condizioni importante è l'apporto di detriti per processi di crioclastismo e termoclastismo.

- Con crioclastismo si intende la rottura di un materiale a causa della formazione di ghiaccio in microfratture preesistenti. L'azione del ghiaccio si compone di due fasi distinte quali aumento di pressione dovuto al congelamento dell'acqua e diminuzione della resistenza del materiale e imbibizione durante lo scongelamento.

- Con termoclastismo si intende la rottura di un materiale per variazioni continue di temperatura superficiale. Si pensa che possa essere molto efficace alle basse temperature, specialmente a spese del quarzo.

Il risultato di questi processi di tipo fisici è un clasto di tipo angolare di dimensioni anche metriche.

Con permafrost, ogni tipo di suolo si trova allo stato ghiacciato. Questo ghiaccio esiste sotto varie forme, dai più piccoli cristalli e vene con dimensioni misurate in mm, fino a giganteschi blocchi di ghiaccio più o meno puro, con taglie che vanno dai metri ai km.

La presenza di permafrost e di ghiaccio massivo risulta evidente in un particolare gruppo di forme attive geomorfologiche, ciascuna con una propria forma caratteristica. Tutte sono il risultato dell'azione del ciclo di gelo-disgelo stagionali dello strato attivo. I maggiori testimoni di tale fenomeno sono i suoli strutturati e i pingo (alle latitudini più estreme). Alcuni processi sono lenti, come la solifluzione, la quale per esempio, sviluppa strisce di pietre e lobi di soliflusso.

La solifluzione è un processo gravitativo che da un punto di vista meccanico può essere assimilato al colamento lento di una massa fluida molto viscosa. Il movimento si manifesta nei suoli fluidificati in seguito a piogge o a disgelo. È un fenomeno che avviene anche su pendii con inclinazioni molto basse (anche 2°).

Per processo di geliflussione si intende un processo di soliflussione associato a terreni stagionalmente gelati o con presenza di permafrost. Il geliflusso opera nello strato attivo imbevuto d'acqua fino a saturazione, sotto l'azione della forza di gravità.

La soliflussione descrive sia la geliflussione, ossia, come già detto, il flusso di discesa di suolo dai pendii saturato dall'acqua di fusione del ghiaccio, sia il frost creep, ovvero un movimento verso valle di particelle sollevate dal ghiaccio (Frost heave) lungo la normale della superficie e poi lasciate cadere lungo la verticale (quindi più a valle) durante il disgelo.

Il processo di geliflussione è difficilmente separabile da quello di reptazione crionivale, o frost creep. Ogni singola unità di terreno quando ghiaccia subisce un aumento di volume. Una qualsiasi particella subisce quindi un criosollevamento (frost heave) lungo la normale della superficie stessa.

Frost heave è l'incremento in volume subito dal suolo quando ghiaccia ed è un processo caratteristico sia dello strato attivo del permafrost, sia del ghiaccio stagionale. Durante il congelamento l'acqua si muove dagli orizzonti sottostanti verso l'alto. Quando ghiaccia forma lenti di ghiaccio segregate, le quali spingono il suolo circostante causando gli aumenti di volume osservati.

Mitchell specifica tre necessarie condizioni perché segregazione di ghiaccio e frost heave avvengano:

- 1, un suolo suscettibile al congelamento,
- 2, una temperatura sufficientemente bassa
- 3, un apporto sufficiente di acqua

Il processo ha inizio quando aria con una temperatura sotto il punto di congelamento dell'acqua sovrasta un suolo con una temperatura superiore a quella di congelamento. A questo punto, l'isoterma di congelamento comincia il suo cammino attraverso il suolo. Normalmente il ghiaccio comincia a nucleare prima che il suolo abbia raggiunto i 0,2 °C. Attorno alla lente di ghiaccio si forma una pellicola d'acqua che si trova ad una temperatura di sovracongelamento, la quale, solidificando, gradualmente viene aggiunta alla massa di ghiaccio, e subito sostituita da altra acqua proveniente dai pori del suolo circostanti. Piuttosto che gelare attraverso i colli di bottiglia dei pori, processo che richiede una gran quantità di energia, il ghiaccio tende a segregare, richiamando acqua nella zona nucleata e spingendo via il suolo. In base a esperimenti fatti, la saturazione dei pori deve essere superiore al 90 % perché il frost heave avvenga.

Il movimento di acqua dal basso verso l'alto avviene a causa dell'introduzione di un gradiente di temperatura nel suolo. Questo movimento è favorito perché l'acqua più calda degli strati inferiori ha una pressione di vapore maggiore. Si forma così più vapore che va dal basso verso l'alto che nel senso opposto. Il vapore in eccesso presto arriva al punto di congelamento e subito passa dallo stato di vapore a quello liquido e poi a quello solido. Un secondo motivo che favorisce il movimento è l'osmosi. Siccome il ghiaccio si forma come pura fase, l'acqua intorno sviluppa un'elevata concentrazione di ioni. Ciò promuove il movimento di acqua dal basso verso l'alto.

Normalmente si formano lenti grandi da pochi millimetri a qualche cm. Il suolo a fianco delle lenti diviene disseccato ma non perde un'apprezzabile quantità di volume. Se poi il fronte di congelamento si muove troppo velocemente, le lenti non fanno in tempo a formarsi. Importante è la differenza di temperatura fra suolo e aria e la quantità di vegetazione e neve sovrastante.

Il calore latente di solidificazione gioca un ruolo importante nel rallentare l'avanzata del fronte di congelamento. Quando il suolo attorno diventa disseccato a tal punto che l'unica acqua rimasta è quella troppo piccola trattenuta dai grani del suolo, la lente perde il suo rifornimento di acqua. Congelando, la sorgente di calore latente finisce cosicché il fronte di congelamento può proseguire più in profondità.

Siccome il gradiente di temperatura diminuisce man mano che penetra, l'isoterma di congelamento impiega sempre più tempo per muoversi attraverso il suolo, comportando la crescita di lenti sempre più grandi. Ciò comporta un maggiore disseccamento del suolo circostante e conseguentemente di maggiori distanze fra una lente e la successiva. Distanza e dimensioni aumentano quindi con la profondità.

Le argille conducono l'acqua troppo lentamente, mentre suoli sabbiosi, a causa dei loro grani grossi, ne sono troppo poveri. Terreni ricchi di silt sono i più suscettibili di frost heave.

Il frost heave è coinvolto nel movimento dei clasti attraverso il suolo. Quando un fronte di congelamento raggiunge un clasto, esso lo vincola al suolo. Come nel suolo attorno al clasto il processo di sollevamento procede, si apre una cavità sopra di esso. Il sempre più forte legame fra suolo e clasto, dovuto al congelamento, diventa sufficientemente forte quando il fronte è fra il 30 e il 50% del percorso lungo di esso. A questo punto il clasto comincia a sollevarsi assieme al suolo, lasciando una cavità sottostante, riempita a sua volta da piccoli frammenti delle pareti dovuti al movimento stesso. Cicli continui di gelo-disgelo portano così alla migrazione dei clasti in superficie. Le maggiori testimonianze della presenza di frost heave le si hanno durante il disgelo. Come descritto precedentemente, il frost heave ha richiamato grandi quantità di acqua dal suolo sottostante. Durante la stagione calda, la parte superiore inizia a fondere per prima. Siccome la parte sottostante è ancora congelata, l'acqua di fusione non può essere drenata. Il suolo si satura e perde molta della sua coesività creando così fenomeni di gelifluzione.

Ciò testimonia quindi il legame fra frost heave, artefice indiretto del frost creep, o reptazione crionivale, e la gelifluzione.

La gelifluzione è un movimento caratterizzato da un regime di flusso laminare limitato ai primi 50 cm dello strato attivo. Le velocità di movimento variano da 0,5 a 10 cm all'anno ed è presente anche su superfici con appena 2 gradi di inclinazione. La variazione del movimento in profondità varia in funzione della presenza o assenza del permafrost. In assenza di permafrost agisce assieme alla reptazione crionivale come descritto precedentemente, mentre nel secondo caso si ha anche uno scivolamento in massa della porzione più prossima alla tavola del permafrost al termine della stagione estiva.

4.2 Le forme periglaciali

Il gelo (in secondo luogo, ma non sempre, il frost creep) è responsabile delle più diffuse microforme di ambiente periglaciale: lobi e terrazzi, rock glacier, blocchi aranti e frenanti, lobi erbosi, lobi di pietre, suoli strutturati e blockstream.

- Morfologicamente i lobi erbosi hanno una fronte quasi verticale. Risultano costituiti da materiale poco selezionato con versanti che, prevalentemente compresi fra i 10 e i 20°, possono raggiungere anche i 35° di inclinazione. Queste forme, che si sviluppano più frequentemente dove minima è l'azione del gelo, presentano spessori limitati di 0,2-2 metri se interessati da gelifluzione periodica (annuale) che tendono invece ad aumentare (sino a 4 metri) in presenza di fenomeni sporadici. Alle due tipologie corrispondono strutture diverse: in particolare nel primo caso si osserva solitamente una struttura laminare parallela alla superficie del versante, mentre nel secondo caso si hanno strutture di convoluzione con piegamento degli orizzonti coinvolti specie nelle zone frontali. E' stato osservato che vi è relazione fra presenza di lobi erbosi e spessore del manto nevoso. Quando si accumula una quantità piuttosto rilevante di neve, la densità dei lobi è relativamente bassa. D'altra parte, l'assenza di un manto nevoso non ne favorisce lo sviluppo. Queste osservazioni suggeriscono che per formarsi, i lobi hanno bisogno di una minima quantità di neve, la quale conferisce una necessaria quantità di solifluzione durante la fusione stagionale.

- I lobi di pietre sono caratterizzati in genere da una fronte di inclinazione corrispondente all'angolo di riposo del materiale costituente e compaiono solitamente al termine di suoli strutturati su versanti dove più veloci sono i blocchi grossolani rispetto alle frazioni fini e la reptazione crionivale è la componente prevalente del movimento.

- Le terrazze sono forme simili ai lobi, da cui si differenziano per il caratteristico sviluppo lungo le curve di livello, su versanti con inclinazioni comprese tra i 2° e i 15° (Washburn, 1979)

- Particolari forme di geliflussione sono i blocchi aranti e i blocchi frenanti. I primi sono blocchi di dimensione da decimetrica a metrica, che confluiscono verso il basso, a causa delle differenti proprietà termiche e della loro massa, lasciando un tipico solco a monte e creando una ruga immediatamente a valle. Perché questa forma si generi è necessario che lo strato attivo abbia uno spessore inferiore al diametro del masso, altrimenti questi rimarrà ancorato con la base nel suolo circostante che tenderà a fluire lateralmente. Ne consegue che i blocchi aranti possono essere utilizzati come indicatori di geliflussione in quanto richiedono un profondo gelo stagionale e i blocchi frenanti come indicatori della presenza di permafrost.

- I suoli strutturati si suddividono in selezionati e non selezionati, e sulla base della disposizione superficiale in: poligonali, a cerchi, a reticoli e suoli striati.

I suoli strutturati sono forme spesso poligeniche e quindi non attribuibili a un unico agente morfogenetici.

Studi compiuti sui suoli strutturati e sulla loro evoluzione (Goldthwait, 1976; Washburn, 1979) hanno portato ad ipotizzare diverse relazioni tra intensità dei cicli di gelo-disgelo, giornalieri e stagionali, e il diametro delle forme, senza però arrivare a risultati significativi. Risulta viceversa fondamentale la distinzione tra suoli selezionati e non selezionati, in quanto il meccanismo principale di selezione granulometrica è dovuto al criosollevaramento (frost heave) che dipende dalle condizioni climatiche e dalla litologia.

Per i suoli selezionati Goldthwait, individua delle correlazioni tra granulometria del materiale e inclinazione del versante, per cui solo con percentuali superiori al 10% di frazione fine (<0.125mm) e inclinazione di substrato inferiori a 5° si possono formare suoli selezionati. Con inclinazioni maggiori, in genere comprese tra i 5° e i 15°, si vengono a formare i suoli striati.



Fig 1 Suolo poligonale selezionato

Questi si possono sviluppare solo in presenza di terreni stagionalmente striati o privi di permafrost. In genere diviene discriminante per la distinzione tra suoli strutturati correlati alla presenza di permafrost il diametro delle forme stesse.

Goldthwait (1976) indica per i suoli strutturati in permafrost continuo e discontinuo un diametro minimo di 2m, mentre le forme con diametri inferiori sarebbero da ricondurre alla presenza di permafrost sporadico o ghiaccio stagionale. Per Jahn (1975) la misura del diametro sarebbe pari a 1m e per Schunke (1975) addirittura a 0.5m.

Suoli selezionati sono il risultato di un movimento di frazione grossolana di suolo da un punto centrale verso la superficie, come risultato dell'azione del congelamento del suolo.

Si pensa che il frost heave differenziale sia relativamente responsabile della maggior parte di migrazione del sedimento, ma certe caratteristiche quali dimensioni, forte proporzionalità rispetto all'altitudine e regolarità delle forme in una stessa zona con stesse caratteristiche, sono meglio spiegate dalla convezione. Celle di convezione durante lo scongelamento si creano nel nucleo di fusione. Ciò è dovuto a differenze di densità in quanto il materiale fine associato al ghiaccio di segregazione avrà quindi una densità molto minore del restante materiale possono quindi intrudersi nel centro del materiale sovrastante provocando a sua volta una ulteriore subsidenza del materiale più denso ai lati. Così, la frazione fine rimane nel centro, mentre quella grossolana si accumula attorno.

I suoli selezionati a cerchi mostrano una variazione delle dimensioni proporzionale all'aumento di altitudine.

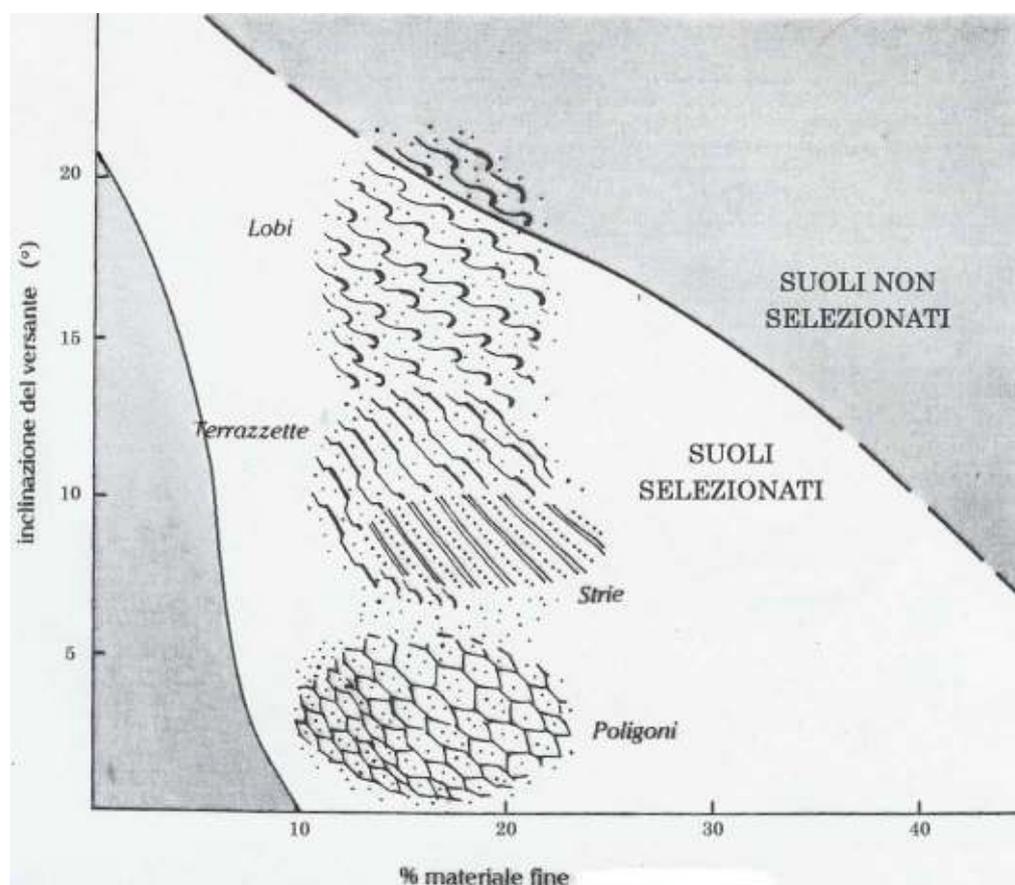


Fig. 2 Relazioni tra granulometria, inclinazione del substrato e tipologia dei suoli strutturati (da Goldthwait, 1976)

I suoli strutturati non selezionati si generano prevalentemente in due fasi. Durante la stagione invernale i fronti di congelamento richiamano acqua dalle parti sottostanti dello strato attivo che così facendo si essicca e si compatta contraendosi. Durante la stagione estiva si ha una migrazione di acqua dalle zone ricche di ghiaccio a quelle più centrali che possono così espandersi.

Poligoni di cunei di ghiaccio si formano durante l'inverno, quando la contrazione termica (con relativo sequestro di acqua per formazione di lenti di ghiaccio) produce sottili fessure

subverticali nel suolo. Il fenomeno si può verificare solo in presenza di freddo intenso quale quello delle regioni caratterizzate da permafrost. Le fessure vengono riempite, nella stagione del disgelo, d'acqua che si trasformerà successivamente in ghiaccio e, costituendo linee di debolezza, si riaprono negli inverni seguenti. Si formano quindi successivi riempimenti di ghiaccio che si incunea sempre di più nel terreno ed eventualmente spinge i sedimenti verso l'alto dando luogo a un bordo in rilievo.

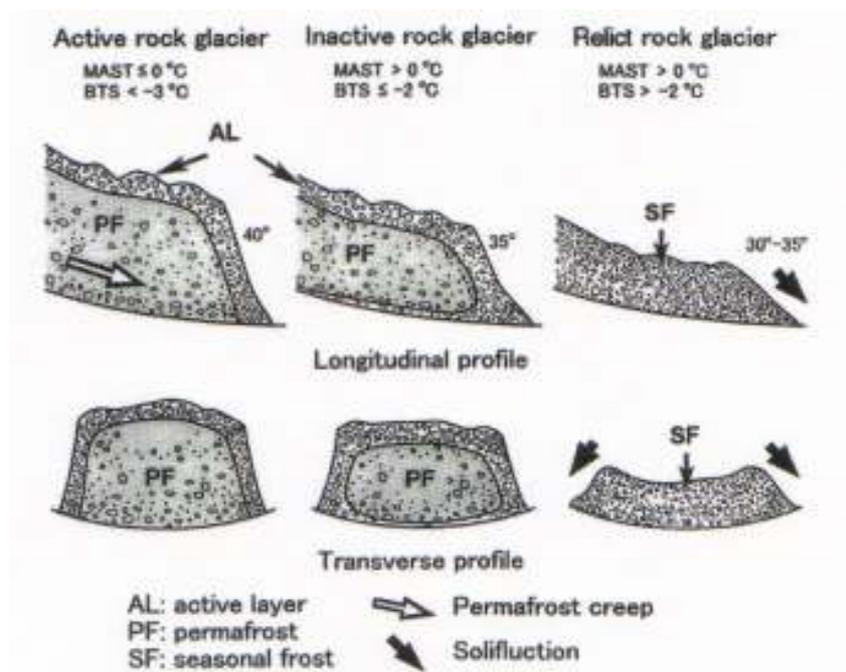
- I cuscinetti di terra sono formati da matrice medio-fine. I cuscinetti appaiono generalmente circolari. Si sviluppano tramite crioturbazione nella zona compresa dello strato attivo. Le caratteristiche interne ed esterne dei cuscinetti erbosi indicano che, durante il periodo di vita di un cuscinetto, una gran quantità di fenomeni prendono posto. Alti in genere qualche decimetro e senza selezione del materiale costituente, essi costituiscono un reticolo. Queste forme si generano in corrispondenza di terreni con un'elevata percentuale di frazione fine (>58% di limo e argilla) su superfici di inclinazione inferiore a 20°. La struttura interna mostra segni evidenti di crioturbazione. Per la genesi di queste forme è quindi necessaria la presenza di suoli contenenti un certo grado di umidità e l'esistenza di gelo stagionale che favorisca le crioturbazioni. L'origine di questi "monticelli" di terra è quindi da collegarsi con risalita stagionale di acqua nel suolo a causa di crioturbazione e pressione criostatica.

- I protalus rampart sono definiti anche argini detritici di nevaio o nivomorene. Sono accumuli detritici ubicati ai piedi di falde detritiche caratterizzati da una fronte ripida, allungata parallelamente al versante, con una depressione più o meno incisa fra il versante e la cresta del corpo, dovuta allo scioglimento nivale. Questa forma viene usata come forma di indicatore del permafrost in quanto ritenuta come il prodotto da creep da permafrost presente lungo certe falde detritiche che per cause varie, non riescono ad evolversi in rock glaciers.

- I rock glaciers sono l'espressione massima del permafrost in ambiente alpino. Il termine Rock Glacier, che solo di recente ha assunto una definizione univoca, fu utilizzato in passato con significati spesso diversi.

Il primo a supportarlo e a utilizzarlo è stato Caps che nel 1910 descrive i Rock Glaciers come corpi detritici costituiti da detriti angolari e ghiaccio, caratterizzati da forma e profilo simile a quello dei ghiacciai.

I rock glaciers o ghiacciai di roccia sono corpi detritici costituiti da clasti a spigoli vivi, nell'insieme caratterizzati da forma lobata o linguoide, simile a quella dei ghiacciai, da numerose strutture di flusso sulla superficie, nonché da fianchi e fronti molto ripide. Da un punto di vista morfologico si possono ulteriormente distinguere rock glaciers lobati, sviluppati principalmente in ampiezza e localizzati ai piedi di una falda detritica o di un cono detritico, e rock glaciers a lingua, sviluppati in lunghezza ed ubicati all'interno di un circo. Considerando, invece, solamente la collocazione geomorfologica ed il tipo di deposito che li costituisce, si possono distinguere i rock glaciers di talus, ubicati ai piedi di falde detritiche e da esse alimentati, dai rock glaciers detritici che sono costituiti da depositi glaciali. I rock glaciers possono essere suddivisi sulla base della loro dinamica in attivi, inattivi e relitti. I rock glaciers attivi si muovono verso valle con un movimento superficiale dell'ordine di centimetri all'anno, presentano superfici instabili e fronti ripide anche più acclivi dell'angolo di riposo dei materiali che li costituiscono. Essi in genere contengono al loro interno ghiaccio massivo (rock glacier a nucleo di ghiaccio o ice cored rock glacier) o ghiaccio interstiziale, generato quest'ultimo dal congelamento di acqua circolante in condizioni di permafrost (ice cemented rock glacier). Topograficamente quindi, i R.G. con nucleo di ghiaccio (ice-cored) si riferiscono ai R.G. di origine glaciale, mentre i R.G. cementati da ghiaccio (Ice-cemented) si riferiscono ai R.G. derivati da falde detritiche. Ad ogni modo, le differenze fra i materiali che li compongono devono ancora essere chiarite.



In alcuni casi entrambi i tipi di ghiaccio possono coesistere nel medesimo rock glacier. Al contrario i rock glaciers inattivi non sono più in movimento e presentano superfici più stabili e fronti meno ripide dell'angolo di riposo; talvolta però, pur conservando ancora ghiaccio al loro interno, essi non si muovono più a causa della morfologia del substrato roccioso (che può presentare contropendenze) o in conseguenza della notevole profondità del ghiaccio contenuto (maggiore di 10 m) che non riesce più a determinare il movimento dell'intera massa.

In genere il profilo longitudinale dei rock glaciers contenenti ghiaccio al loro interno è articolato, ma mediamente convesso, mentre dove il ghiaccio non è più presente, o lo è a notevole profondità, il profilo diviene mediamente concavo. I rock glaciers inattivi che non contengono più ghiaccio al loro interno possono essere definiti «relitti» e sono spesso di difficile riconoscimento in quanto presentano strutture di collasso e depressioni imbutiformi che li rendono simili a certi accumuli di frana e a forme di ghiaccio morto (hummocky moraine).

Lo scioglimento di ghiaccio all'interno del rock glacier causa subsidenza. Molti rock glacier inattivi presentano grosse depressioni sulla superficie. Comunque non sempre questo è vero in quanto i talus derived rock glacier spesso possono essere talmente poveri di ghiaccio al loro interno da non presentare una successiva formazione di depressioni sulla superficie. Un rock glacier inattivo presenta invece una sezione trasversale piatta, mentre uno attivo mostra un profilo arcuato verso l'alto (A. Ikeda and N. Matsuoka (2002)). Gli angoli della scarpata frontale dipendono dal grado di movimento del rock glacier. Un rock glacier attivo presenta inclinazioni dell'ordine di 45° . Quando esso viene inattivato l'inclinazione si assesta attorno fra i 41 e i 37° , mentre in un rock glacier del tutto inattivo l'inclinazione scende verso i $30-35^\circ$.

La degradazione di un rock glacier è accompagnata dal weathering dei clasti e dal conseguente sviluppo di un suolo che va a riempire gli spazi fra un blocco e l'altro. Così lo sviluppo di un suolo impedisce all'aria fredda di penetrare più in profondità all'interno della struttura Open Work, modificando il bilancio termico superficiale e promuovendo il movimento di massi dello strato superficiale a causa del ghiaccio stagionale. (A. Ikeda and N. Matsuoka (2002))

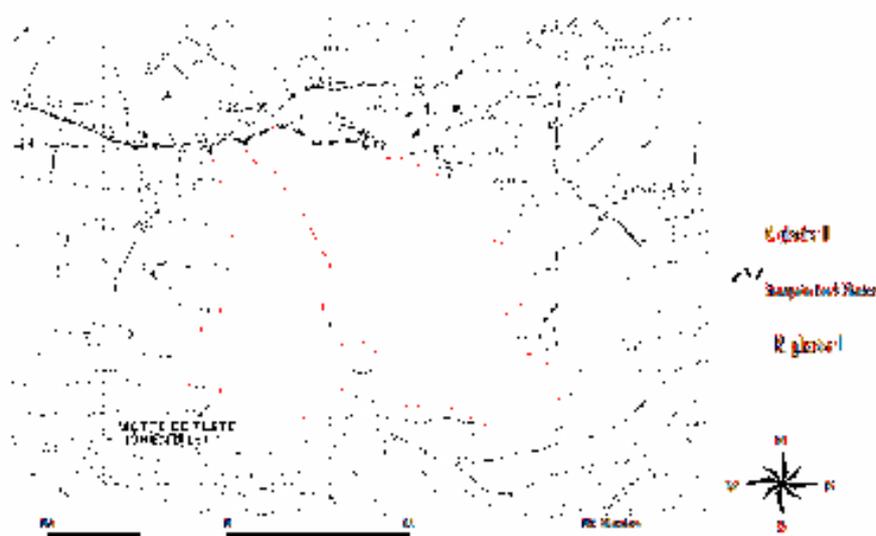
Così quando un rock glacier è attivo, il movimento dei blocchi liberi da matrice interstiziale è del tipo passivo ed attribuibile esclusivamente da creep da permafrost. In un rock glacier relitto la formazione di un suolo rende suscettibile i blocchi a solifluzione e a Debris Flow

Geologicamente possono essere costituiti da diverse facies anche all'interno dello stesso corpo (till di ablazione, di alloggiamento, facies di versante, accumuli di frana, ecc.). La genesi dei rock glaciers, pur essendo tuttora dibattuta, si ritiene principalmente dovuta alla deformazione per creep del permafrost che fluendo verso valle dà origine alle caratteristiche strutture di flusso superficiali.

Dimensione e distribuzione dei rock glaciers

La maggior parte dei rock glaciers di ambiente alpino presenta una larghezza compresa tra i 100 e i 200 m, una lunghezza di parecchie centinaia di metri ed uno spessore di oltre 50 m. Per quanto riguarda la distribuzione dei rock glaciers in Italia, fino ad oggi ne sono stati individuati circa 1 500 sulle Alpi e circa 30 sugli Appennini, con la massima concentrazione nelle parti più interne della catena alpina (Alpi Retiche e Alpi Atesine), ma interi settori devono essere ancora studiati.

Nella conca di Cervinia, precisamente nella zona sottostante la Gran Sommetta, studi precedenti hanno rilevato la presenza di due grossi rock glaciers. L'ubicazione e le dimensioni sono mostrate nelle due immagini sottostanti.



Rock G.	L. max (m)	L. min (m)	Larg. Max (m)	Larg. alla fronte (m)	Quota max (m)	Quota min (m)
I	890	680	400	266	2900	2620
II	650	500	400	73	2850	2600

MATERIALI E METODI

5. MATERIALI E METODI

I metodi utilizzati per questo studio hanno permesso di ottenere informazioni circa le caratteristiche delle forme periglaciali, la distribuzione del permafrost e la loro relazione col manto nevoso.

Per prima cosa sono stati riconosciuti e mappati tutti i processi geomorfologici presenti nell'area di studio. Per ciascuna forma presente sono state rilevate le caratteristiche morfometriche.

Otto forme sono state scelte per un'analisi di dettaglio tramite lo scavo di una trincea trasversale e di una frontale, il rilevamento della condizione termica del suolo utilizzando il metodo *Shallow temperature of Ground in summertime (STG)*, che permette di vedere l'andamento superficiale dello strato attivo del permafrost, e il prelievo di campioni di suolo della sezione.

Tali campioni sono stati successivamente sottoposti in laboratorio ad analisi granulometrica, stima del contenuto di acqua e della sostanza organica presenti.

L'andamento del manto nevoso è stato studiato tramite il posizionamento in loco di paline e la misura periodica dell'altezza della neve in corrispondenza di esse. Inoltre è stata rilevata anche la densità della neve.

Nel periodo invernale è stata rilevata anche la temperatura alla base del manto nevoso tramite il metodo *Bottom Temperature of winter Snow cover (BTS)* che ha permesso di identificare nell'area di studio il permafrost.

5.1 Il rilevamento geomorfologico

Il rilevamento geomorfologico è una tecnica di rilevamento sul campo, solitamente usata per individuare forme di piccola scala non risolubili in fotointerpretazione. La genesi di forme geomorfologiche di così piccola scala può essere attribuita a vari agenti morfologici, variabili anche di molto a livello locale. Il rilevamento di dettaglio sul terreno consente di verificare il grado di attività delle forme individuate e di analizzare le relazioni esistenti tra di esse.

In questo studio si sono mappate su carte topografiche regionali tutte le forme incontrate nell'area di studio. Le carte sono state realizzate col programma *ArcView GIS 3.2*.

Nell'area di studio sono state individuate solo tre tipologie di forme geomorfologiche presenti: suoli poligonali, lobi di soliflusso e terrazzette. Per ciascuna di queste sono state rilevate le caratteristiche morfometriche. Questo è stato possibile utilizzando semplicemente un metro, una bindella e una bussola.

I parametri misurati sono stati: lunghezza totale, larghezza totale, larghezza e composizione del bordo, larghezza e composizione del centro, grado e tipologia di copertura vegetale sia per il bordo che per il centro, inclinazione della superficie, inclinazione e altezza della scarpata per lobi e terrazzette.

5.2 Analisi di dettaglio

Otto forme sono state studiate nel dettaglio. Oltre al rilevamento di tutti i già citati caratteri morfometrici, è stata studiata la struttura interna dalle forme.

Lungo il diametro è stata scavata manualmente, con piccone e pala, una trincea trasversale raggiungendo, ove possibile, la profondità massima di 50 cm, ma mai inferiore ai 35 cm. Di ogni sezione è stata tracciata una rappresentazione grafica riportando l'andamento dei profili della superficie e del fondo dello scavo, gli eventuali ciottoli presenti e le unità sedimentologiche di substrato presenti.

Successivamente sono state rilevate le temperature lungo la sezione utilizzando il metodo *STG*. Tale procedura è descritta precisamente nel seguente paragrafo.

Per ciascuna unità individuata sono state rilevate la struttura e la granulometria e infine prelevati dei campioni che sono stati subito pesati e catalogati.

5.2.1 Analisi granulometrica

Per terreno si intende un sistema multifase costituito da particelle minerali (grani) con vuoti interstiziali (pori) riempiti da fluidi quali acqua, aria o gas diversi (Lancellotta, 1993. p.1)

Le particelle solide e quanto contenuto negli interstizi vengono distinti in tre fasi: solida, liquida e gassosa, e la prevalenza dell'una o dell'altra e soprattutto l'interazione tra esse, ne fa variare notevolmente le caratteristiche meccaniche. Così, la fase gassosa porta notevole cedevolezza del terreno sotto i carichi, la fase liquida ha analogo effetto ma l'acqua agisce come lubrificante facilitando gli scorrimenti mutui delle particelle solide sotto stati di sollecitazione.

La forma delle particelle solide è molto variabile, e così le loro dimensioni. In base a queste ultime è possibile distinguere delle classi granulometriche ben precise che permettono di classificare un terreno.

La classificazione utilizzata è quella di Wentworth.. In base alle dimensioni del diametro dei grani si definiscono:

- *blocchi* : $\varnothing > 25$ cm;
- *ciottoli*: $25 \text{ cm} < \varnothing < 6$ cm
- *ghiaia*: $6 \text{ cm} < \varnothing < 2$ mm
- *sabbia*: $2 \text{ mm} < \varnothing < 0.076$ mm
- *limo*: $0.076 \text{ mm} < \varnothing < 0,002$ mm
- *argilla*: $\varnothing < 0,002$ mm

Limo e argilla sono elementi ultramicroscopici che non sono distinguibili ad occhio nudo (Guidi, 1973. pp 85-86). I campioni di terreno prelevati, nel totale 27, sono stati sottoposti ad analisi granulometrica. Essa serve a determinare le dimensioni delle particelle che compongono un campione di terreno e a stabilire le percentuali in peso delle varie frazioni. L'importanza di conoscere le dimensioni delle particelle deriva dal fatto che le caratteristiche di permeabilità, i fenomeni di capillarità, l'angolo di resistenza al taglio sono spesso correlate alla granulometria del terreno.

Quest'ultima viene rappresentata graficamente dalla curva granulometrica che si ottiene riportando sulle ascisse le dimensioni medie delle particelle in mm e sulle ordinate le percentuali in peso rispetto al totale. La curva caratteristica si ottiene per punti, riportando in corrispondenza di ogni diametro medio, la percentuale in peso delle particelle di terreno che hanno diametro inferiore ad esso. In questo modo risulta evidente poter distinguere le frazioni presenti e la loro percentuale.

In particolare si distinguono le classi dei ciottoli, della ghiaia, della sabbia, del limo e dell'argilla.

Dall'andamento della curva si possono ricavare anche informazioni riguardanti l'ambiente di sedimentazione: se il regime delle acque è stato del tutto casuale, la curva è una gaussiana. Essa comprende la maggior parte dei diametri e il terreno viene definito ben graduato in quanto presenta una variazione continua di dimensione dei grani.

Se la curva è spostata verso le ghiaie è indice di trasporto veloce. Caso tipico di curva cumulativa compresa in un ristretto campo, ossia di terreno scarsamente graduato o uniforme è, ad esempio, quello delle sabbie marine od eoliche, sedimentate in ambiente con notevole energia dinamica selettiva (Guidi, 1973. pp.98-99-100)

Per eseguire l'analisi granulometrica, è stato utilizzato il metodo della setacciatura che prevede l'utilizzo di setacci standard a maglie quadre di differenti dimensioni. Essi sono stati impilati, su un vibrasetacci meccanico, con le dimensioni delle maglie in ordine crescente dal basso verso l'alto. I setacci utilizzati sono stati 13 più una tazza sottostante nella quale si raccoglie la parte più fine.

500 g di campione sono stati essiccati in un essiccatore alla temperatura di 110°C per 14 ore consecutive (Lancellotta, 1993. p.8). Successivamente sono stati introdotti nel vaglio superiore dell'apparecchio di setacciatura e setacciati per 20 minuti. Terminata la setacciatura sono stati pesati i residui su ogni setaccio e sulla sottostante tazza e sono quindi stati riportati sul grafico, in corrispondenza dei diametri, le somme delle percentuali in peso dei residui.

Nella tazza posta alla base della pila di setacci, vengono raccolte le frazioni finissime presenti nel campione. Esse sono rappresentate dalle classi del limo e dell'argilla e non sono separabili tramite setacciatura. In questo caso si ricorre a separazione per sedimentazione in acqua a partire da una sospensione all'interno di cilindri, sul fondo dei quali le particelle cadono con velocità differente in relazione alle dimensioni.



Fig.1 Vibrasetacci meccanico

setaccio (numero)	apertura maglie (mm)
1	25
2	12.5
3	9.5
4	6.3
5	4.75
6	2.36
7	1.18
8	0.6
9	0.425
10	0.3
11	0.15
12	0.13
13	0.106
14	0.075

Fig. 2 Tabella rappresentante le dimensioni delle maglie dei setacci

5.2.2 Determinazione del contenuto d'acqua

Il contenuto in acqua di un terreno è definito dal rapporto tra il peso P_w dell'acqua contenuta nei pori e il peso della materia secca P_s , ossia dei suoi granuli. Viene indicato col simbolo w e si esprime in percentuale :

$$w = (P_w / P_s) * 100$$

La determinazione del contenuto d'acqua si esegue in laboratorio in base alla seguente procedura (Lambe, 1951):

- Il campione di terreno viene pesato (peso P) con una bilancia con precisione 0,01 g
- Subito dopo viene fatto essiccare in forno per 14 ore a temperatura di 110°C. Tale valore è convenzionale (Lambe, 1951) e superiore a quella di ebollizione
- A questo punto il campione viene fatto raffreddare e ripeso.

Se P_s è il peso del campione allo stato secco, il contenuto in acqua si esprime in % con la formula:

$$w = P_w / P_s = (P - P_s) / P_s \cdot 100\%$$

Il valore del contenuto d'acqua può essere considerato un indice indiretto della storia del campione e dà una buona indicazione della resistenza al taglio del materiale.

A un aumento del contenuto d'acqua corrispondono una riduzione della resistenza al taglio e un incremento della compressibilità e viceversa (Guidi, 1973. p. 89).

5.2.3 Determinazione del contenuto di sostanza organica

I campioni prelevati sono stati sottoposti all'analisi del contenuto di CO_2 . La presenza di sostanza organica è di rilevante importanza per la condizioni termiche dei suoli in quanto essa ha una conducibilità termica che può variare enormemente in funzione del contenuto d'acqua passando da valori molto bassi nello stato anidro a valori molto alti nello stato saturo.

Pertanto durante la stagione estiva (secca) la bassa conducibilità termica impedisce o affievolisce l'onda termica positiva, mentre durante l'autunno (umido) la buona conducibilità favorisce il raffreddamento (Guglielmin, Notarpietro, 1997).

Per determinare il contenuto di CO_2 è stata utilizzata la frazione più fine del terreno ($< 0,075\text{mm}$) ottenuto precedentemente con la setacciatura.

Quantitativi variabili tra i 9,2 e i 36,9 g sono stati messi in 10 crogioli di ceramica. Questi sono stati successivamente messi in una muffola per 4 ore alla temperatura di $600\text{ }^\circ\text{C}$. Questo strumento agisce da forno, bruciando la sostanza organica.

Una volta raffreddati, i crogioli sono stati pesati e quindi è stato possibile calcolare la percentuale di sostanza organica presente.

La procedura è stata eseguita tre volte per poter analizzare tutti i 27 campioni. Tra un ciclo e l'altro i crogioli sono stati lavati e asciugati.

5.3 Il metodo STG



L'analisi dei profili termici nella parte più superficiale dei terreni, ovvero nello strato attivo, consentono di valutare la presenza o meno di permafrost, lo spessore dello strato attivo e le variazioni di quest'ultimo in funzione dei cambiamenti climatici.

In questo studio tali misurazioni vengono eseguite in estate. Ogni sondaggio termico, eseguito nella sezione creata con lo scavo della trincea trasversale, è stato eseguito inserendo, parallelamente alla superficie, la termocoppia Pt100 del termometro, integrata in un'asticina metallica di lunghezza di circa 25 cm. Le misure sono state prese ad un intervallo di 5 cm procedendo dalla superficie del suolo al fondo dello scavo. In un profilo STG, i primi centimetri risentono dell'intensità dell'insolazione. Ad un profilo al quale corrisponde un valore spaziale se ne può associare anche

uno temporale. Scendendo sempre più in profondità, cm dopo cm, la temperatura risente sempre meno del bilancio termico istantaneo dovuto alla verticale del sole durante l'arco della giornata. A 10 cm si raggiunge la zona "memoria" del bilancio delle ultime 24 ore. Dai 20 ai 30 cm, si è osservato che la temperatura tende invece ad assestarsi su valori che corrispondono alla media termica stagionale, o meglio, su valori che risentono non più delle variazioni climatiche giornaliere a breve termine. Tali temperature sono state utilizzate per poter prevedere l'andamento dello zero termico nel suolo dell'area di studio, utilizzando le equazioni di regressione.

Così i dati di temperatura dai 20 ai 30 cm di profondità del profilo sono stati preferiti rispetto all'utilizzo della totalità dei dati.

Come già detto, sono i primi cm di profondità ad essere influenzati da variazioni giornaliere di bilancio termico. Tali variazioni sono da attribuire a diverse variabili locali quali esposizione, inclinazione, litologia superficiali e di tipologia di copertura del terreno. A parità di quota, tali variabili influiscono di una certa importanza sostanzialmente a seconda di dove ci troviamo lungo il profilo STG. Per i primi cm di profondità l'ora durante la quale il sondaggio viene effettuato risulta essere la componente a maggiore influenza unitamente all'esposizione del sito dove è collocato l'STG. Incrementando la profondità si incappa in valori che a circa 10- 15 cm rispecchiano la media giornaliera del giorno precedente, mentre scendendo ulteriormente verso i 25-30 cm di profondità i valori di temperatura sembrano fare testo alla media stagionale, ossia risultato di variabili quali esposizione e tipo di litologia locale del terreno.

5.4 Spessore del manto nevoso

Lo spessore della copertura nevosa e la sua variazione stagionale sono, in ambiente alpino di alta quota, i fattori più significativi per la temperatura della superficie del suolo e quindi, per la formazione, il mantenimento o la degradazione del permafrost.

L'andamento stagionale delle precipitazioni nevose ha un duplice effetto: quelle autunnali producono un rilevante aumento della temperatura media annua del suolo (Keller, 1993) mentre quelle tardoprimaverili la abbassano.

L'andamento dello spessore del manto nevoso nell'area di studio è stato controllato a partire dal 29 ottobre 2005 al 1 ottobre 2006.

Nel sito sono state poste 34 paline numerate dell'altezza di 160 cm. Sono state distribuite in sei file in modo da occupare tutta la superficie. La prima fila, rappresentata dalle paline da 1 a 5, è stata posta lungo il rilievo che confina con la Val d' Ayasse con direzione ENE-WSW; la seconda fila, dalla palina 6 alla 10, è stata situata al centro della depressione presente nel sito con direzione S-N. Le paline dal numero 10 al 14 costituiscono la terza fila con direzione WSW-ENE; mentre dal 15 al 19 si dirigono da E-W. La penultima fila, costituita dalle paline dal numero 20 al 25, ha direzione NW-SE. I numeri dal 26 al 30 hanno direzione SSW-NNE.

Invece le ultime quattro paline costituiscono i vertici di un rettangolo centrale dai quali partono le file. Lo spessore del manto nevoso è stato calcolato misurando la porzione delle paline che emergeva dalla neve. Durante il periodo compreso tra fine ottobre 2005 e giugno 2006 sono state eseguite otto misurazioni nelle seguenti date: 29/10/05, 19/11/05, 13/12/05, 7/1/06, 5/2/06, 31/3/06, 14/4/06, 25/6/06. Gli intervalli tra un rilevamento e l'altro sono stati scelti in modo da avere una misura ogni mese per poterne valutare successivamente l'andamento complessivo. Nel mese di maggio non è stato possibile eseguire il rilievo a causa della chiusura delle funivie e della presenza della neve ancora alta che ha impedito di raggiungere a piedi il sito.

5.5 Densità della neve

L'influenza della copertura nevosa sul regime termico del suolo dipende dallo spessore, dalla densità e dalla durata della neve (Brown, 1965; 1973; Smith, 1975).

La neve ha in genere una bassa conducibilità termica (K) che è direttamente proporzionale alla sua densità (d) secondo la formula:

$$K = 2.9 \cdot 10^{-6} \cdot d^2$$

Unitamente allo spessore del manto nevoso in corrispondenza di ciascuna palina, è stata rilevata la densità della neve. Per fare questo sono stati utilizzati un cilindro, di volume noto (V), privo delle due basi, una bilancia della precisione di 0,01 g e una pala.

È stato scavato un buco nella neve in modo da avere una sezione fresca nella quale poter inserire, perpendicolarmente ad essa, il cilindro che così si riempie di neve.

Il cilindro, facendo molta attenzione nell'evitare la perdita di neve contenuta in esso, è stato estratto dalla sezione e immediatamente pesato (P).

A questo punto è stato possibile calcolare il valore della densità (d) secondo la formula:

$$d = P / V \text{ (g/cm}^3\text{)}$$

I prelievi della neve sono sempre stati effettuati nei medesimi siti, precisamente in corrispondenza delle paline numero 8, 15 e 28 in modo da poter confrontare come variano i tre valori dei campioni presi in luoghi differenti del sito.

5.6 Bottom Temperature of the winter Snow cover (BTS)

La metodologia della misurazione della temperatura alla base del manto nevoso, nota come BTS, è stata introdotta negli anni settanta da ricercatori svizzeri (Haeberli, 1973). Tale metodologia si basa sulle proprietà termoisolanti del manto nevoso.

Infatti, quando quest'ultimo è sufficientemente omogeneo, con spessore superiore a 80 cm, impedisce qualsiasi scambio di calore tra l'atmosfera e il suolo sottostante. In queste condizioni la temperatura di base del manto nevoso riflette solamente le condizioni termiche del suolo stesso e quindi sarà indice del flusso di calore del suolo.

In condizioni normali la temperatura così registrata al termine della stagione invernale, prima della fusione estiva, è in genere prossima alla temperatura di fusione. Se invece si registrano temperature chiaramente al di sotto dello zero si è in presenza di un'anomalia termica prossima alla superficie, la quale può essere determinata dalla presenza di permafrost.

In letteratura si considerano rappresentativi della presenza di permafrost valori inferiori a -3°C , mentre valori compresi tra -3 e -2°C indicano solamente la possibilità di tale presenza (Haeberli, 1973; Guglielmin e Tellini, 1993, 1994).

Le condizioni importanti per la realizzazione delle misure del BTS sono: l'esistenza di una copertura nevosa sufficientemente spessa e la scelta di un momento adeguato per la misura.

Infatti in autunno, quando la copertura di neve non è ancora ben sviluppata, è ancora possibile una circolazione d'aria tra la copertura rocciosa dello strato attivo e quindi gli scambi di calore attraverso la sottile copertura di neve sono ancora possibili.



Alla fine dell'inverno, invece, la percolazione di acqua di scioglimento perturba l'equilibrio del BTS.

Nei mesi di febbraio, marzo e all'inizio di aprile, la copertura nevosa è generalmente ben sviluppata e lo scioglimento non è ancora iniziato. Durante questo periodo il BTS rimane costante e può essere usato per identificare il permafrost.

Il 31 marzo 2006 sono state eseguite le misure di BTS nell'area di studio, in corrispondenza delle sole paline che presentavano uno spessore della neve superiore a 80cm, al fine di individuare la presenza del permafrost.

Il metodo non richiede apparecchiature complesse, è di facile applicazione e ha costi contenuti.

Per la rilevazione della temperatura della superficie del suolo alla base del manto nevoso è stato utilizzato un termometro digitale Digitek con sonda Pt 100, con una precisione di 0,1°C. Questa sonda è stata montata all'interno di una serie di aste di acciaio inox, terminanti con punta conica, all'interno della quale è posta la sonda Pt 100 attraverso un particolare sistema di ancoraggio (Guglielmin, Notarpietro, 1997). In aggiunta a questa sonda, ci si è attrezzati con una sonda analoga in ferro, della lunghezza di 3m, con punta conica piena, per attraversare gli strati di neve troppo compattati o gelati, al fine di non danneggiare il termosensore.

Per ciascun punto di rilevazione è stato misurato lo spessore del manto nevoso che deve essere maggiore o uguale a 80 cm nell'intorno di almeno 10 metri.

Le misure BTS hanno permesso di individuare nell'area di studio le zone a permafrost presente, possibile e assente.

5.7 Studi climatici

Per ottenere una corretta distribuzione spaziale sotto differenti condizioni climatiche servono maggiori conoscenze sui processi di scambi energetici all'interfaccia atmosfera/litosfera. Tali necessità sono alquanto complicate da soddisfare in quanto vi sono molti parametri intercorrelati fra loro nel determinare la temperatura del suolo, quali profondità, durata e consistenza della neve al suolo, oltre alla temperatura dell'aria. La temperatura dell'aria e quindi le precipitazioni nevose sono funzione del clima della zona e tali parametri possono variare notevolmente nello spazio.

In base a ricerche fatte sulle montagne europee (Haeberli et al, 1993), la distribuzione del permafrost è funzione della TMAA e delle precipitazioni. King (1986) ha dimostrato anche, tramite un diagramma schematico, il collegamento fra clima e il limite più basso del permafrost montano e glaciazione. Essi indicano che l'ammontare totale delle precipitazioni annuali giocano un importante ruolo nel determinare le zone a permafrost montano. In generale, il range altitudinale delle zone a permafrost montano diminuisce all'aumentare delle precipitazioni annuali.

Inoltre lo spessore e la durata della copertura nevosa agiscono sui processi periglaciali che determinano suoli poligonali e lobi di soliflusso.

Sono stati utilizzati dati climatici forniti dalla Cervino S.p.A. delle stazioni meteorologiche di Cime Bianche e Plateau Rosà per quanto riguarda la temperatura dell'aria dell'anno 2006, mentre per la neve sono stati utilizzati anche quelli di Plan Maison riferendosi anche ai mesi di ottobre, novembre e dicembre del 2005.

Questi dati hanno permesso di ottenere la temperatura media annua dell'aria per fascia altitudinale e di ricavare lo spessore medio annuo del manto nevoso. Inoltre nel periodo invernale, tramite assunzione per semplificazione che uno spessore di 80 cm (Guglielmin e Vannuzzi, 1995) di neve mantiene la temperatura del sottostante suolo coperto prossima allo 0 °C come conseguenza del calore latente di fusione della neve, è stato rilevato il regime termico del suolo. È stato determinato il relativo gradiente termico altitudinale per verificare come variano le condizioni climatiche tra la stazione di Cime Bianche, quella di Plateau Rosà e il sito di studio posto tra le due.

RISULTATI E DISCUSSIONE

6. RISULTATI

6.1 Risultati rilevamento geomorfologico

Nell'area di studio sono state rilevate 138 forme di cui: 44 suoli poligonali, 92 lobi di geliflusso e 2 terrazzette. Esse sono distribuite in una fascia altitudinale compresa tra i 3065m e 3122m. Il rilievo sul campo delle coordinate ha permesso di rappresentarle in carta che è mostrata nelle pagine successive.

Tutte le forme presentano un centro in materiale fine costituito da una prevalenza di matrice sabbia-limoso con ghiaia, che si distingue dal bordo, e dalla scarpata presente nei lobi e nelle terrazzette, formato da blocchi e ciottoli angolari e sub-angolari.

Di ciascuna forma sono stati misurati parametri rappresentati nella figura sottostante.

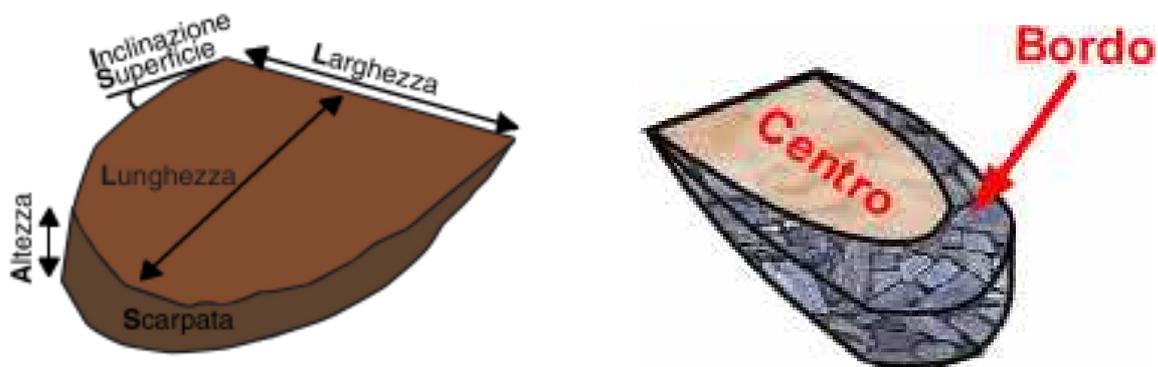


Fig.1 Parametri che definiscono la geometria di un lobo. I suoli differiscono solo per l'assenza della scarpata

Suoli e lobi mostrano una buona variabilità dimensionale. Infatti si hanno sia forme piccole di circa 60 cm di lunghezza e larghezza, sia grandi che raggiungono i 250-300 cm fino addirittura i 490cm di alcuni lobi. Le due terrazzette sono di dimensioni notevoli: lunghezza media di 180cm e larghezza media di 498 cm; anche la larghezza del loro bordo è superiore a quella dei suoli e dei lobi.

Il rapporto tra lunghezza e larghezza ha permesso di verificare che l'attribuzione di ogni singola forma alle tre tipologie morfologiche avvenuta sul campo fosse stata eseguita correttamente. Infatti, dalla letteratura si apprende che $lunghezza/larghezza > 1$ identifica i lobi, mentre $lunghezza/larghezza < 1$ identifica i suoli poligonali. (Wahrhaftig e Cox, 1959).

Dal confronto tra la larghezza del bordo e quella del centro risulta che quest'ultimo è la parte preponderante che costituisce tutte e tre le tipologie di forme.

L'inclinazione della superficie delle terrazzette è la minore, seguita da quella dei suoli e infine da quella dei lobi.

L'altezza e l'inclinazione della scarpata di questi ultimi sono minori di quelle delle terrazzette.

La composizione del bordo risulta la stessa per tutte le tipologie di forme: esso è costituito da una percentuale preponderante di blocchi angolari, seguita da ciottoli sub-angolari. Sono presenti solamente modeste quantità di ghiaia.

La matrice sabbio-limoso è invece la componente principale del centro. In ordine decrescente ghiaia e ciottoli sub-angolari ne completano la composizione in lobi e terrazzette. Nei suoli invece il quantitativo in ciottoli sub-angolari risulta lievemente superiore di quello in ghiaia.

La copertura vegetazionale risulta modesta. E' stato possibile individuare solo tre strati vegetazionali: erbaceo, muscinale ed arbustivo. Quest'ultimo risulta quasi assente sia nel bordo che nel centro. E' presente in poche forme raggiungendo al massimo un grado di copertura della superficie pari al 5%.

Lo strato erbaceo predomina su quello muscinale nei suoli e lobi; le terrazzette invece presentano la situazione opposta.

	SUOLI		LOBI		TERRAZZETTE	
	n°forme	44	n°forme	92	n°forme	2
	media	range	media	range	media	range
lunghezza (cm)	156.6	69-337	227.6	60-497	180.5	137-224
larghezza (cm)	146	65-258	131.9	68-402	298	194-402
larghezza bordo (cm)	22.4	5-97	17.6	5-80	31.25	18-46
larghezza centro (cm)	110.3	20-202	189	46-449	118	73-163
lunghezza/larghezza (cm)	0.88	0,70-0,97	1.78	1,05-4,43	0.63	0,55-0,71
inclinazione superficie (°)	5.7	1-12	9.44	1-20	5	2-8
altezza scarpata (cm)	0	0	20.4	0-73	34	16-52
inclinazione scarpata (°)	0	0	25.1	3-66	31.5	14-49
composizione bordo						
blocchi ang (%)	64	10-90	63	0-90	77.5	70-85
ciottoli subang (%)	35.9	10-90	35.4	10-90	22.5	15-30
ghiaia (%)	0	0	1.6	0-30	0	0
composizione centro						
matrice s.l. (%)	53	40-85	55.1	30-80	35	10-60
ghiaia (%)	23.9	5-75	24.4	10-90	40	25-55
ciottoli e blocchi (%)	25	0-85	20.2	0-80	25	15-35
vegetazione bordo						
strato erbaceo (%)	3.4	0-15	3	0-10	10	5-15
strato muscinale (%)	0.9	0-5	0.8	0-10	2.5	0-5
strato arbustivo (%)	0	0	0.05	0-5	0	0
vegetazione centro						
strato erbaceo (%)	9.7	0-30	7.4	0-20	10	5-15
strato muscinale (%)	6.7	0-30	3.8	0-30	15	10-20
strato arbustivo (%)	0	0	0.05	0-5	0	0

Fig 2 Tabella mostrante i valori dei parametri rilevati per suoli poligonali, lobi e terrazzette

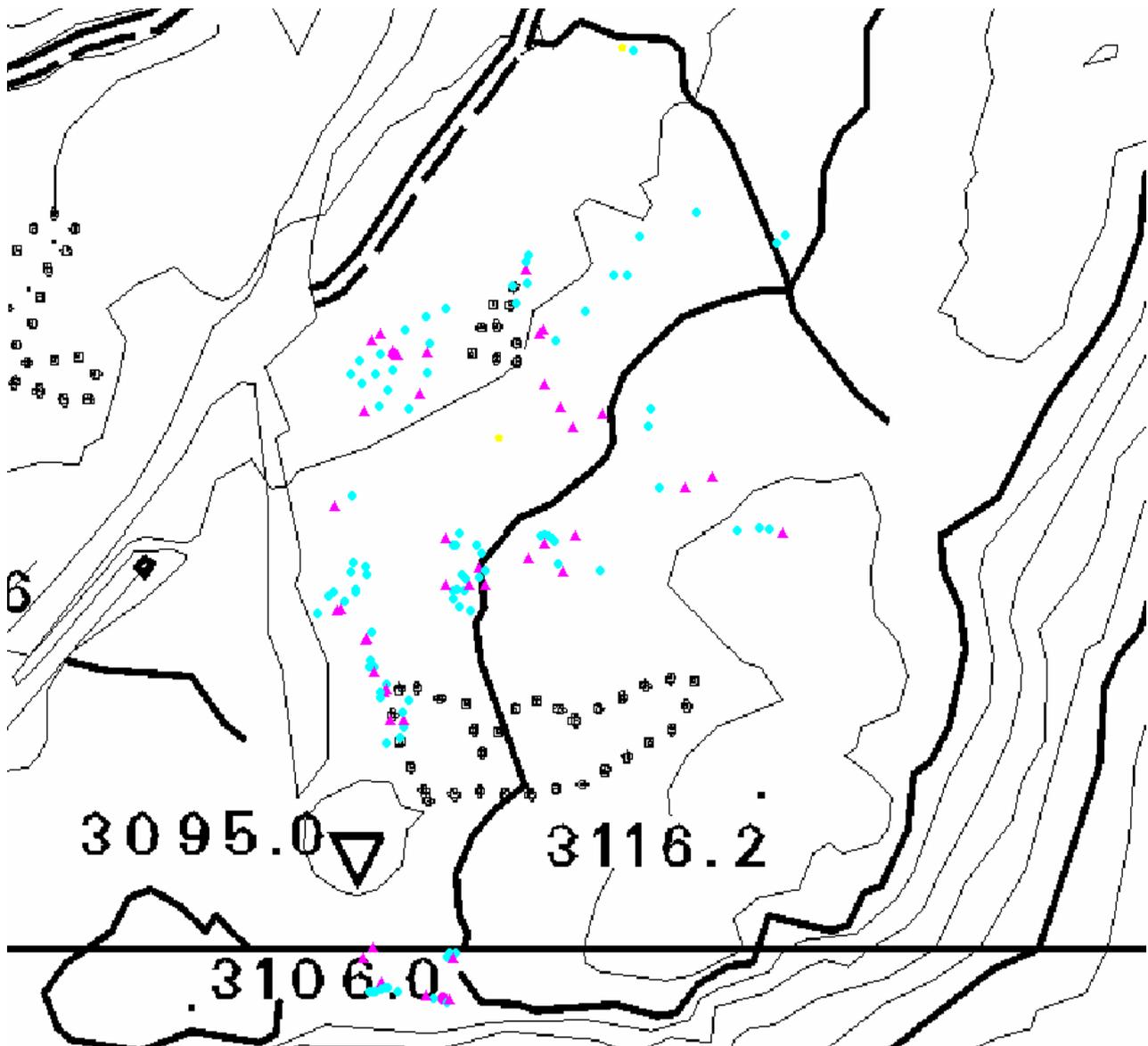
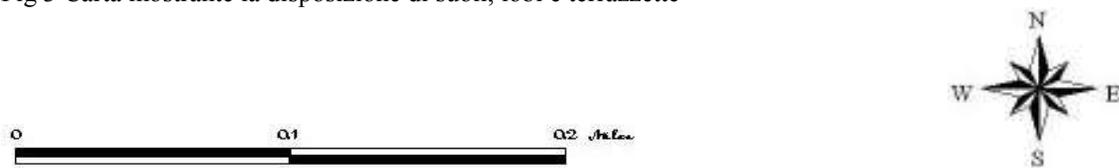


Fig 3 Carta mostrante la disposizione di suoli, lobi e terrazzette



- Suoli poligonali
- ▲ Lobi di geliflusso
- ◆ Terrazzette

La ricerca di correlazioni esistenti tra i vari parametri misurati ha portato a scarsi risultati

Per correlazione si intende la relazione esistente tra due variabili casuali tale che a ciascun valore della prima variabile corrisponde con una certa regolarità un valore della seconda.

Il coefficiente di correlazione r indica quanto bene i punti si avvicinano ad una retta e deve essere compreso tra i valori -1 e 1 . Tanto più r si avvicina a questi valori, tanto più la correlazione è forte; $r = 0$ indica poca o nessuna correlazione.

E' possibile inoltre distinguere tra correlazione negativa e positiva. La prima si ha tanto più si è vicini a $r = -1$: al crescere dei valori di un parametro, l'altro decresce ; con r sempre più vicino a 1 si ha invece la seconda tipologia: al crescere dei valori di un parametro, cresce anche l'altro.

Tra le correlazioni esaminate ne è risultata solamente una esistente nei suoli ed è quella tra lunghezza totale e larghezza ($r = 0,73$).

Le correlazioni tra gli altri parametri hanno valori di r molto vicini a zero e quindi non vi è nessun'altra relazione.

SUOLI		
	r	correlazione
lunghezza totale-larghezza	0.730634	si
lunghezza totale-h scarpata	-0.01171	no
larghezza totale-h scarpata	0.09386	no
inclinazione superf-bordo1	-0.46045	no
inclinazione superf-centro	-0.07796	no
inclinazione superf -bordo2	-0.1982	no
inclinazione superf-lunghezza/larghezza	-0.42903	no
matrice s.l. centro-strato erbaceo centro	0.121618	no
matrice s.l. centro- strato muscinale centro	0.280152	no
ghiaia centro-strato erbaceo centro	-0.23108	no
ghiaia centro-strato muscinale centro	-0.1133	no
ciottoli e blocchi centro-strato erbaceo centro	0.024672	no
ciottoli e blocchi centro-stratomuscinale centro	-0.22395	no
blocchi angolari bordo-strato erbaceo bordo	0.194872	no
blocchi angolari bordo-strato muscinale bordo	0.276975	no
ciottoli subangolari bordo-strato erbaceo bordo	-0.19487	no
ciottoli subangolari bordo-strato muscinale bordo	-0.27697	no

Fig 4 Tabella delle correlazioni tra i parametri dei suoli poligonali

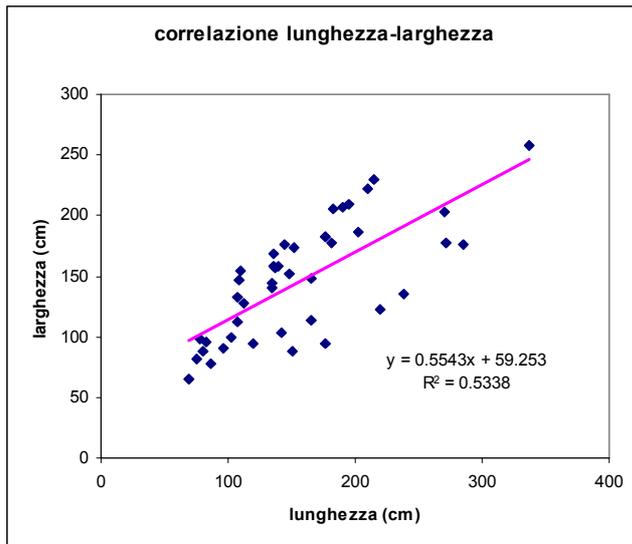


Fig 5 Grafico mostrante l'unica correlazione esistente nei suoli poligonali

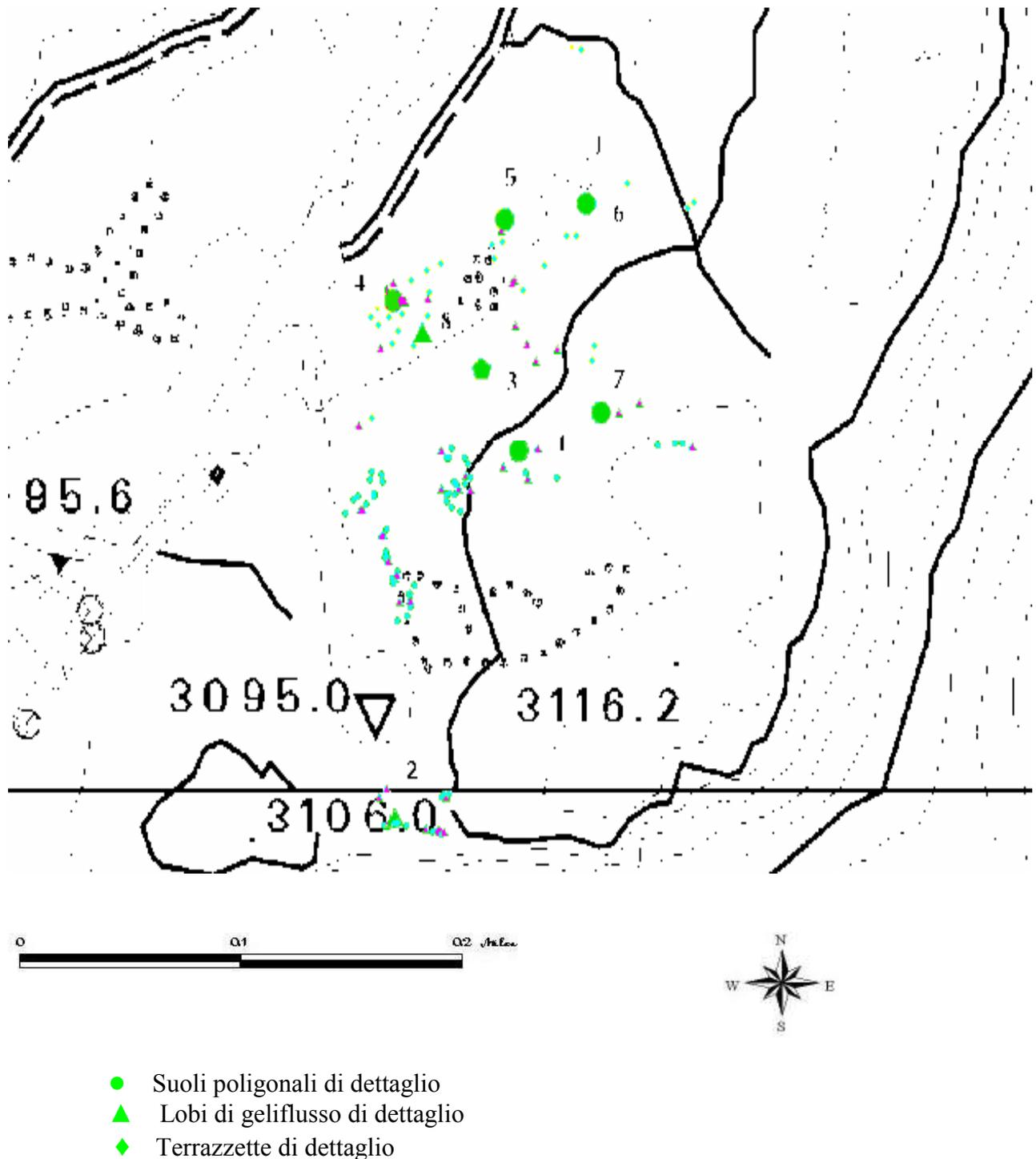
LOBI		
	r	correlazione
lunghezza tot-larghezza	0.41318	no
lunghezza tot-h scarpata	0.175065	no
larghezza tot-h scarpata	0.213402	no
inclinazione scarpata-h scarpata	0.576693	no
inclinazione superf-h scarpata	-0.36174	no
inclinazione superf-bordo1	-0.22398	no
inclinazione superf-centro	0.11699	no
inclinazione superf -bordo2	-0.25943	no
inclinazione superf-inclinazione scarpata	-0.03484	no
inclinazione superf-lunghezza/larghezza	-0.02983	no
h scarpata- lunghezza-larghezza	0.01402	no
matrice s.l. centro-strato erbaceo centro	-0.18051	no
matrice s.l. centro- strato muscinale centro	0.129016	no
matrice s.l. centro- stratoarbustivo centro	0.029647	no
ghiaia centro-strato erbaceo centro	-0.04335	no
ghiaia centro-strato muscinale centro	-0.14583	no
ghiaia centro-strato arbustivo centro	-0.06965	no
ciottoli e blocchi centro-strato erbaceo centro	0.261111	no
ciottoli e blocchi centro-strato muscinale centro	-0.00858	no
ciottoli e blocchi centro-strato arbustivo centro	0.036718	no
blocchi angolari bordo-strato erbaceo bordo	0.094177	no
blocchi angolari bordo-strato muscinale bordo	0.124274	no
blocchi angolari bordo-strato arbustivo bordo	0.069517	no
ciottoli subangolari bordo-strato erbaceo bordo	-0.04375	no
ciottoli subangolari bordo-strato muscinale bordo	-0.11567	no
ciottoli subangolari bordo-strato arbustivo bordo	-0.0725	no
ghiaia bordo-strato erbaceo bordo	-0.2107	no
ghiaia bordo-strato muscinale bordo	-0.08895	no
ghiaia bordo-strato arbustivo bordo	-0.02431	no

Fig 6. Tabella delle correlazioni tra i parametri dei lobi di geliflusso

6.2 Risultati analisi di dettaglio

L'analisi di dettaglio è stata eseguita su otto forme di cui una terrazzetta, due suoli poligonali e cinque lobi di geliflusso.

La loro ubicazione è mostrata nella carta sottostante.



I risultati dell'analisi di dettaglio riguardano la composizione granulometrica, il contenuto in acqua e quello in sostanza organica. Al fine di comprendere appieno la composizione delle forme e il comportamento di ogni parametro, i risultati vengono proposti col seguente ordine:

- 1) descrizione del contenuto dei parametri nelle forme analizzate, riportando sia i valori di ogni unità litologica identificata, sia i valori medi in ogni forma.
- 2) descrizione del comportamento dei parametri nel suolo analizzando la loro variazione dalla superficie al fondo dello scavo.
- 3) descrizione delle relazioni tra il materiale fine contenuto mediamente in ogni forma e inclinazione del versante.

In appendice A sono riportate delle schede con la descrizione approfondita dell'analisi di dettaglio per ciascuna forma studiata.

I campioni prelevati sono tre in tutte le forme eccetto per i lobi 1, 6 e il suolo 2 in cui sono quattro. Le unità A e B si riferiscono generalmente ai campioni prelevati nel centro della forma; l'unità C è stata prelevata nel bordo delle forme, mentre l'unità D, presente solo in tre forme, si riferisce a campioni prelevati alla base della scarpata. Differente è il suolo 2 in quanto nella parte centrale sono presenti tre unità differenti chiamate A, B, C. L'unità D rappresenta il campione prelevato nel bordo.

Tutte le unità di tutte le forme analizzate sono costituite dalle stesse frazioni granulometriche: fine, sabbia e ghiaia. In tutti i campioni la componente presente in quantità maggiore è quella della sabbia, seguita dalla ghiaia e dal fine.

Le unità A contengono quantitativi di sabbia compresi tra 57,3% e 78,6%, di ghiaia tra 14,02% e 35,3%, di fine tra 5,02% e 19,5%. Il suolo 2 è quello che presenta il valore più basso di sabbia e quello più alto in ghiaia.

Nelle unità B la sabbia è compresa tra 57,6% e 84,6%, la ghiaia tra 12,8% e 39,07%, il fine tra 2,5% e 10,3%. Anche in questa unità il suolo 2 ha i valori maggiori di ghiaia e minori di sabbia.

Le unità C hanno sabbia tra 62,12% e 81,12%, ghiaia tra 16,08% e 25,6%, fine tra 0,64%, valore più basso in assoluto, e il 10,78%.

Nelle unità D la sabbia è tra 50,53% e 67,42%, la ghiaia tra 26,6% e 45,9%, il fine tra 2,46% e 5,94%

COMPOSIZIONE GRANULOMETRICA										
UNITA	COMPOSIZ.	LOBO 1	SUOLO 2	TERRAZZ. 3	LOBO 4	LOBO 5	LOBO 6	LOBO 7	SUOLO 8	MEDIA
	fine (%)	8.96	7.3	5.2	7.62	9.44	6.58	19.52	14.16	9.84
A	sabbia (%)	72.4	57.38	75.14	65.46	72.3	78.64	61.42	71.82	69.32
	ghiaia (%)	18.64	35.32	19.65	26.92	18.26	14.78	19.06	14.02	20.83
	fine (%)	6.92	2.64	2.54	4.74	3.68	3.76	10.32	6.78	5.17
B	sabbia (%)	66.36	57.66	84.64	65.44	66.6	73.6	59	58.74	66.5
	ghiaia (%)	26.72	39.07	12.84	29.82	29.72	22.64	30.68	34.48	28.24
	fine (%)	7.16	9.78	0.64	3.94	7.06	6.02	10.78	9.94	6.91
C	sabbia (%)	69.86	65.22	81.12	76.96	76.86	74.24	62.12	64.4	71.34
	ghiaia (%)	22.98	25	18.24	19.82	16.08	19.74	27.1	25.66	21.82
	fine (%)	5.94	2.46				3.55			3.98
D	sabbia (%)	67.42	62.44				50.53			60.13
	ghiaia (%)	26.64	35.1				45.9			35.88

Il valore medio massimo di sabbia si ha nell'unità C, seguito da quello delle unità A, B e infine D. La ghiaia risulta mediamente maggiore nell'unità D, diminuendo progressivamente nelle unità B e C e raggiungendo il valore più basso nell'unità A.

Quest'ultima invece ha i valori medi maggiori della frazione fine. Essi decrescono poi nell'unità C, B e D. Questi valori si possono tutti considerare bassi rispetto a quelli presenti in letteratura (Goldthwait, 1976). Infatti per avere suoli strutturati selezionati la frazione fine deve essere maggiore del 10%. Secondo tale criterio, solamente in tutte le unità del lobo 7 e solo nell'unità A del suolo 8 si hanno quantità sufficienti di frazione fine.

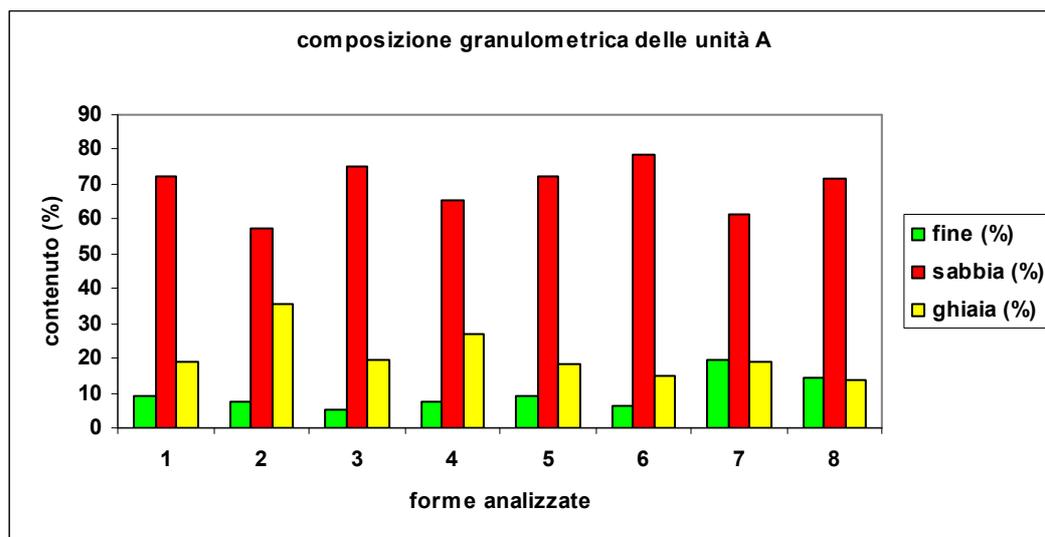


Fig. 1 Composizione granulometrica delle unità A

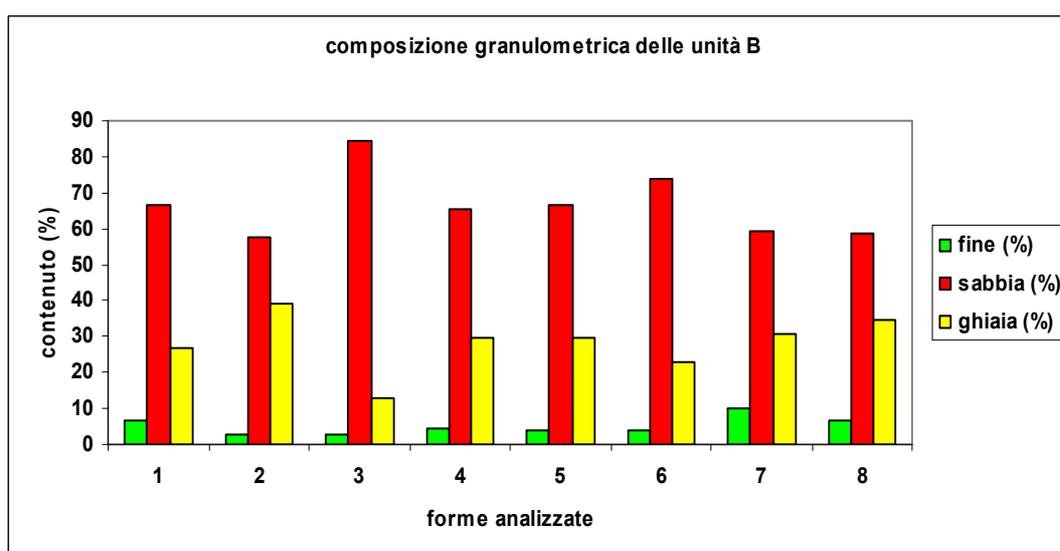


Fig. 2 Composizione granulometrica delle unità B

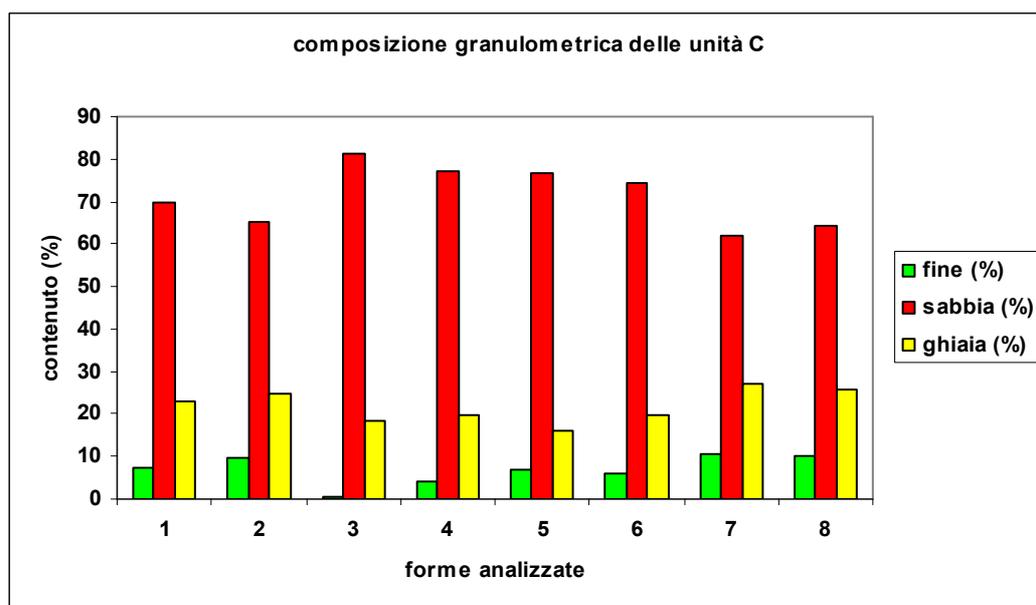


Fig. 3 Composizione granulometrica delle unità C

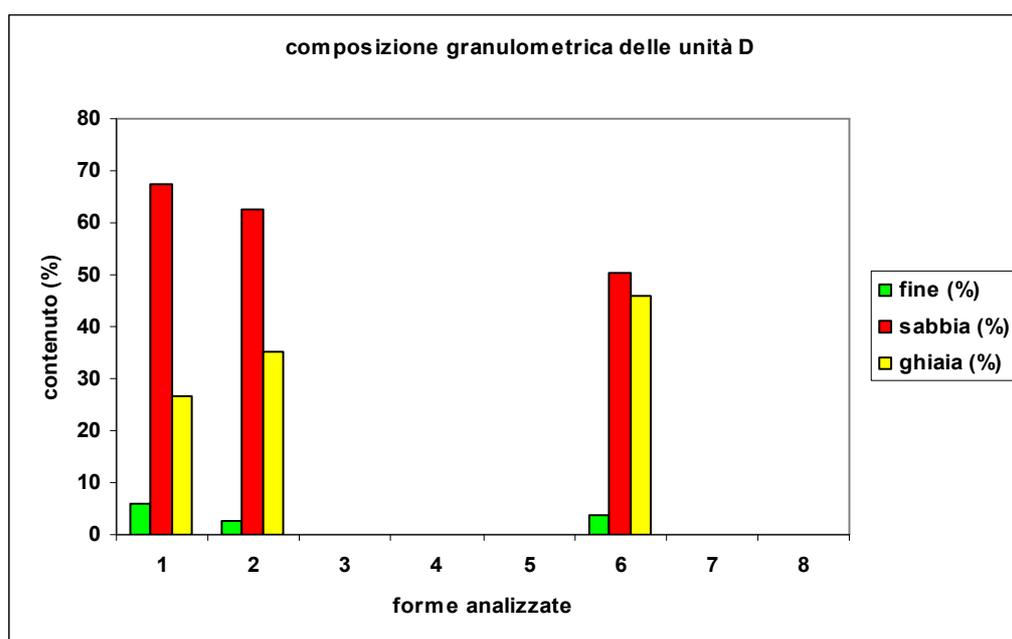


Fig. 4 Composizione granulometrica delle unità D

La disponibilità d'acqua nel suolo svolge un ruolo fondamentale nei processi di frost heave, frost creep, solifluzione e gelifluzione. Il contenuto in acqua nelle unità A ha valori compresi tra 0.044%, valore più basso in assoluto, e 7.31%. Le unità B presentano valori tra 0.13% e 17.3%; quelli delle unità C sono tra 0.16% e 7.89%.

Nell'unità D il valore minimo si ha nel lobo 1 con 0.58% e il massimo si ha nel suolo 2 con 1.85%. Osservando i valori medi di ogni unità, emerge che il contenuto massimo in acqua si ha nell'unità A, seguito successivamente da quelli delle unità B,C e infine D.

I valori medi ottenuti nelle prime tre unità si possono considerare elevati, mentre quello dell'unità D è molto basso. Infatti in letteratura, valori al di sotto del 2% sono ritenuti bassi, uguali al 5% sono alti e 8-10% molto alti (Matsuoka, Moriwaki, Hirakawa, 1988; Matsuoka, Moriwaki, 1992). Sempre secondo questo criterio, si nota che nelle unità A, B, C il contenuto d'acqua varia da valori molto bassi, soprattutto nel lobo 1, a valori molto alti. L'unità D invece rientra solo nell'intervallo basso.

CONTENUTO ACQUA									
UNITA'	LOBO 1	SUOLO 2	TERRAZZ. 3	LOBO 4	LOBO 5	LOBO 6	LOBO 7	SUOLO 8	MEDIA
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
A	0.044	0.538	7.31	7.31	4.4	4.67	5.39	6.58	4.53
B	0.418	2.26	4.27	17.3	0.13	4.3	3.17	3.56	4.42
C	0.161	5.06	6.79	3.19	1.24	4.92	3.79	7.89	4.13
D	0.584	1.85				0.97			1.13

Fig. 5 Tabella mostrante il contenuto in acqua nelle unità delle forme analizzate

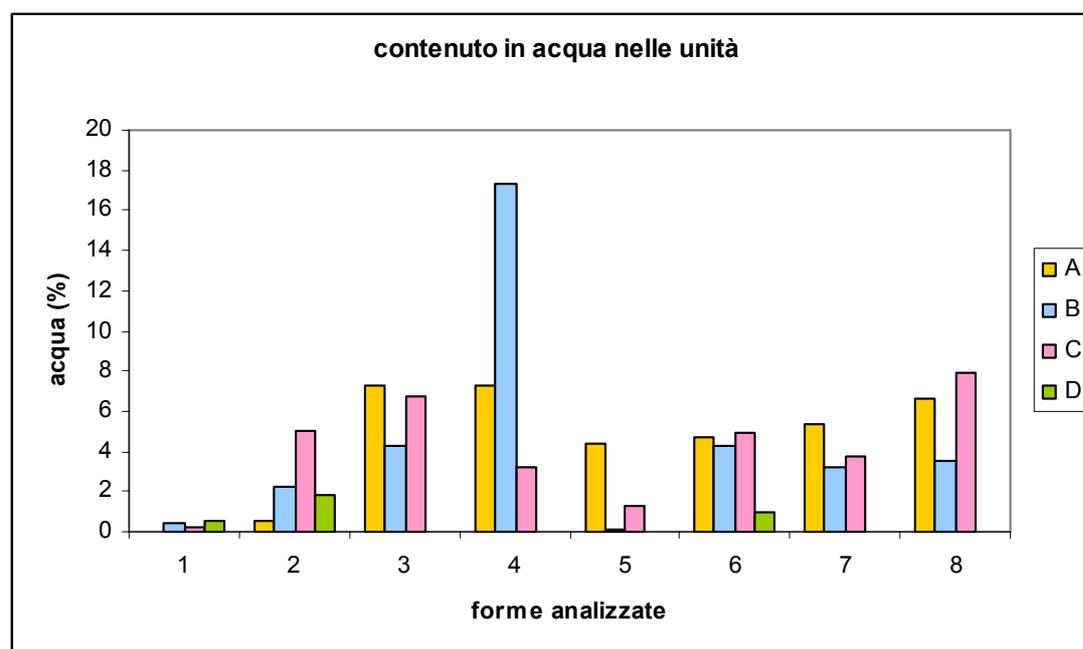


Fig. 6 Contenuto in acqua nelle unità

L'analisi della sostanza organica mostra un ampio intervallo dei risultati. Infatti essi variano tra la totale assenza e il 50%. Nelle unità A la sostanza organica è compresa tra 1.09% e 38.23%, nelle unità B tra 0% e 23.36%, nelle unità C tra 3.33% e 50%. Invece nelle unità D, i valori minimo e massimo sono rappresentati rispettivamente dal 2.11% del lobo 6 e dal 13.79% del lobo 1.

Il valore medio più alto in sostanza organica si ha nelle unità C, decrescendo progressivamente nelle unità A, D e B. Da notare è l'andamento nella terrazzetta. Essa infatti presenta sia il valore minimo in assoluto nell'unità B, sia quello massimo in assoluto nel bordo.

L'unità A del lobo 1, invece, ha un contenuto molto superiore rispetto sia a tutte le stesse delle altre forme, sia alle altre unità del lobo.

CONTENUTO SOSTANZA ORGANICA									
UNITA'	LOBO 1	SUOLO 2	TERRAZZ. 3	LOBO 4	LOBO 5	LOBO 6	LOBO 7	SUOLO 8	MEDIA
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
A	38.23	1.09	7.21	7.87	20.6	8.39	1.49	16.53	12.67
B	1.92	4.54	0	0.41	23.36	16.61	9.48	0.74	7.13
C	3.33	5.39	50	10.65	38	3.93	3.94	7.03	15.28
D	13.79	7.31				2.11			7.73

Fig. 7 Tabella mostrante il contenuto in sostanza organica nelle unità delle forme analizzate

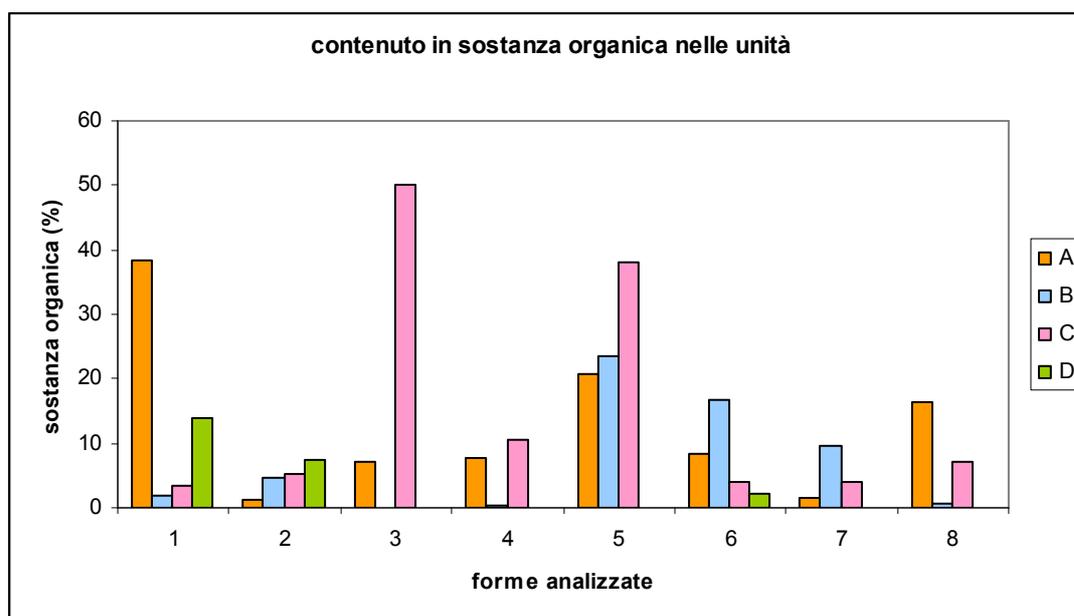


Fig. 8 Contenuto in sostanza organica nelle unità

Nella tabella sottostante sono riportati i valori medi totali di ogni parametro in ciascuna forma. Essi sono riferiti alle sole unità facenti parte del centro e del bordo.

Solo nel lobo 7 e nel suolo 8 la frazione fine risulta superiore al 10% , limite necessario per avere suoli strutturati selezionati (Goldthwait, 1976). Nelle restanti forme la percentuale trovata è inferiore a tale soglia. In particolare nella terrazzetta il valore è molto basso. Un'altra osservazione è che la frazione fine media nei lobi è pari a 7.76%, valore lievemente inferiore a quello nei suoli che è 7.92%.

Il contenuto minore in sabbia si ha nel suolo 2, mentre la ghiaia lo è nella terrazzetta. Quest'ultima presenta una composizione granulometrica caratteristica in quanto ha i valori più bassi di fine e ghiaia e quello più alto di sabbia.

I valori dell'acqua mostrano una grande variabilità. Infatti, secondo i criteri presenti in letteratura (Matsuoka, Moriwaki, Hirakawa, 1988; Matsuoka, Moriwaki, 1992), nei lobi 1, 5 e nel suolo 2 il contenuto è molto basso, mentre nel lobo 4 è molto alto; nelle restanti forme la percentuale d'acqua è alta. L'andamento così variabile del contenuto d'acqua è influenzato dalle condizioni meteorologiche dei giorni antecedenti i prelievi di campioni. I dati climatici mostrano che sono avvenute piogge (evidenziato in giallo nella tabella) nei giorni precedenti l'analisi delle forme 1 e 4. L'elevato valore del lobo 4 rispetto alle altre forme, può essere quindi dovuto alle precipitazioni avvenute. Particolare è il valore del lobo 1 che, pur essendo stato soggetto a pioggia, presenta il valore più basso tra tutti gli altri. Probabilmente il campione non è stato sigillato bene sul campo e questo ha comportato nel tempo una notevole perdita d'acqua.

La sostanza organica presenta valori molto variabili tra loro che possono essere considerati elevati in tutte le forme. Infatti, considerando l'elevata quota del Colle Nord e le condizioni climatiche difficili, già il 4.5% è un valore alto.

La sostanza organica è mediamente maggiore nei lobi rispetto ai suoli: in particolare il lobo 5 è la forma col contenuto maggiore, mentre il suolo 2 è quella col contenuto minore.

CONTENUTO MEDIO DEI PARAMETRI					
FORMA	FINE	SABBIA	GHIAIA	ACQUA	SOST.ORG.
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
LOBO 1	7.68	69.54	22.78	0.21	14.49
SUOLO 2	5.55	60.67	33.62	2.47	4.58
TERRAZZ.3	2.78	80.3	16.91	6.12	19.07
LOBO 4	5.43	69.28	25.52	9.26	18.93
LOBO 5	6.72	71.92	21.35	1.92	27.32
LOBO 6	5.45	75.4	19.05	4.63	9.64
LOBO 7	13.54	60.84	25.61	4.11	4.97
SUOLO 8	10.29	64.98	24.72	6.01	8.1
media lobi	7.76	69.39	22.86	4.01	15.07
media suoli	7.92	62.82	29.17	4.24	6.34

Fig. 9 Tabella mostrante i valori medi totali nelle forme analizzate. In giallo sono evidenziati i valori d'acqua influenzati da piogge avvenute nel giorno precedente.

Confrontando i risultati ottenuti dei lobi e dei suoli, si nota che i primi presentano valori mediamente inferiori di frazione fine, ghiaia e acqua. Nel complesso, per entrambe le tipologie di forme, la frazione fine è bassa, mentre quella corrispondente all'acqua si può considerare alta.

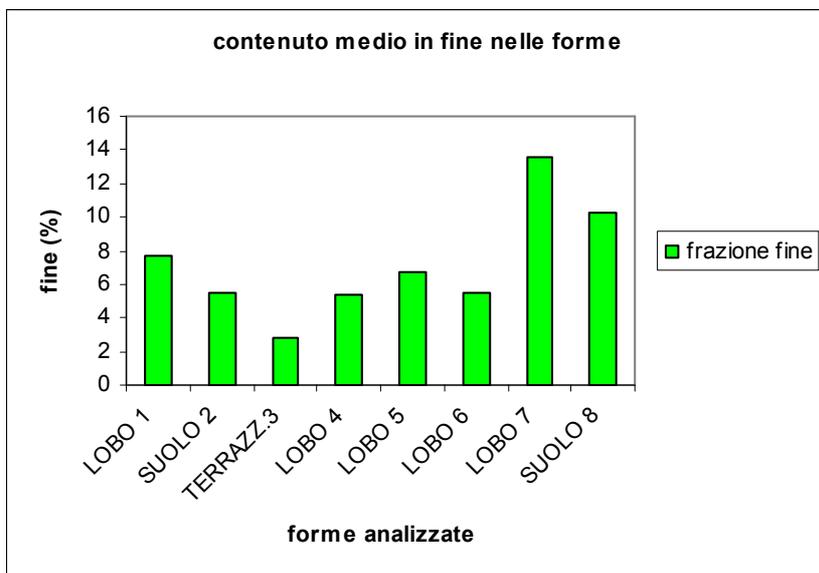


Fig. 10 Andamento della frazione fine media nelle forme

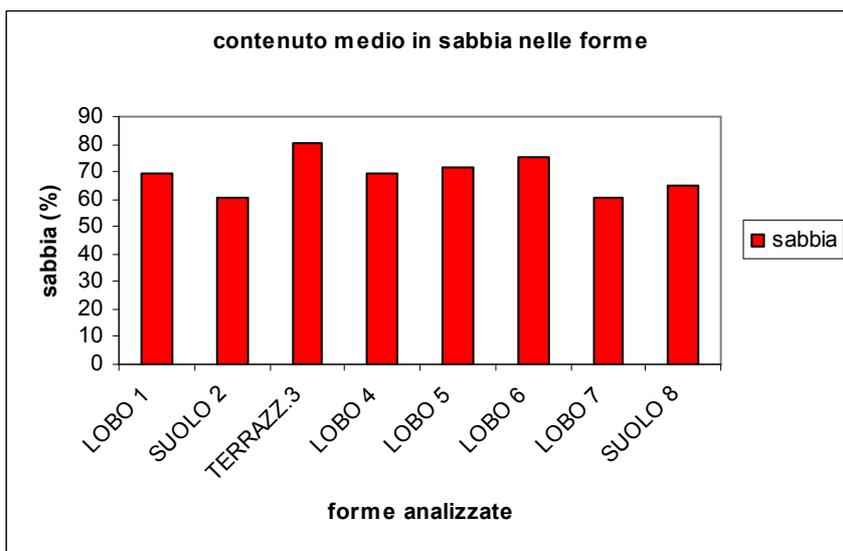


Fig. 11 Andamento della frazione sabbia media nelle forme

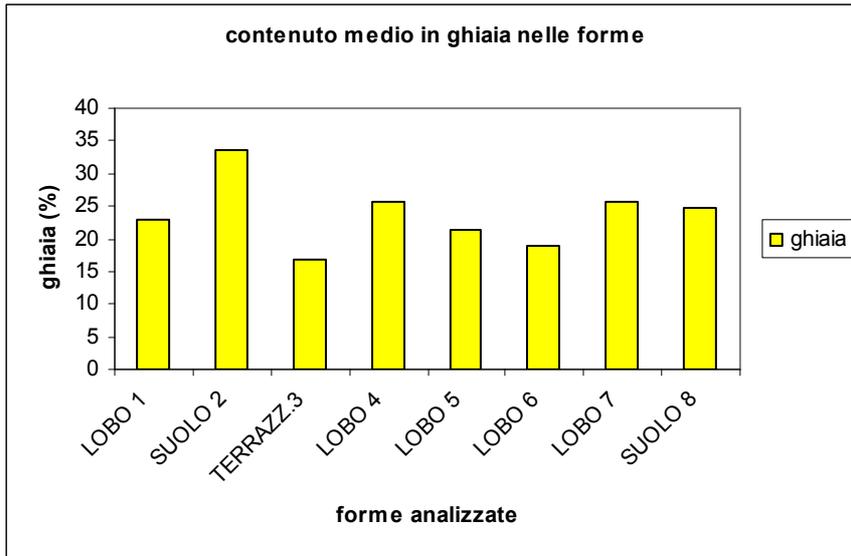


Fig. 12 Andamento della frazione ghiaia media nelle forme

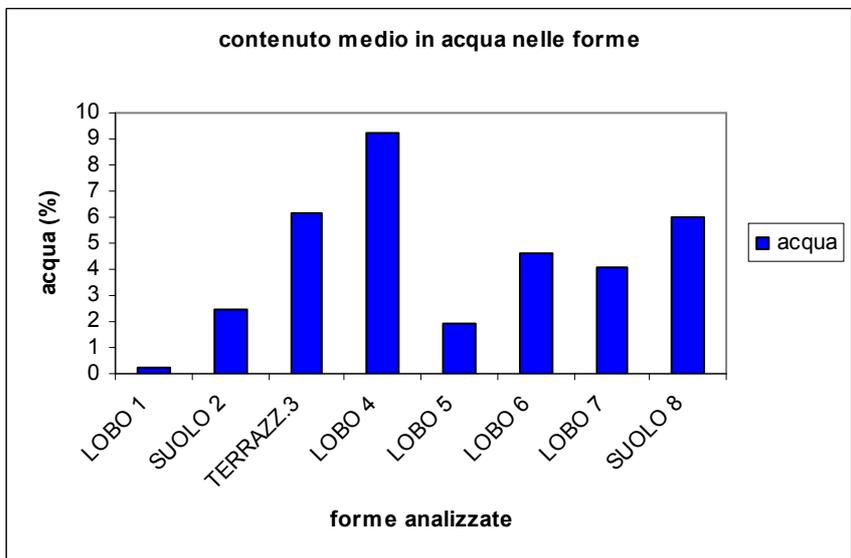


Fig. 13 Andamento dell'acqua media nelle forme analizzate

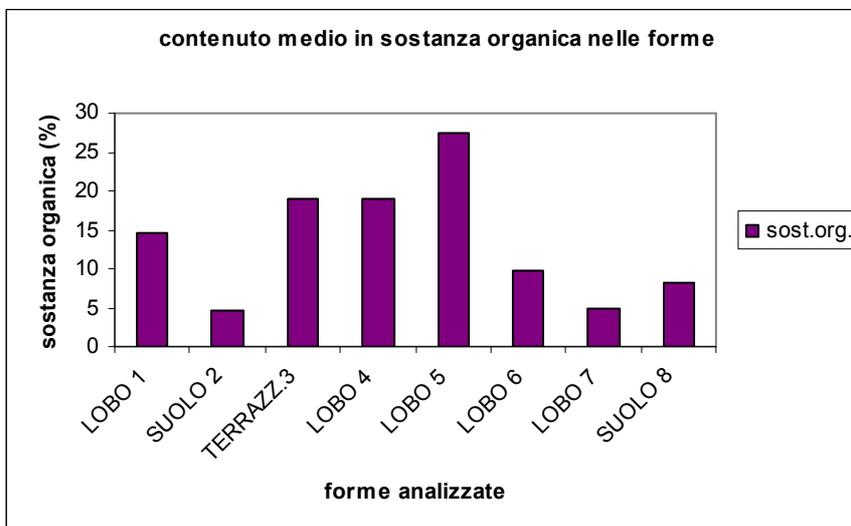


Fig. 14 Andamento della sostanza organica media nelle forme analizzate

I criosuoli presentano caratteri tessiturali tipici. E' stato notato un elevato contenuto in fine e una selezione granulometrica verticale , con un incremento della frazione sabbiosa verso l'alto e di quella fine verso il basso (Regairaz, 1992). Il primo fenomeno è stato attribuito al processo di alterazione criogenia del substrato che porta alla formazione soprattutto di fine; il secondo invece è principalmente dovuto al processo di frost heave che spinge la frazione sabbiosa verso l'alto. E' quindi interessante osservare il comportamento dei parametri dalla superficie al fondo dello scavo. Sono stati perciò considerati i valori riguardanti le unità prelevate nel centro delle forme.

FORMA	CAMPIONE	PROFONDITA' PRELIEVO (cm)	FINE (%)	SABBIA (%)	GHIAIA (%)	ACQUA (%)	SOST.ORG. (%)
LOBO 1	UA	15	8.96	72.4	18.64	0.044	38.23
	UB	25	6.92	66.36	26.72	0.418	1.92
SUOLO 2	UA	10	7.39	57.38	35.32	0.538	1.09
	UB	20	2.64	57.66	39.07	2.26	4.54
	UC	30	9.78	65.22	25	5.06	5.39
TERRAZZ.3	UA	10	5.2	75.14	19.65	7.31	7.21
	UB	18	2.54	84.64	12.84	4.27	0
LOBO 4	UA	5	7.62	65.46	26.92	7.31	7.87
	UB	20	4.74	65.44	29.82	17.3	0.41
LOBO 5	UA	18	9.44	72.3	18.26	4.4	20.6
	UB	25	3.68	66.6	29.72	0.13	23.36
LOBO 6	UA	5	6.58	78.64	14.78	4.67	8.39
	UB	20	3.76	73.6	22.64	4.3	16.61
LOBO 7	UA	10	19.52	61.42	19.06	5.39	1.49
	UB	25	10.32	59	30.68	3.17	9.48
SUOLO 8	UA	5	14.16	71.82	14.02	6.58	16.53
	UB	15	6.78	58.74	34.48	3.56	0.74

Fig. 15 Tabella mostrante i valori dei parametri rispetto alla profondità

Con l'aumentare della profondità si osserva che le frazione fine diminuisce. Differente è il comportamento nel suolo 2 in cui si ha una diminuzione nei primi 20 cm e un successivo aumento verso il fondo dello scavo. Questi risultati differiscono dal comportamento generale secondo cui il fine aumenta verso il basso. Questo può essere dovuto alla mancanza di un intenso processo di alterazione criogenia del substrato.

Nella maggior parte dei casi, il contenuto in sabbia è maggiore verso la superficie delle forme. Questo è dovuto soprattutto al processo del frost heave che provoca il sollevamento di porzioni terreno verso l'alto durante il congelamento dello stesso. Il suolo 2 e la terrazzetta mostrano un comportamento diverso. Nel primo caso la sabbia è minore nell'unità più superficiale, aumenta nell'unità B e raggiunge infine il valore massimo nell'unità C che si trova alla profondità maggiore.

Nel secondo caso invece il quantitativo più elevato di sabbia è verso il basso: all'aumento della profondità corrisponde un incremento della frazione sabbiosa. In queste due forme probabilmente il criosolleamento non è il processo predominante.

La ghiaia aumenta verso il basso. Un andamento differente si ha, anche in questo caso, nel suolo 2 e nella terrazzetta; in quest'ultima la ghiaia è maggiore verso la superficie della forma. Nel suolo si ha un aumento della frazione nei primi 20 cm dopodichè essa diminuisce raggiungendo il valore più basso al fondo.

Il contenuto in acqua varia con la profondità in modo diverso nelle forme analizzate. L'andamento predominante è quello di avere i quantitativi maggiori nelle parte più superficiale delle forme. Questo può essere collegato ai maggiori contenuti in frazione fine che si hanno sempre superficialmente. Il fine infatti trattiene maggiormente l'acqua.

I lobi 1, 4 e il suolo 2 presentano invece la situazione opposta, pur avendo quantitativi di fine simili a quelli delle altre forme. Nei lobi questo può essere correlato all'elevato quantitativo di sostanza organica riscontrato nello strato superficiale rispetto a quello presente più in basso.

L'andamento della sostanza organica con la profondità è un indice della presenza o assenza di processi di crioturbazione. Se tale parametro è maggiore in profondità o è omogeneamente diffuso lungo tutto il profilo indica che è avvenuta una grossa crioturbazione; se esso è invece superiore verso la parte superficiale è indice di assenza di tali processi. Nella maggior parte delle forme studiate si hanno notevoli differenze nell'andamento della sostanza organica tra la parte più superficiale e il fondo

Nei lobi 1, 4, nella terrazzetta e nel suolo 8, la sostanza organica è maggiore verso la superficie. Le restanti forme presentano la situazione opposta. Si possono così individuare due famiglie di forme:

- la prima formata dalle forme 2, 5, 6 e 7 che hanno sostanza organica maggiore in profondità e quindi indice di crioturbazione
- la seconda costituita dalle forme 1, 3, 4 e 8 con sostanza organica maggiore in superficie e quindi indice di assenza di crioturbazione.

I criosuoli, oltre alla sostanza organica, devono avere la frazione fine che aumenta con la profondità. Solo il suolo 2 presenta queste caratteristiche e quindi in esso è avvenuta crioturbazione. Anomali sono invece le forme 5, 6 e 7 in cui il fine diminuisce verso il basso, contrariamente all'andamento della sostanza organica.

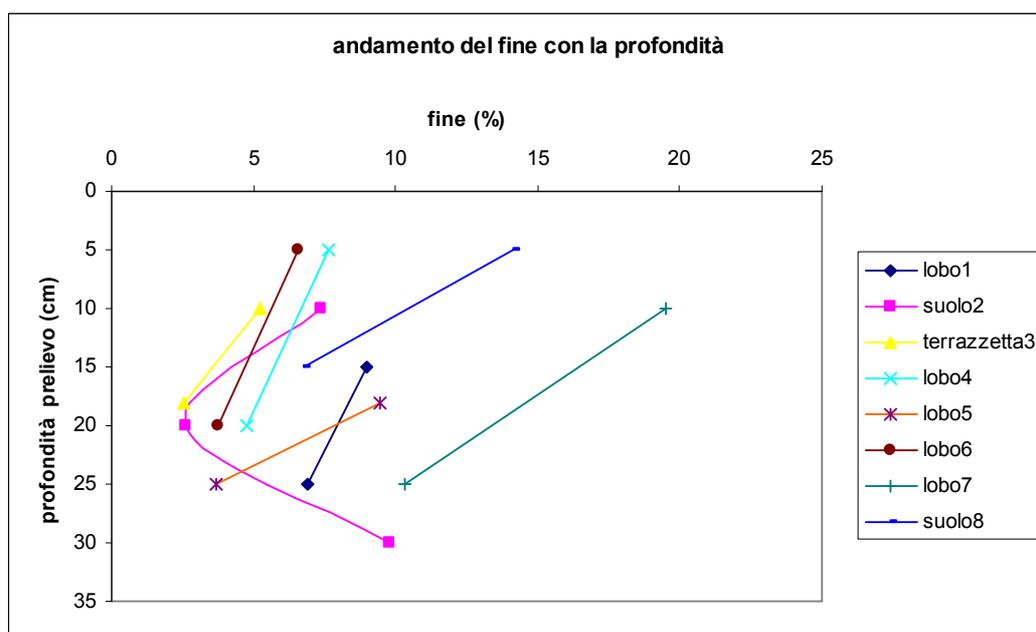


Fig. 16 Andamento della frazione fine dalla superficie al fondo dello scavo

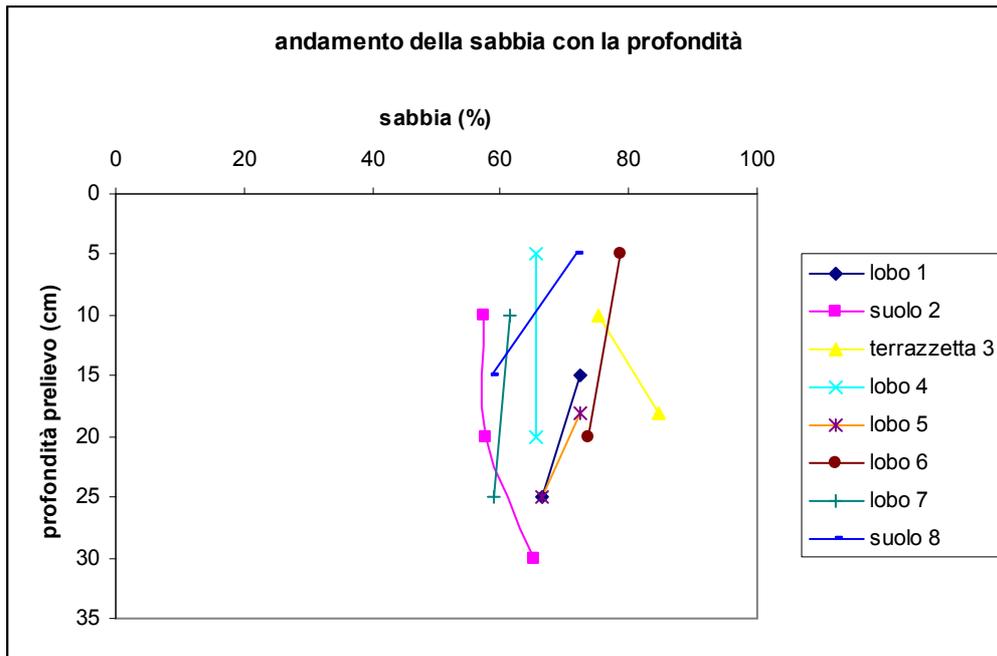


Fig. 17 Andamento della sabbia dalla superficie al fondo dello scavo

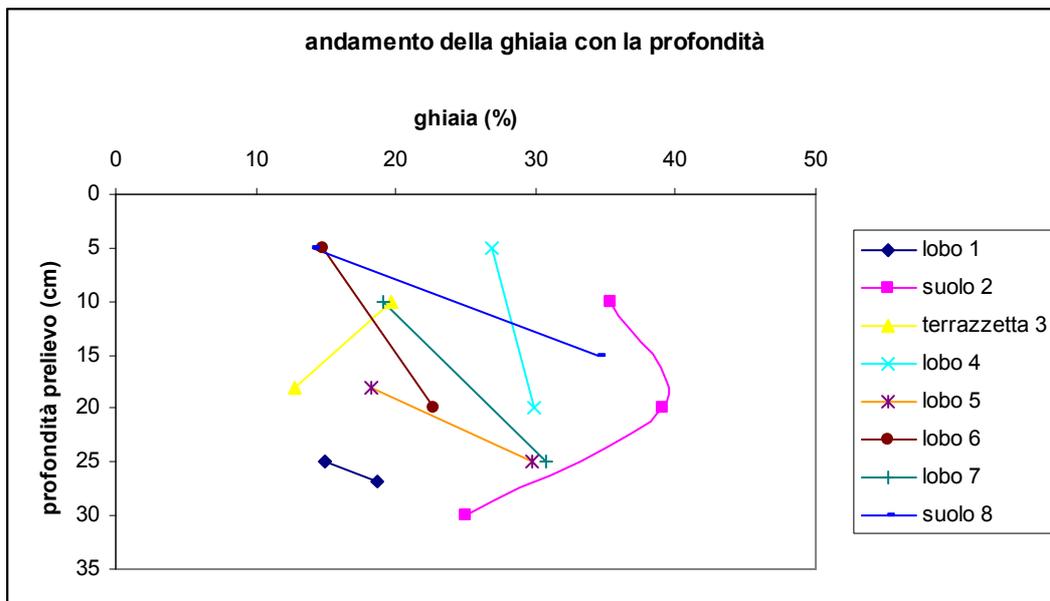


Fig. 18 Andamento della ghiaia dalla superficie al fondo dello scavo

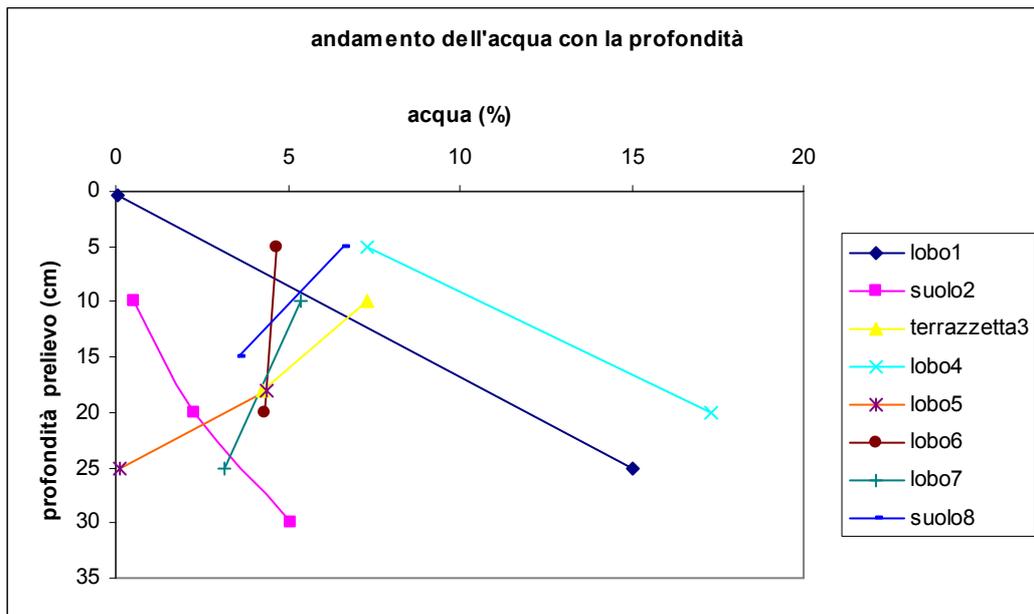


Fig. 19 Andamento dell'acqua dalla superficie al fondo dello scavo

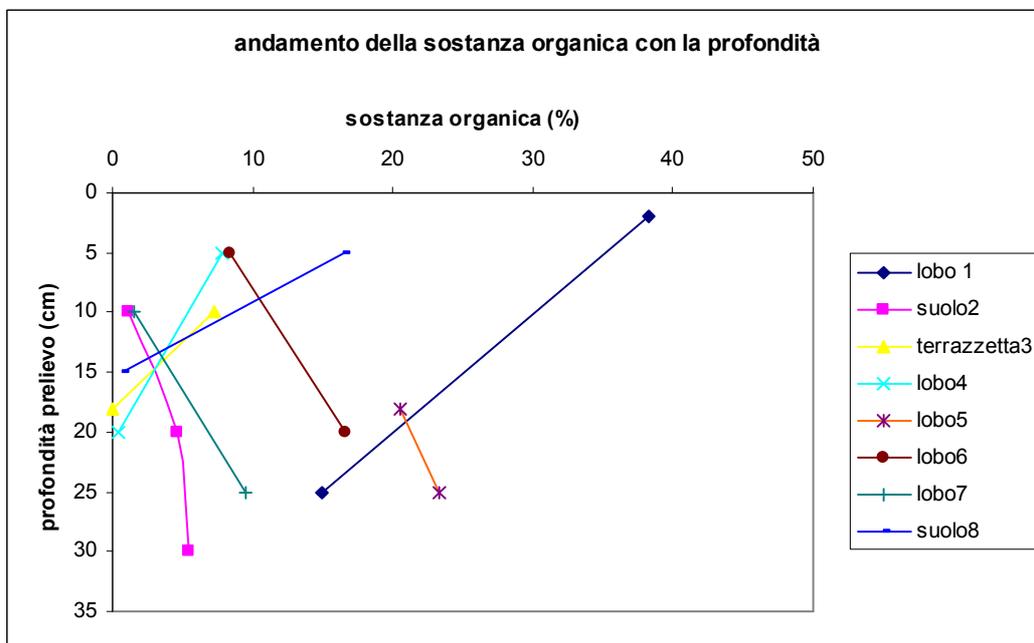


Fig. 20 Andamento della sostanza organica dalla superficie al fondo dello scavo

Le forme periglaciali dipendono anche dall'inclinazione del substrato che influenza sia la geometria che la tipologia. In particolare Goldthwait (1976) individua delle correlazioni tra granulometria del materiale e inclinazione del versante, per cui solo con percentuali superiori al 10% di frazione fine e inclinazioni del substrato inferiori a 5° si possono formare suoli strutturati. Con inclinazioni maggiori, in genere comprese tra i 5° e i 15°, si vengono a formare i suoli striati.

GRANULOMETRIA - INCLINAZIONE SUBSTRATO		
FORMA	% MEDIA FINE	INCLINAZIONE SUPERFICIE (°)
LOBO 1	7.68	4
SUOLO 2	6.57	1
TERRAZZ. 3	2.78	2
LOBO 4	5.43	2
LOBO 5	6.72	11
LOBO 6	5.45	6
LOBO 7	13.54	3
SUOLO 8	10.29	2

Le forme analizzate presentano basse inclinazioni del substrato per la maggior parte comprese tra 1° e 4°; solamente i lobi 5 e 6, rispettivamente con 11° e 5°, hanno un valore più elevato.

Il contenuto medio di fine risulta essere basso in tutte le forme eccetto che nel lobo 7 e nel suolo 8. Questi risultati si discostano molto dal modello sopra citato presente in letteratura in quanto i lobi presentano inclinazioni della superficie molto basse, che secondo Goldthwait, corrispondono a quelle necessarie per la genesi dei suoli selezionati. Anche il contenuto in fine dei

lobi è inferiore a quello minimo ritenuto necessario per la formazione di forme selezionate. Il suolo 1 pur avendo il substrato a bassa inclinazione, non può essere comunque correlati con questo modello in quanto ha una bassa % di frazione fine.

Solo i valori di entrambi i parametri del suolo 8 rientrano nelle soglie stabilite da Goldthwait.

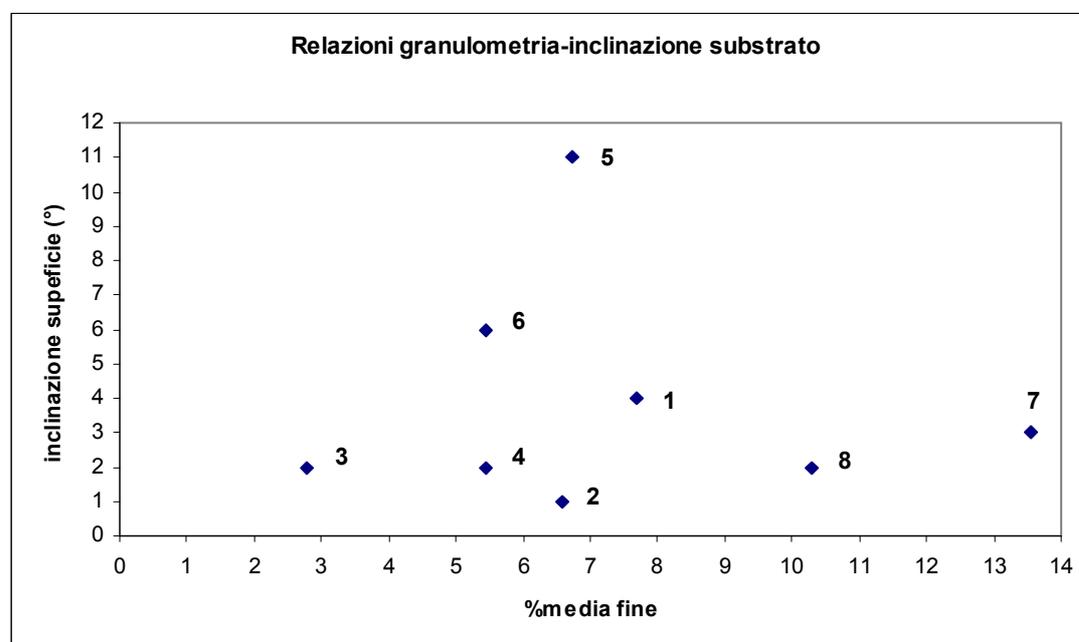


Fig. 21 Relazioni tra granulometria e inclinazione del substrato nelle forme analizzate

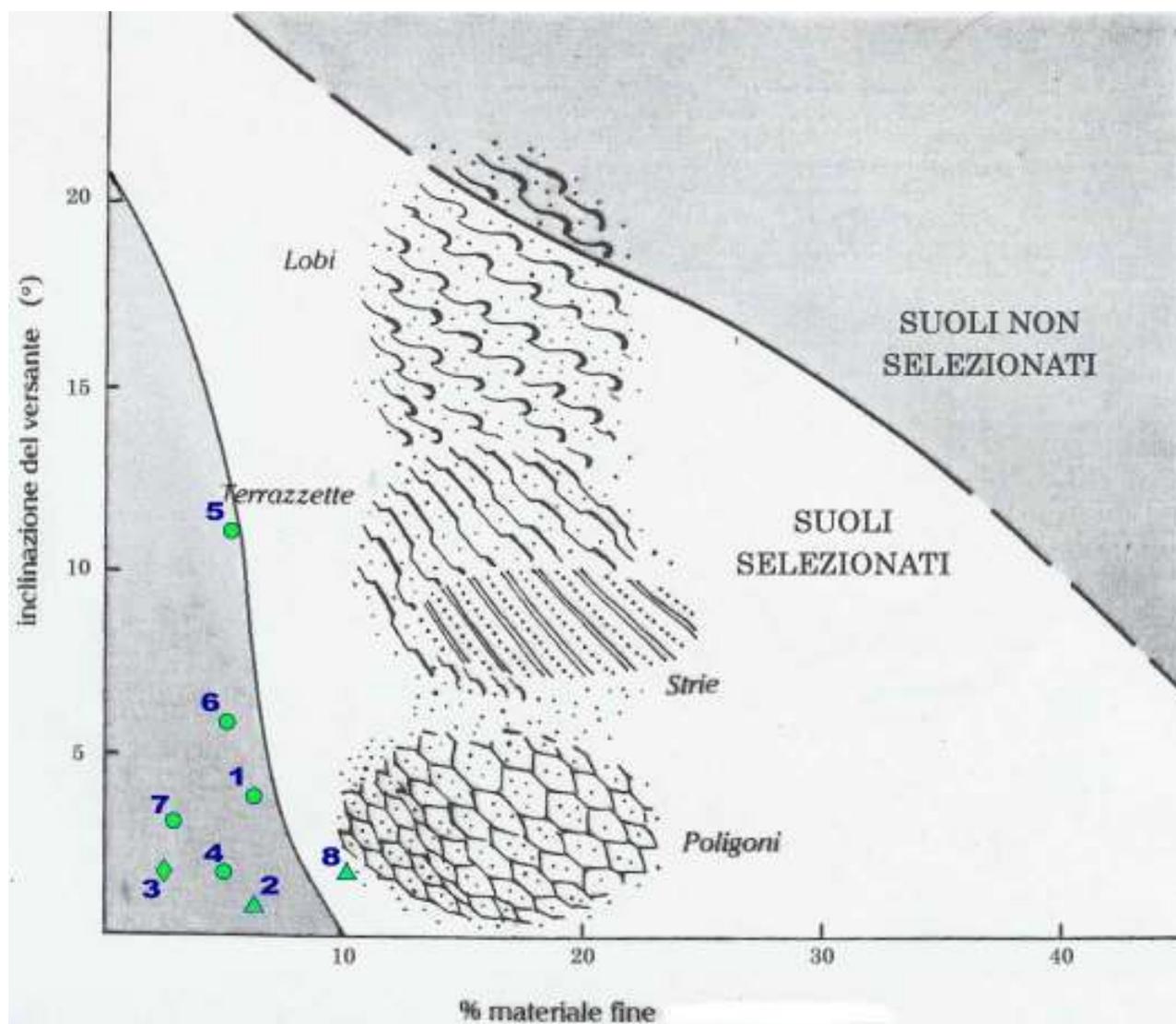


Fig. 22 Relazioni granulometria-inclinazione substrato nelle forme analizzate rispetto al modello teorico

6.2.1 Commenti risultati

I risultati del rilevamento geomorfologico permettono di individuare nell'area di studio tre tipologie di forme: suolo poligonali, lobi e terrazzette. Tutte sono forme selezionate in quanto presentano un centro costituito da granulometria fine e un bordo formato da ciottoli e blocchi.

Facendo riferimento alla letteratura (Matsuoka, Ikeda, Date, 2004), è possibile effettuare una prima classificazione dei lobi in base ai parametri morfometrici.

La prima distinzione è tra lobi e terrazzi di pietre (*stone-banked lobes*) e lobi e terrazzi di terreno vegetato (*turf-banked lobes*) (Benedict, 1970).

Le forme analizzate sono tutte attribuibili alla prima categoria in quanto la componente vegetale è scarsamente rappresentata.

In termini di morfologia, una più significativa distinzione è tra lobi di geliflusso soggetti solo all'azione del gelo diurno e quelli che rispondono al gelo stagionale. Dato che il frost creep diurno si verifica per la maggior parte nei primi 20 cm del suolo (Matsuoka, 2001), i *low solifluction lobe* (LSL) aventi una scarpata più bassa di 20cm, si distinguono dai *high solifluction lobe* (HSL) con una scarpata tra i 20 cm e i 3m che indica un movimento stagionale che avviene nei primi 50cm del suolo. Questi ultimi, quando il prolungato scioglimento della neve induce una sovrassaturazione nel suolo, possono essere modificati da colate di fango che tendono a incrementare l'altezza della scarpata (>3m). In questo caso si tratta di *mudflow-affected solifluction lobe* (MSL) indicanti il disgelo stagionale accompagnato da colate di fango.

Le dimensioni delle forme analizzate permettono di escludere la presenza di MSL e di individuare sia HSL che LSL.

Infatti, dei 92 lobi rilevati, 51 hanno la scarpata inferiore a 20 cm di altezza, mentre i restanti 41 hanno valori tra 20cm e 73cm.

Si può quindi concludere che nell'area di studio il 56% dei lobi presenti sono attribuibili ai LSL e quindi generati dal gelo-disgelo giornaliero e che il 44% rappresenta i HSL dati dall'azione del gelo-disgelo stagionale.

Un'altra classificazione importante da effettuare è quella in base ai processi morfogenetici che originano le forme. Esse, come detto prima, sono tutte selezionate. Il meccanismo principale di selezione granulometrica è dovuto al frost heave che dipende dalle condizioni climatiche e dalla litologia. Per questo processo sono necessari cicli di gelo-disgelo, disponibilità di acqua che gelando consente il criosollevarimento delle particelle, quantitativi di frazione granulometrica fine maggiori al 10% e inclinazioni del substrato inferiori ai 5° per i suoli e superiori ai 15° per i lobi (Goldthwait, 1976).

I suoli poligonali analizzati presentano inclinazioni del substrato molto basse e contenuto in fine vicino al 10% (suolo 8). Inoltre l'acqua è elevata e la frazione sabbiosa risulta maggiore verso la superficie della forma. Questi dati indicherebbero che il meccanismo principale che genera i suoli poligonali è il frost-heave. Particolari risultano i lobi: il fatto che siano selezionati farebbe pensare anche in questo caso al frost heave. Però i valori delle inclinazioni delle superfici e delle frazioni fini sono molto inferiori a quelli richiesti per ottenere lobi selezionati. Questo indica che il frost heave non è il meccanismo principale che genera i lobi. Gli alti contenuti in acqua (mediamente il 4%) e le modeste inclinazioni del substrato suggeriscono processi di soli-geliflusione. Studi precedenti (sondaggi elettrici verticali e tomografie eseguite nel 2004), rilevamenti STG e BTS, relativi rispettivamente alle sezioni di dettaglio e alle paline, dimostrano l'esistenza di permafrost nell'area di studio. La sua presenza e quella di blocchi angolari escludono la soliflusione.

Si potrebbe pensare, quindi, che la geliflusione sia il processo principale che genera i lobi, anche se la selezione granulometrica superficiale riscontrata sembrerebbe essere data dal frost heave.

Secondo gli autori C. Vanuzzo e M. Guglielmin il Colle Nord di Cime Bianche sarebbe costituito da deposito glaciale. Nell'area di studio però non si hanno forme di erosione glaciale: sono assenti sia rocce montonate, che strie, che scanalature, che solchi glaciali.

Non si riconoscono detriti sottoglaciali in quanto mancano clasti arrotondati e sfaccettati, a forma di ferro da stiro e la frazione fine è molto inferiore rispetto a quella rappresentata da ciottoli e blocchi. Non si individuano neppure sedimenti endo e sopraglaciali. I clasti, pur essendo tutti angolari e sub-angolari, non presentano tracce di abrasione che possano testimoniare il passaggio del ghiacciaio. Secondo queste osservazioni il sito studiato non rientra nell'area occupata dal ghiacciaio di Valtournenche durante la Piccola Età Glaciale.



Fig . 22 Suolo poligonale selezionato



Fig. 23 Lobo di geliflusso

6.3 Risultati STG

Le misure STG (Shallow temperature of Ground in summertime) sono state prese per ogni forma di dettaglio all'interno delle trincee trasversali, procedendo dalla superficie al fondo degli scavi. Le temperature sono state rilevate progressivamente alle profondità di 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 cm. Essendo difficoltoso lo scavo, solo in tre forme analizzate è stato possibile raggiungere la profondità massima di 40 cm.

Importante è osservare l'andamento dei profili termici, ponendo soprattutto l'attenzione su come varia la temperatura nei primi centimetri più superficiali e negli ultimi, in quanto risentono rispettivamente delle escursioni termiche giornaliere e del bilancio termico stagionale.

I profili termici risultano diversi. Nei suoli 2 e 8 e nei lobi 5, 6 e 7 le temperature diminuiscono progressivamente verso il fondo. In essi si nota che i profili termici mostrano una generale diminuzione di pendenza (in corrispondenza delle ultime tre misure) dove le temperature sembrano essere condizionate solo dalle variazioni stagionali.

Il profilo termico dei lobi 1 e 4, a partire dai 20 cm fino alla loro profondità massima di 30 cm, è caratterizzato da un'inversione termica: la temperatura aumenta. Questo può essere dovuto al fatto che nei giorni precedenti le misure ci siano state piogge. Infatti, i dati meteo mostrano che durante i giorni dal 19 al 22 agosto, antecedenti l'analisi del lobo 1, e durante la notte precedente il 24 agosto, giorno dell'analisi del lobo 4, il tempo è stato nuvoloso con precipitazioni.

Anche la terrazza presenta un'inversione termica però essa si verifica a metà del profilo. Tra i 10 cm e i 15 cm la temperatura aumenta di 0.9°C dopodiché riprende a diminuire. Probabilmente la punta del termometro era vicina a un masso che può aver causato un'alterazione termica. Infatti, come si è potuto notare nel capitolo precedente, la terrazza ha molti ciottoli nei primi 15 cm della sezione.

In tutte le forme studiate, il gradiente termico nei primi 5 cm risulta parecchio variabile essendo influenzato dalle condizioni microclimatiche all'epoca della misura oltre che dalla composizione mineralogica e dalle caratteristiche tessiturali del terreno.

Un'altra considerazione da fare riguarda in generale tutti i valori delle temperature ottenuti che potrebbero essere sovrastimati in quanto tutta la superficie dello scavo è stata esposta al sole e all'aria per diverso tempo prima delle misure STG.

È importante, durante il rilevamento delle temperature, evitare l'insolazione diretta sulla superficie in esame. Inoltre, più tempo il profilo sta a contatto con l'aria, più le temperature risultano alterate e più alte. L'ideale sarebbe quindi crearsi un varco nel terreno che sia il più piccolo possibile, ma dovendo studiare tutta la struttura interna della forma, è stato necessario eseguire uno scavo esteso.

VALORI STG								
PROFONDITA'	STG 1	STG 2	STG 3	STG 4	STG 5	STG 6	STG 7	STG 8
(cm)	(°C)							
2	10.2	16.2	14.5	5.7	9	10.7	10.4	10.1
5	7.9	15.9	14	5.4	8.5	9.5	9.6	9.5
10	7.8	14.8	13.2	5	7.9	7.4	8.8	8.7
15	6.3	12.2	14.1	5	7.3	6.6	8.2	8.5
20	6.3	10.6	12.4	5	6.6	6.1	7.4	8.2
25	8.3	9.5	9.2	4.9	5.7	5.5	6.7	7.1
30	8	9	7.4	5.1	5	5.4	6	
35		8			4.6		5.6	
40		6.7			4.4		5.4	

Fig. 1 Tabella dei valori STG ottenuti alle diverse profondità nelle otto forme analizzate

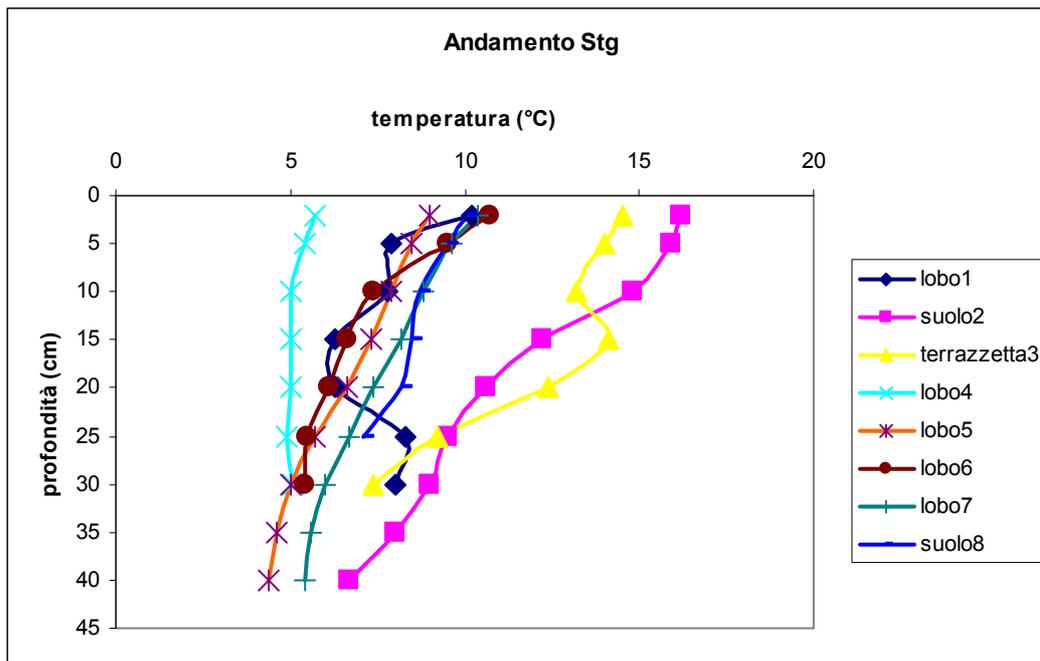


Fig. 2 Profili termici del suolo ottenuti col metodo STG

Precedenti rilievi STG eseguiti ai piedi della Gran Sometta nell'estate 2005 in un altro lavoro di tesi, hanno evidenziato che le temperature riferite alle profondità maggiori dello scavo (dai 25 cm) tendono ad assestarsi su valori che corrispondono alla media termica stagionale, o meglio, su valori che risentono non più delle variazioni climatiche giornaliere a breve termine.

Questo non si verifica per le otto forme analizzate al Colle Nord. Infatti dal confronto tra le temperature medie dell'aria dei giorni delle misure con i valori STG a 30 cm dello scavo, risulta una discreta correlazione tra esse ($R^2 = 0.74$): la temperatura del suolo al di sotto di 30 cm di profondità risulta influenzata dalla temperatura dell'aria in superficie; questo suggerisce che le temperature a profondità minori di -30 cm non possono fornire informazioni sul regime termico dello strato attivo. Questo può essere dovuto al fatto che anche la parte più profonda dello scavo è stata esposta all'aria e alla radiazione solare.

TEMPERATURA MEDIA ARIA - STG 30 cm		
FORMA	STG 30 cm (°C)	TEMPERATURA ARIA (°C)
LOBO 1	8	10.22
SUOLO 2	9	10.22
TERRAZZ.3	7.4	10.22
LOBO 4	5.1	7.72
LOBO 5	5	7.22
LOBO 6	5.4	7.9
LOBO 7	6	7.22
SUOLO 8	7.1	7.9

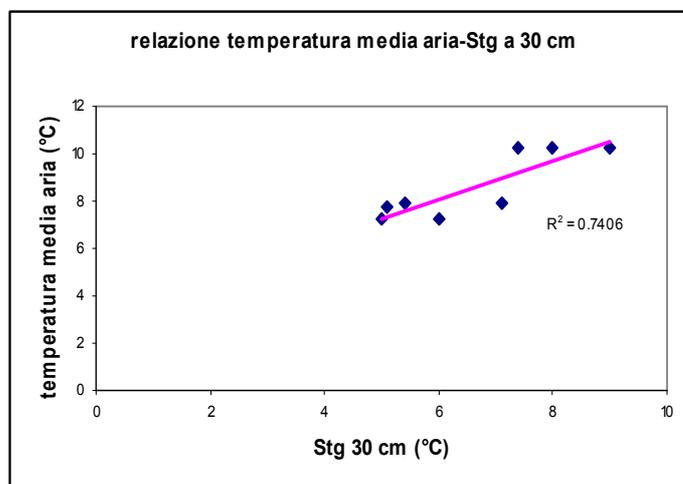


Fig.3 Tabella e grafico della relazione tra temperatura media dell'aria e STG a 30 cm

Le temperature più in profondità sono state utilizzate per poter prevedere l'andamento dello zero termico nel suolo dell'area di studio, utilizzando le equazioni di regressione.

Così i valori di temperatura dai 20 ai 30 cm e dai 30 ai 40 cm di profondità del profilo sono stati preferiti rispetto all'utilizzo della totalità dei dati. I valori di temperatura corrispondenti alle ultime tre profondità della sezione, vengono utilizzati, interpolandoli tramite regressione lineare, per prevedere la profondità della tavola del permafrost.

Come si può notare nella tabella e nei grafici sottostanti, è stato possibile prevedere lo spessore dello strato attivo per sei delle otto forme analizzate. Nei lobi 1 e 4 non vi è correlazione tra i valori della temperatura e le profondità ad esse riferite (R^2 basso). Infatti, in queste forme, dai 20 ai 30 cm si ha un'inversione termica dovuta probabilmente alle piogge avvenute nei giorni precedenti la misurazione.

In tutti gli altri casi, tramite le formule ricavate per regressione lineare delle temperature, si sono potute ricavare le profondità a cui corrispondono lo zero termico nel suolo.

Nella formula la profondità y è calcolata in funzione della temperatura x . Ponendo $x = 0$ e sommando il valore corrispondente alla profondità massima della misura, si ottiene la profondità y alla quale si trova lo zero termico nel suolo.

Lo spessore dello strato attivo è compreso tra 73 cm circa della terrazzetta e 166 cm circa del lobo 7. Osservando i valori ottenuti si nota che nei suoli lo zero termico è situato a una profondità inferiore rispetto a quella dei lobi.

PROFONDITA' TAVOLA PERMAFROST		
FORMA	PROFONDITA'	R²
	TAVOLA PERMAFROST (cm)	
SUOLO 2	109.154	0.9944
TERRAZZ.3	73.841	0.9745
LOBO 5	150	0.9643
LOBO 6	124.186	0.8547
LOBO 7	166.07	0.9643
SUOLO 8	96.104	0.9018
LOBO 1	/	0.6211
LOBO 4	/	0.25

Fig. 4 Tabella che riassume i valori di R^2 e gli spessori dello strato attivo ricavati dalle regressioni lineari di ciascun STG

Dagli spessori dello strato attivo ottenuti si sono potute ricavare informazioni riguardanti la presenza o l'assenza del permafrost. Infatti:

Con Spessore. >10 m, non c'è permafrost

Con $5 \text{ m} < \text{Sp.} < 10 \text{ m}$, permafrost relitto

Con $\text{Sp.} < 5 \text{ m}$, permafrost presente

Tutti i valori ottenuti sono inferiori ai 5 m e quindi si può affermare che tutte le sei forme sono caratterizzate da permafrost presente.

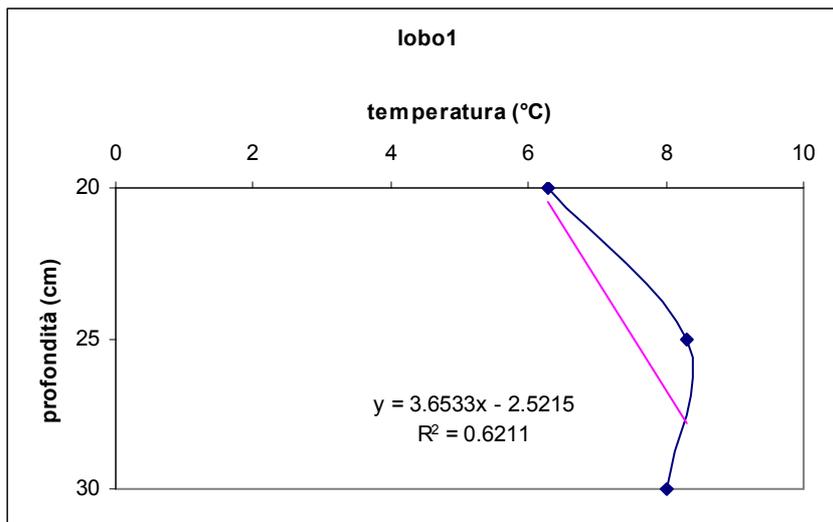
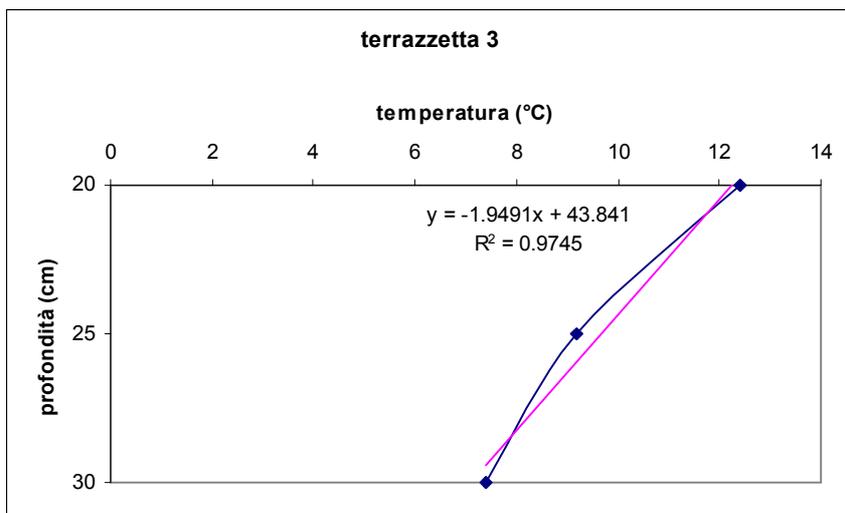
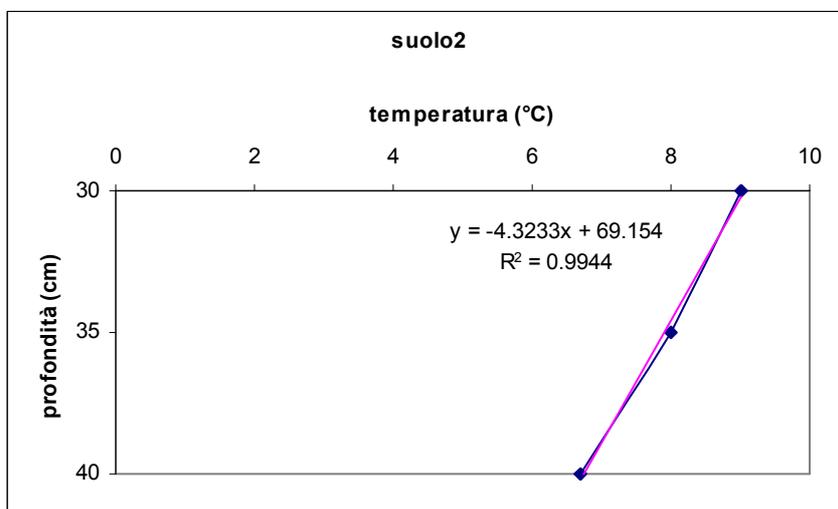
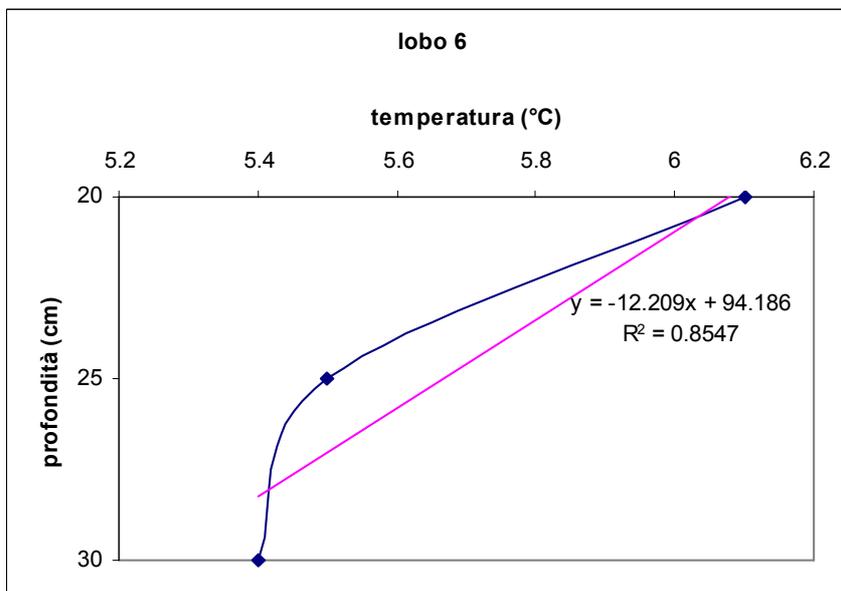
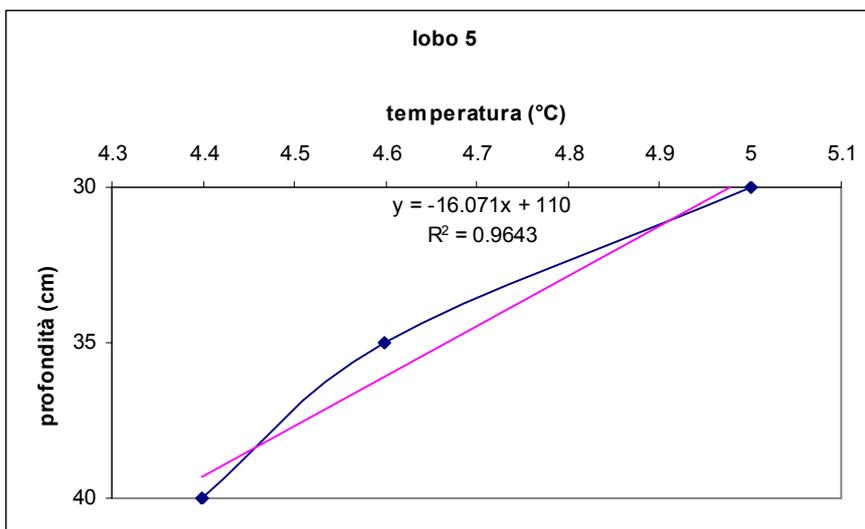
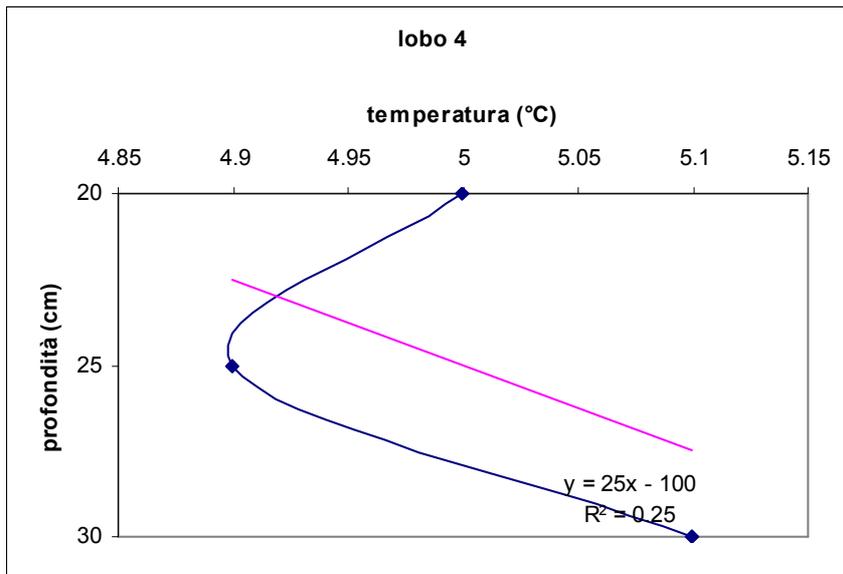
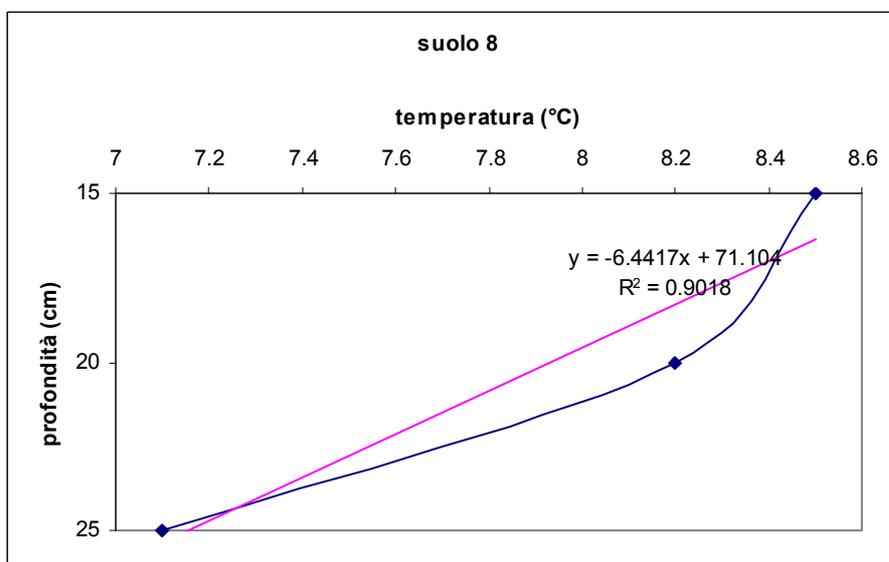
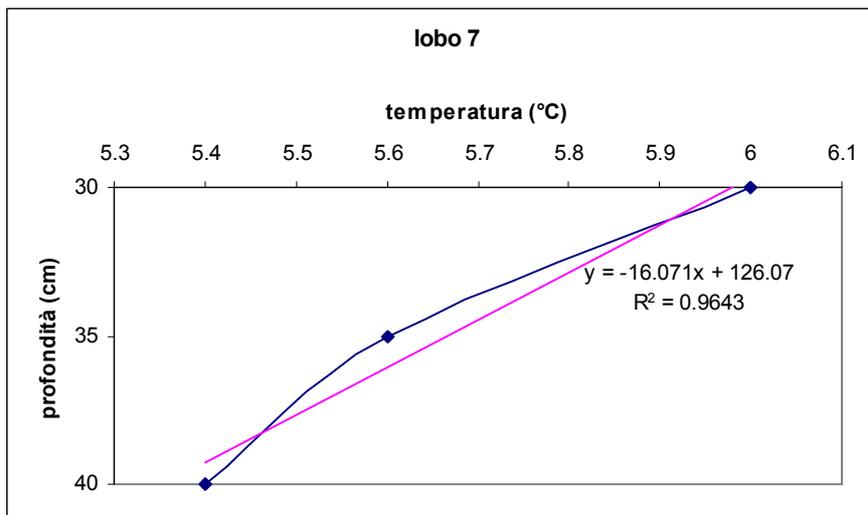


Fig. 5 Grafici degli STG alle profondità maggiori. In rosa è mostrata la linea di tendenza







Le profondità della tavola del permafrost, ottenute tramite regressione lineare, risultano essere molto inferiori ai 4m stimati tramite tomografia eseguita nell'area di studio dal CNR nell'estate 2005.

Lo spessore dello strato attivo risulta inoltre essere sottostimato rispetto a quello ottenuto, interpolando gli stessi valori STG, tramite regressione logaritmica. I valori di R^2 ottenuti con quest'ultima risultano maggiori di quelli ottenuti con la regressione lineare.

Sia che si utilizzi la regressione logaritmica, sia che si usi quella lineare, le profondità ottenute della tavola del permafrost risultano di parecchio inferiori rispetto al valore calcolato dalla tomografia. Questa notevole divergenza potrebbe indicare che in realtà l'STG sottostimi le profondità della tavola del permafrost e che quindi i valori ottenuti con tale metodo si possono considerare puramente indicativi dello stato del permafrost.

PROFONDITA' TAVOLA PERMAFROST (cm)		
FORMA	REGRESSIONE LINEARE	REGRESSIONE LOGARITMICA
SUOLO 2	109.154	143.85
TERRAZZ.3	73.841	88.159
LOBO 5	150	191.78
LOBO 6	124.186	177.28
LOBO 7	166.07	234.45
SUOLO 8	96.104	147.58
LOBO 1	/	/
LOBO 4	/	/

Fig. 6 Stime della profondità della tavola del permafrost (cm) calcolate con le regressioni lineare e logaritmica

VALORI DI R²		
FORMA	REGRESSIONE LINEARE	REGRESSIONE LOGARITMICA
SUOLO 2	0.9944	0.9866
TERRAZZ.3	0.9745	0.9919
LOBO 5	0.9643	0.97
LOBO 6	0.8547	0.86
LOBO 7	0.9643	0.969
SUOLO 8	0.9018	0.8926
LOBO 1	0.6211	0.6368
LOBO 4	0.25	0.245

Fig. 7 Valori di R² ottenuti con le regressioni lineare e logaritmica

6.4 Risultati BTS

Il BTS (Bottom temperature of winter snow cover), basato sul concetto che la copertura nevosa, quando sufficientemente spessa (>80 cm), agisce come coibente termico isolando il suolo dalle variazioni di temperatura esterne ed impedendo gli scambi energetici tra suolo e atmosfera, è un valido strumento per identificare la presenza del permafrost. Infatti valori di temperatura $\leq -3^{\circ}\text{C}$ indicano un'alta probabilità della presenza di permafrost, valori compresi tra -2°C e -3°C suggeriscono permafrost possibile, mentre con valori $> -2^{\circ}\text{C}$ non si ha permafrost (Haerberli, 1973; Hoelzle, 1992).

Il 31/3/2006 sono state eseguite le misure BTS in corrispondenza delle paline piazzate nell'area di studio. Solo 16 delle 34 paline avevano uno spessore del manto nevoso ≥ 80 cm nell'intorno di 10 m e quindi solo in corrispondenza di esse è stato possibile eseguire le misure. Inoltre si nota che la maggior parte di queste sono concentrate sui versanti meridionale e occidentale.

L'altezza della neve è compresa tra 80 cm e 262 cm. Solo nella prima fila non si è potuto eseguire nessun rilevamento in quanto la neve era al di sotto della soglia necessaria. Essa era completamente assente nelle prime quattro paline mentre in corrispondenza delle numero 5 e 6 misurava rispettivamente 6 cm e 61 cm.

Le temperature all'interfaccia suolo-neve sono comprese tra -0.3°C e -5.3°C rispettivamente delle paline 19 e 9. I valori ottenuti mostrano che: 11 paline hanno temperature inferiori ai -3°C ; 3 paline sono comprese tra -2°C e -3°C ; le restanti 2 paline hanno valori $> -3^{\circ}\text{C}$.

Questo significa che:

- per il 68.8% delle misure si ha permafrost presente
- per il 18.7% delle misure si ha permafrost assente
- per il 12.5% delle misure si ha permafrost possibile.

BTS - PERMAFROST				
PALINE	QUOTA (m)	Hs (cm)	BTS suolo($^{\circ}\text{C}$)	PERMAFROST
pal-7	3099	120	-3.6	presente
pal-8	3097	220	-4	presente
pal-9	3101	110	-5.3	presente
pal-10	3102	88	-3.4	presente
pal-11	3102	200	-4.5	presente
pal-12	3102	259	-3.5	presente
pal-13	3103	262	-4	presente
pal-14	3107	260	-4	presente
pal-19	3104	87	-0.3	assente
pal-20	3097	80	-4.4	presente
pal-21	3097	126	-1.3	assente
pal-22	3093	136	-4.8	presente
pal-28	3104	172	-2.5	possibile
pal-30	3099	123	-2.5	possibile
pal-31	3107	163	-3.6	presente
pal-32	3113	120	-1.3	assente

Fig. 1 Tabella riassuntiva mostrante le relazioni tra BTS all'interfaccia suolo-neve e permafrost

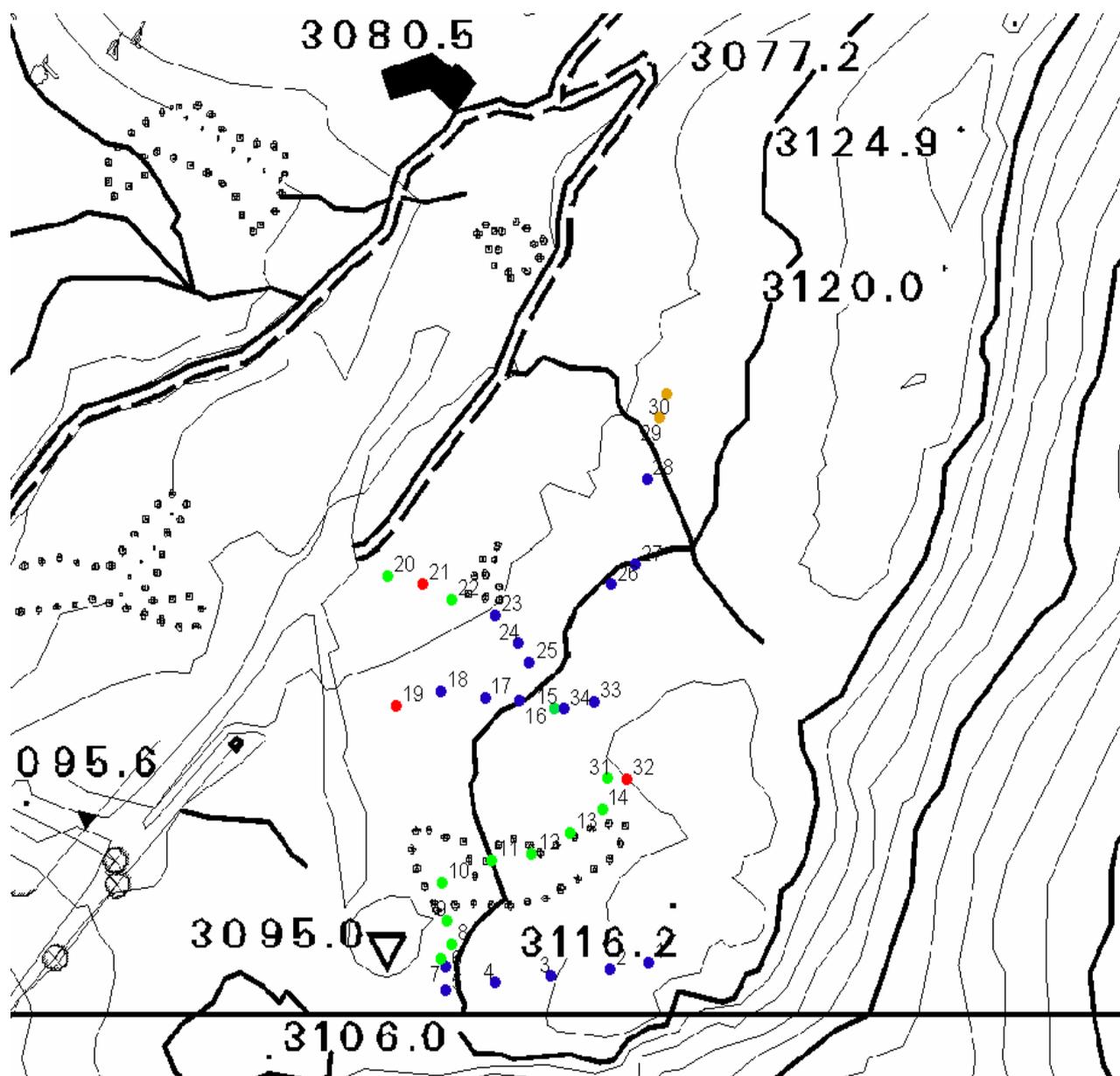
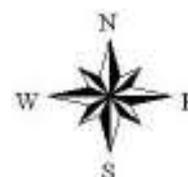
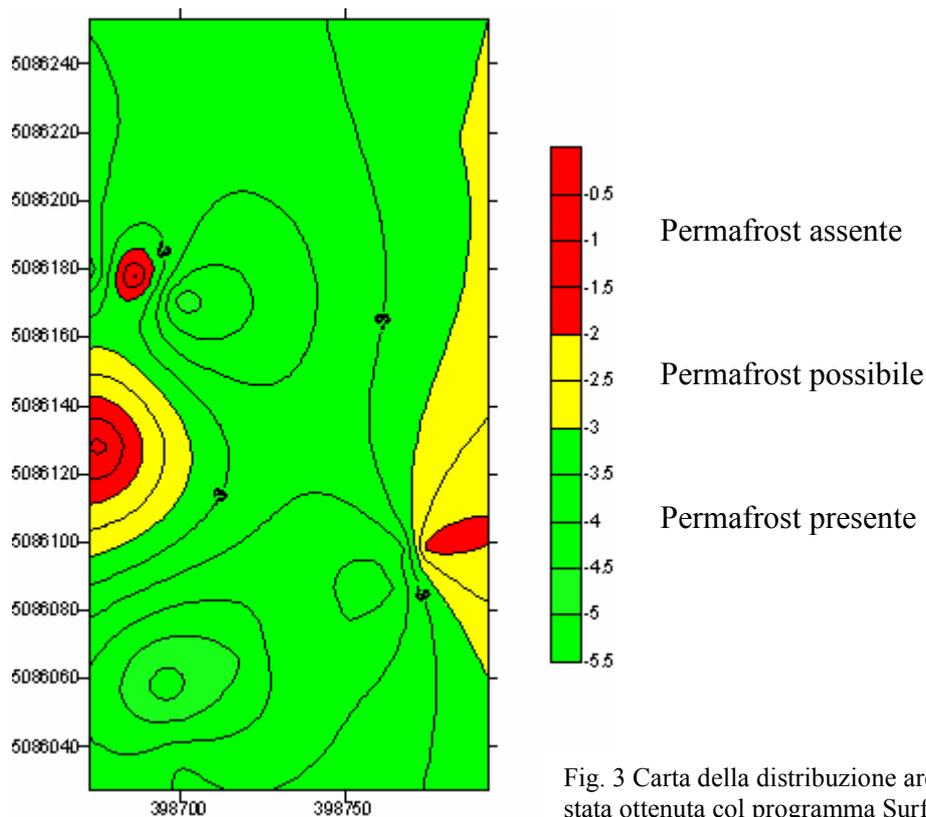


Fig. 2 Carta dell'andamento del permafrost nelle varie paline tramite BTS



- Permafrost presente
- Permafrost assente
- Permafrost possibile



Importante è osservare se la quota e lo spessore del manto nevoso corrispondenti a ciascuna palina esercitano influenza sulle misure BTS. Come mostra il grafico sottostante, la quota non ha alcun effetto sulla distribuzione delle misure BTS. L'elevata dispersione dei punti indica l'assenza di correlazione tra il fattore altimetrico e i valori BTS.

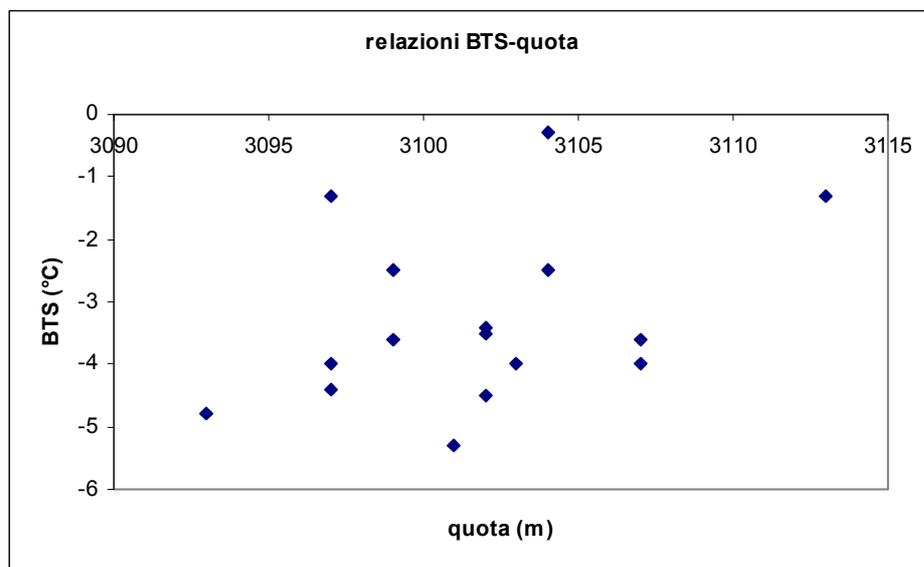


Fig.4 Relazioni tra i valori BTS e la quota delle paline

Non si è rilevata neppure alcuna correlazione tra i valori BTS misurati e lo spessore del manto nevoso quando questo risulta normalmente distribuito con spessori maggiori o uguali a 80 cm nell'intorno di almeno 10 m dal punto di misura. Anche in questo caso l'elevata dispersione dei punti indica appunto che il manto nevoso non esercita alcuna influenza sulla distribuzione delle misure BTS.

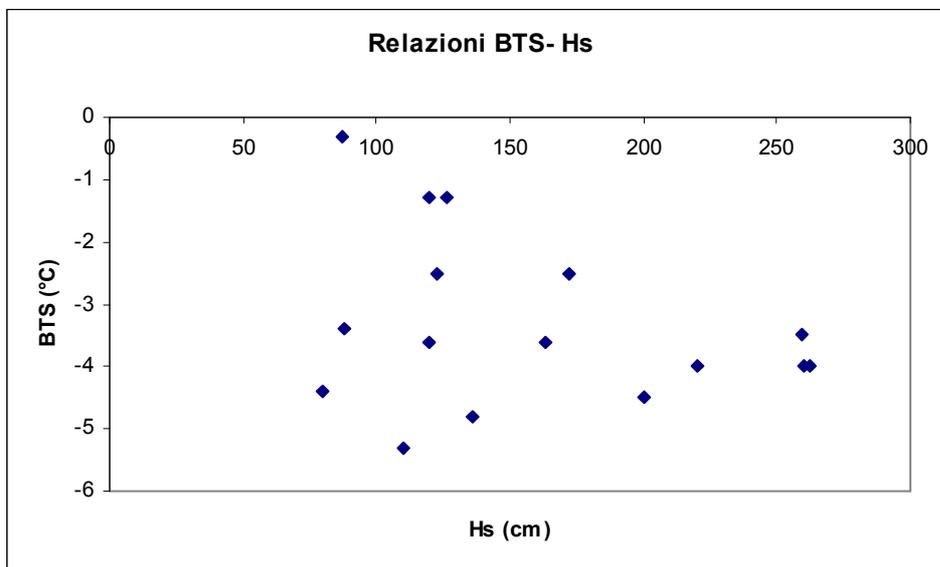


Fig. 5 Relazioni tra i valori BTS e lo spessore del manto nevoso

6.5 Risultati forme-permafrost

Le informazioni ottenute dalle misure BTS riguardanti la presenza-assenza del permafrost sono state unite a quelle riguardanti suoli, lobi e terrazzette per capire quale sia la relazione tra queste ultime e il permafrost. In particolare è stata realizzata una carta in cui sono rappresentati sia i risultati delle misure BTS relativi alle 34 paline, sia le 138 forme rilevate. Questa sovrapposizione permette di avere informazioni sull'ubicazione delle forme rispetto al permafrost.

Queste considerazioni riguardano solo una parzialità delle forme analizzate in quanto, come si può notare dalla carta, alcune di esse sono ubicate esternamente alla zona monitorata con le paline e quindi non si hanno dati che le riguardano. In particolare solo 76 dei 92 lobi iniziali e 34 dei 44 suoli rientrano nell'area compresa dalle paline.

Dai risultati si nota che la maggior parte sia dei suoli(29/34) che dei lobi (67/76) si trova in corrispondenza di permafrost presente (punti verdi).

Poche forme sono distribuite dove non c'è permafrost (punti rossi). Come si può notare, ci sono solo 2 suoli e 1 lobo .

Anche nell'area individuata come permafrost possibile, si contano poche forme:3 suoli e 8 lobi.

Queste osservazioni mostrano che la maggior densità di forme si ha nelle aree in cui è stata individuata la presenza di permafrost (85.3% suoli; 88.2% lobi) ; poche forme invece si trovano dove il permafrost è possibile (8.8 suoli; 10.5% lobi) o assente (5.9% suoli; 1.3% lobi).

NUMERO FORME - PERMAFROST		
PERMAFROST	FORME (n°)	VALORE %
presente	S.: 29/34	85.3
	L.: 67/76	88.2
possibile	S.: 3/34	8.8
	L.: 8/76	10.5
assente	S.: 2/34	5.9
	L.: 1/76	1.3

Fig. 1 Tabelle mostrante il numero di forme presenti in corrispondenza di permafrost presente, possibile e assente. S. = suoli poligonali; L. = lobi di geliflusso

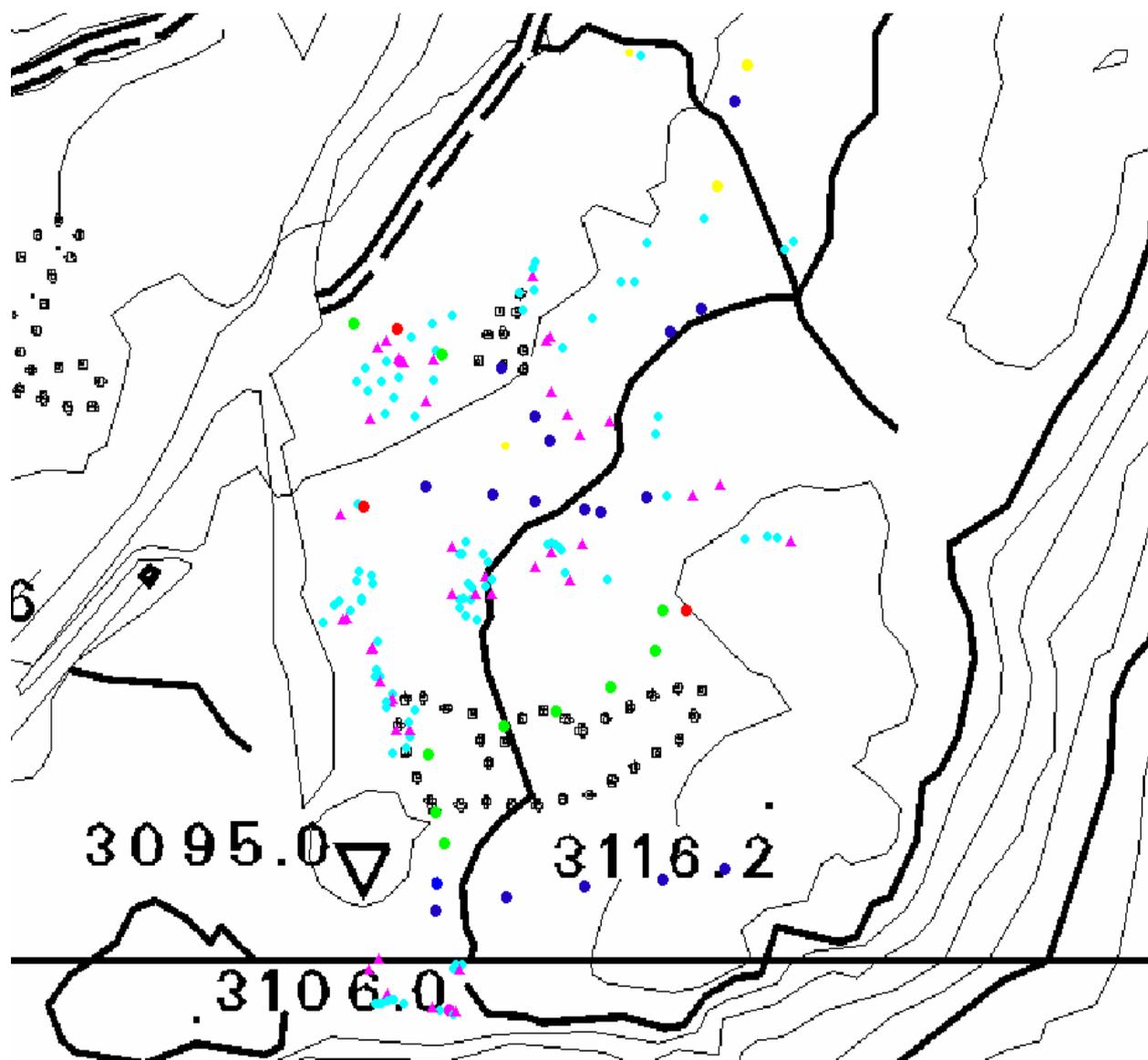
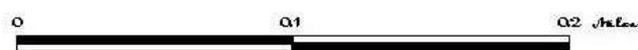


Fig.2 Distribuzione delle forme rispetto al permafrost. La carta è stata realizzata col programma Arcview GIS 3.2



- | | |
|------------------------|----------------------|
| ● Permafrost presente | ● Lobi di geliflusso |
| ● Permafrost assente | ▲ Suoli poligonali |
| ● Permafrost possibile | ◆ Terrazette |

Dalla sovrapposizione della carta delle forme con quella della distribuzione areale del permafrost realizzata col programma Surfer 7.0, è immediato notare che la maggior parte delle forme ricade dove c'è permafrost presente (area verde) e permafrost possibile (area gialla). Sulla carta sono state indicate solo le paline 30, 7 e 20 per non complicare ulteriormente l'immagine.

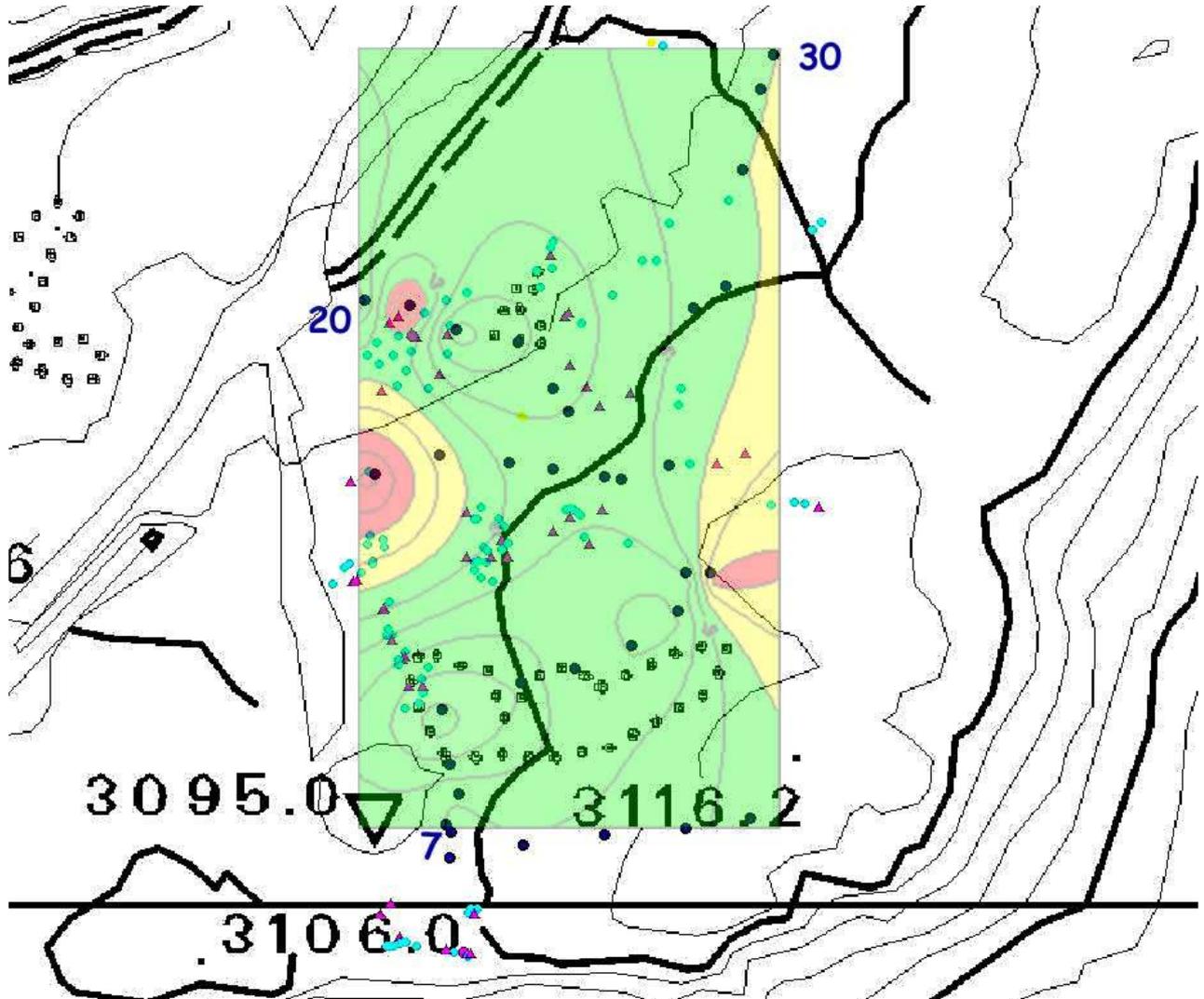


Fig.3 Distribuzione delle forme rispetto al permafrost. La carta è stata ottenuta dalla sovrapposizione degli elaborati dei programmi Arcview GIS 3.2, per la rappresentazione delle forme, e di Surfer 7.0 per la distribuzione del permafrost.



- Permafrost presente
- Permafrost assente
- Permafrost possibile
- Lobi di geliflusso
- ▲ Suoli poligonali
- ◆ Terrazette

6.5.1 Commento ai risultati

I profili termici del suolo ottenuti col metodo STG mostrano una grande variabilità delle temperature sia nei centimetri più superficiali, che alle profondità maggiori dello scavo (dai 20 ai 30 cm, e dai 30 cm ai 40 cm). L'alta correlazione ottenuta ($R^2 = 0.7$) tra le temperature del suolo comprese tra i 20 cm e i 50 cm e le temperature medie giornaliere dell'aria, indica che tali valori STG non sono indicativi della media termica stagionale. Questo è probabilmente dovuto al fatto che tutta la superficie dello scavo è stata esposta a lungo all'aria e al sole.

Inoltre i valori di temperatura rilevati alle profondità maggiori, sono stati usati, interpolandoli tramite regressione lineare e logaritmica, per calcolare la profondità dello zero termico nel terreno. Entrambe le regressioni utilizzate, portano a spessori dello strato attivo compresi tra 80 cm e 230 cm massimo, valori inferiori ai 4 m stimati dalla tomografia.

Dai risultati ottenuti si può concludere che le misure STG eseguite sono poco attendibili in quanto sono molto influenzate dall'effetto dell'aria e della radiazione solare. Per avere dei valori attendibili bisognerebbe rifare i rilevamenti scavando un varco che sia più piccolo possibile in modo da minimizzare l'effetto delle variazioni termiche giornaliere all'epoca delle misure.

Le 16 misure BTS in corrispondenza delle paline con altezza del manto nevoso superiore a 80 cm, mostrano la distribuzione del permafrost. Il 68.8% di esse hanno le temperature inferiori ai -3°C (permafrost presente), il 18.7% sono comprese tra -3°C e -2°C (permafrost possibile) e il 12.5% risultano superiori a -2°C (permafrost assente). Dalla sovrapposizione tra la carta mostrante la distribuzione di questi risultati e la disposizione delle forme, si può notare che la maggior parte di esse è ubicata dove il permafrost è presente.

Goldthwait (1976) suggerisce una relazione tra diametro delle forme e permafrost. L'autore indica per i suoli strutturati in permafrost continuo e discontinuo un diametro minimo di 1 m, mentre le forme con diametri inferiori sarebbero da ricondurre alla presenza di permafrost sporadico o di ghiaccio stagionale. La maggior parte delle forme presenti nell'area di studio hanno il diametro superiore al metro. 32 dei 44 lobi, 75 dei 92 suoli ed entrambe le terrazzette rilevate superano tale valore.

Riferendoci alla totalità delle forme rilevate (138), il 78.9% indicherebbe permafrost continuo e discontinuo, mentre il restante 21.1% rappresenterebbe permafrost sporadico o ghiaccio stagionale.

6.6 Risultati altezza del manto nevoso

Lo spessore del manto nevoso, la sua densità e la sua variazione stagionale sono, in ambiente alpino di alta quota, i fattori più significativi che determinano il regime termico dei suoli.

L'evoluzione del manto nevoso è influenzata da diversi fattori tra cui la temperatura dell'aria, l'irraggiamento e l'effetto di redistribuzione del vento sono i più significativi.

Otto misurazioni sono state effettuate a partire dal 29/10/05 in corrispondenza di 34 paline disposte nell'area di studio. Esse emergono dalla superficie del suolo 160 cm e sono disposte lungo 6 file che si dipartono da un rettangolo centrale formato dalle ultime 4 paline.

I dati relativi alla palina 16 sono incompleti in quanto essa non è stata trovata nei rilievi eseguiti nelle date 5/2, 31/3 e 14/4. Solamente al completo scioglimento della neve è stata ritrovata poco più a valle della posizione originale, probabilmente trasportata del vento e successivamente ricoperta da precipitazioni nevose.

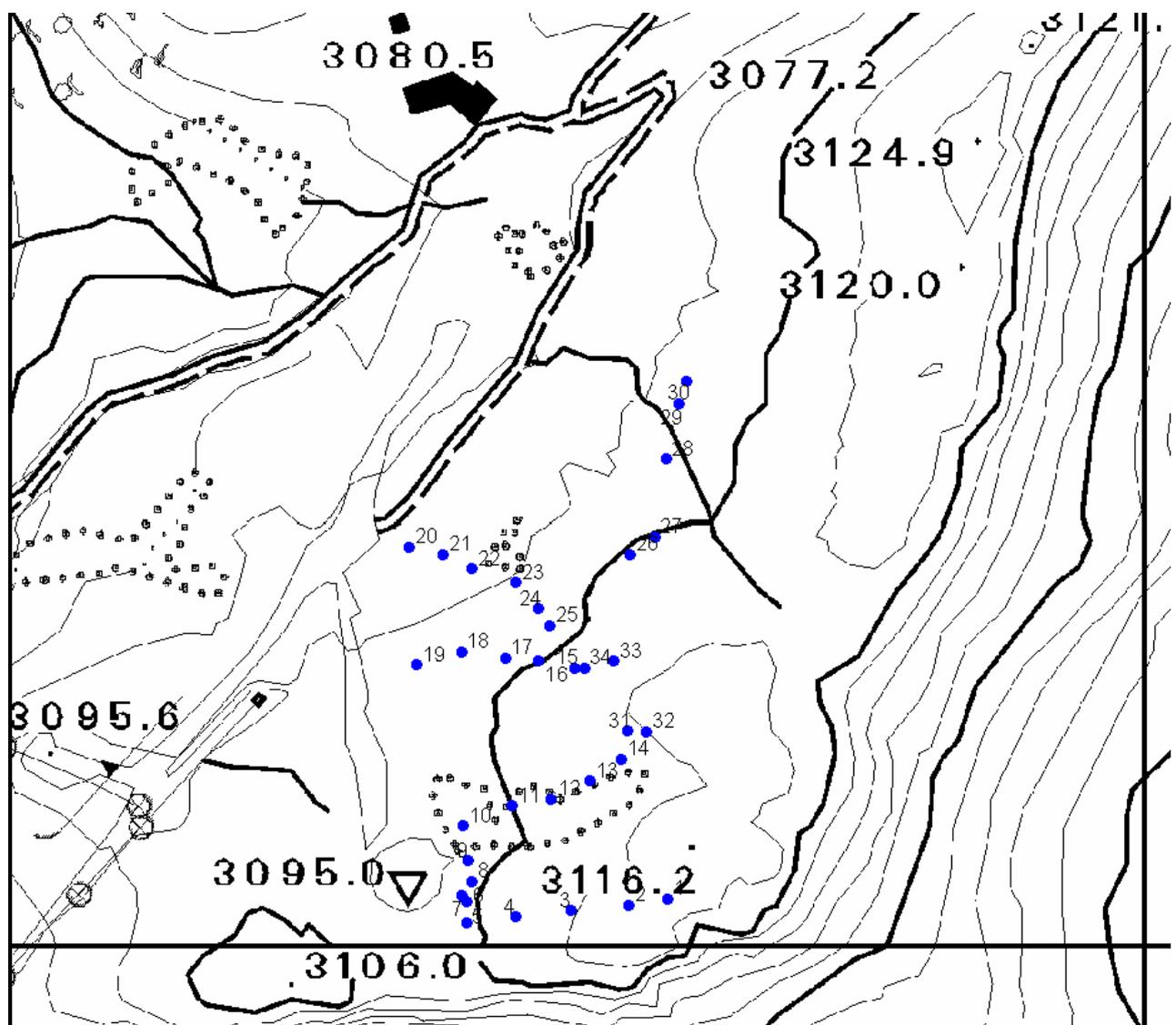


Fig. 1 Disposizione delle paline nell'area di studio

0 0.1 0.2 Km

La distribuzione della copertura nevosa (Hs) risulta molto differente sia nell'ambito della stessa data del rilievo, sia nell'arco di tutte le otto misure. Nello stesso giorno si possono avere paline in corrispondenza delle quali la neve è completamente assente, mentre altre dove misura 160 cm.

I primi due rilievi presentano Hs inferiori al metro: l'altezza massima raggiunta è di 83 cm presso la palina 22 nella data del 19/11. La misura successiva mostra Hs compreso tra 7 e 80 cm per tutte le paline tranne per la 13 e la 22 che superano il metro rispettivamente con 115 e 114.5 cm. Particolare è il comportamento presso le paline 28 e 13 il 7/01 : la neve presenta altezze molto superiori rispetto alle altre, raggiungendo addirittura il valore massimo di 160 cm.

Valori nettamente più elevati di Hs si hanno nel sesto e nel settimo rilievo: numerose paline sono completamente coperte dalla neve ($Hs \geq 160$ cm). Tali misurazioni presentano inoltre una grande variabilità dei valori compresi tra l'assenza e il massimo di neve.

Le altezze del manto nevoso del 25/6 sono anch'esse caratterizzate da notevole variabilità. In corrispondenza di 22 paline la neve si è completamente sciolta, mentre presso le restanti si hanno valori che vanno dai 9 cm ai 130 cm.

L'andamento della neve delle singole paline nel corso dei rilievi risulta molto variabile. E' difficile stabilire un comportamento comune. Si hanno casi in cui la neve diminuisce progressivamente dalla prima all'ultima, casi in cui aumenta e poi diminuisce, casi in cui aumenti e diminuzioni si alternano. In appendice B sono riportati i grafici mostrandoci l'andamento del manto nevoso nella data dei rilievi relativi alle paline appartenenti alla stessa fila.

Si nota che le prime cinque paline hanno per tutta la durata del monitoraggio, valori di Hs sempre molto bassi che a partire dal terzultimo rilievo si annullano completamente. Anche in corrispondenza delle numero 15, 16, 18, 24, 25, 26, 33 e 34 la neve è bassa restando sempre al di sotto di 25 cm. Invece, lungo la seconda e terza fila, come in corrispondenza delle paline 22, 23, 28, 29, 31, 32 si raggiungono Hs consistenti che persistono per tre-quattro misurazioni consecutive.

Osservando la distribuzione areale della neve, si nota che essa è sempre molto bassa in corrispondenza delle paline che sono posizionate su rilievi, mentre le altezze maggiori si misurano presso quelle ubicate in depressioni dell'area. La particolare morfologia dell'area di studio, caratterizzata dall'alternarsi di depressioni e rilievi, giustifica questa grande variabilità spaziale e temporale della copertura nevosa. Inoltre bisogna sottolineare che Il Colle Nord è un'area particolarmente ventosa e quindi che la distribuzione della neve è fortemente influenzata dall'azione del vento che può compattare, erodere e accumulare. I promontori sono più esposti all'azione di tale parametro e quindi le paline che sono ubicate su di essi, soprattutto la prima fila, sono quelle che registrano spessori di neve minori.

Anche la temperatura medie dell'aria nei giorni dei rilievi sono molto variabili. Tra il 29/10 e il 19/11 vi è un'elevata escursione termica da sopra a sotto zero: si passa dal valore massimo al minimo registrati nell'arco di tutto il monitoraggio. Temperature negative persistono fino al rilievo di febbraio compreso, dopodichè si registrano valori positivi.

La grande variabilità temporale e spaziale della copertura nevosa governa l'influenza che la temperatura dell'aria ha sul regime termico del suolo. Ad esempio, il basso manto nevoso sempre al di sotto di 80 cm che si ha nei primi due rilievi, non isola il suolo dall'elevata escursione termica avvenuta.

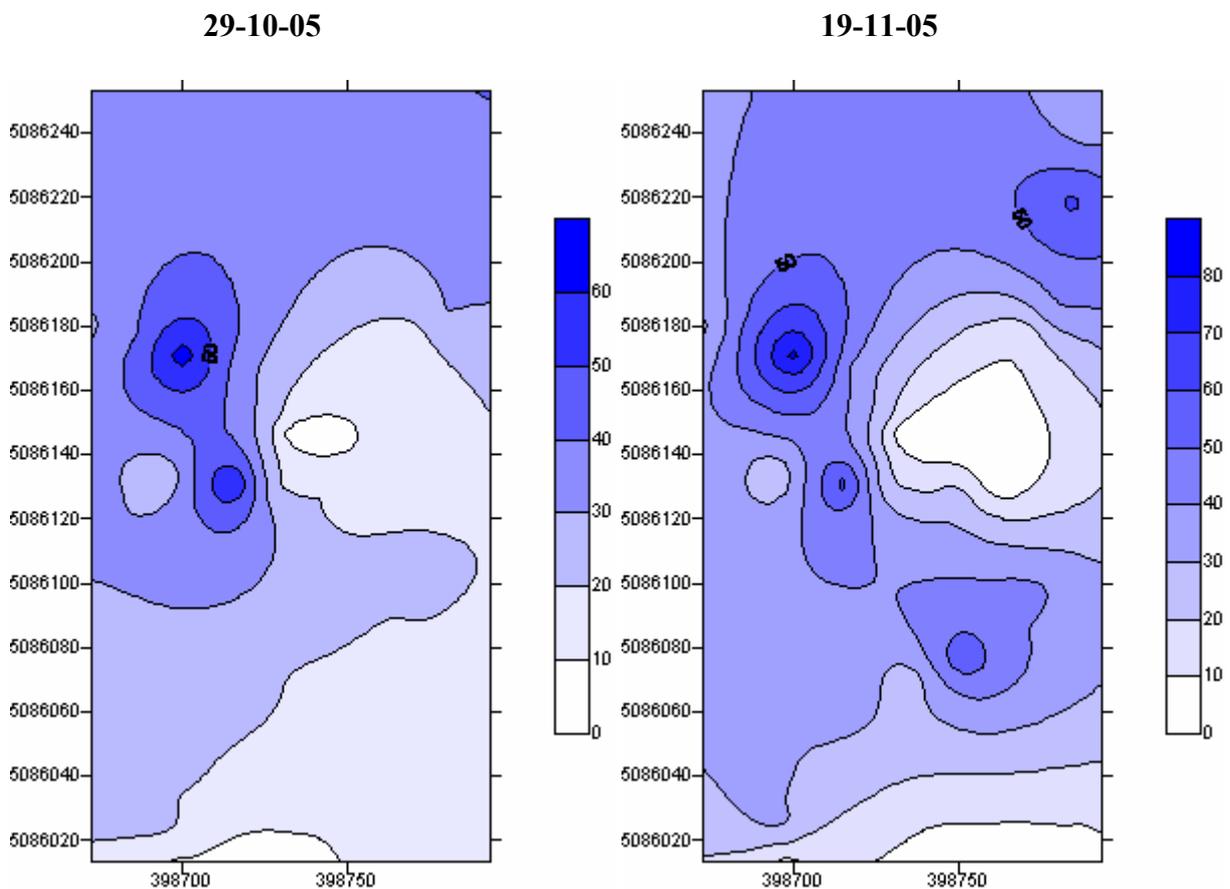
La presenza contemporanea di paline con spessori di neve superiori a 160 cm e di altre con pochi centimetri o addirittura totalmente prive, fa sì che vi siano aree totalmente isolate unitamente ad aree completamente soggette agli effetti della temperatura esterna.

ALTEZZE DEL MANTO NEVOSO								
PALINE	Hs 1 (cm)	Hs 2 (cm)	Hs 3 (cm)	Hs 4 (cm)	Hs 5 (cm)	Hs 6 (cm)	Hs 7 (cm)	Hs 8 (cm)
	29/10/05	19/11/05	13/12/05	07/01/06	05/02/06	31/03/06	14/04/06	25/06/06
TMA (°C)	8.47	-8.28	-2.78	-6.78	-4.28	2.72	6.47	7.97
1	15	10	15.5	3	7	0	0	0
2	14	8	17	3	3	0	0	0
3	10	7	10.5	1	1	0	0	0
4	8	13	31	26	14	0	0	0
5	9	7	11	3	5	6	0	0
6	16	23	18	7	20	61	72	0
7	25	35	35	25	38	120	160	9
8	26	31	35	23	37.7	160	160	53
9	22	30	50	48	47	110	160	56
10	17.5	27	30	50	57	88	160	51
11	24	37	65	107	104	160	160	130
12	19	23	72	100.5	80.5	160	160	123
13	19	58	115	160	95	160	160	127
14	18	40	65	70	37.5	160	160	11
15	20	21	23.5	16	12	14	10	0
16	21	23	22	13.5				0
17	61.5	64	71	43	49	103	46	0
18	22	20	20	14	21	4	9	0
19	33	39	71	46	39	87	42	0
20	28.5	27.5	32.5	15.5	25.5	78	86.5	0
21	39	53	69	58	53	126	149	37
22	65	83	114.5	75.5	81	136	142	0
23	33.5	37.5	38.5	29.5	34.5	70.5	34.5	0
24	23	24	31	11	24	0	8	0
25	6	3	12	6.5	5	0	0	0
26	16	12	16	4	6	23	15	0
27	30	38	38	20	29.5	103	54	0
28	34	62	30	149	121	172	160	109
29	31	32	31	24	31	27	18	0
30	43	39	68	33.5	60	123	113	0
31	29	42	81	80	43	160	160	36
32	22	41	73	79	37	120	117	6
33	14	3	5	0	1	2	3	0
34	13	28	19	11	9	74	8	0

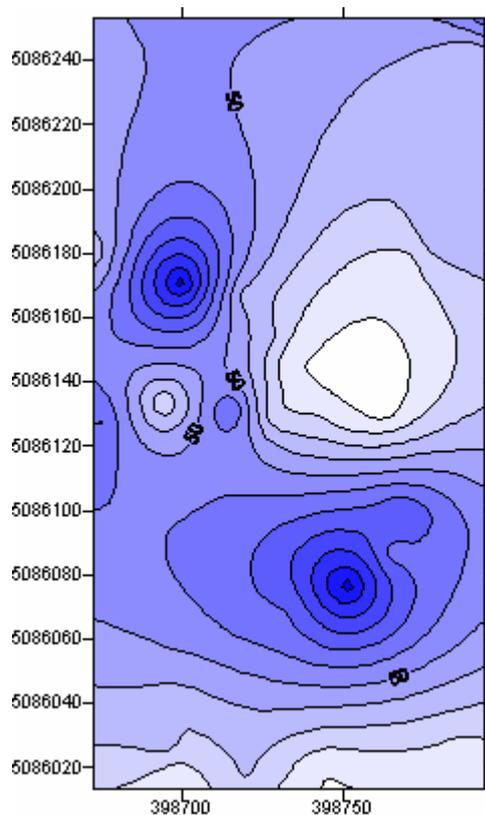
Fig. 1 Tabella mostrandente l'andamento della copertura nevosa durante il periodo del monitoraggio

Le carte sottostanti, realizzate col programma Surfer 7.0, mostrano l'andamento della copertura nevosa nelle singole date dei rilievi. Da notare la grande variabilità areale determinata dalla caratteristica alternanza di depressioni e rilievi nel sito.

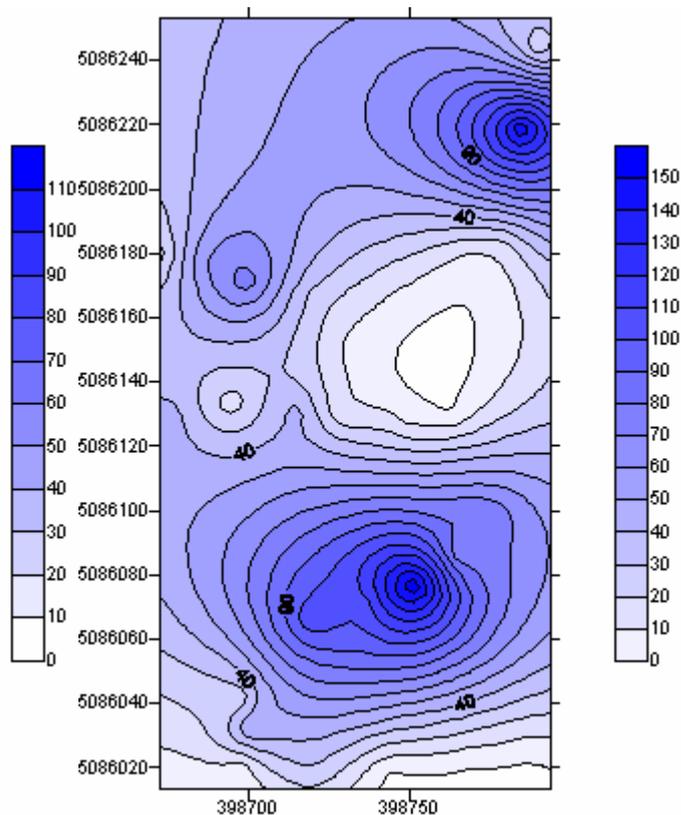
Le tonalità più scure del colore indicano dove vi siano i massimi valori del manto nevoso; il bianco indica le aree totalmente prive di neve. Le isolinee di neve sono costruite con un'equidistanza di 10 cm.



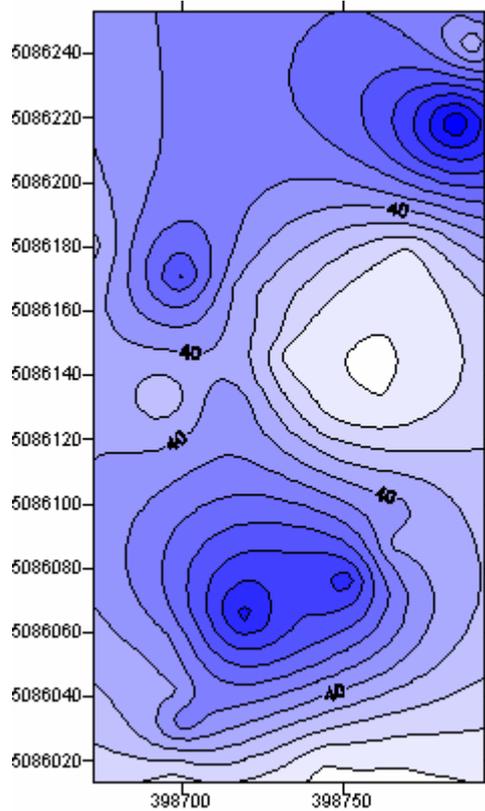
13-12-05



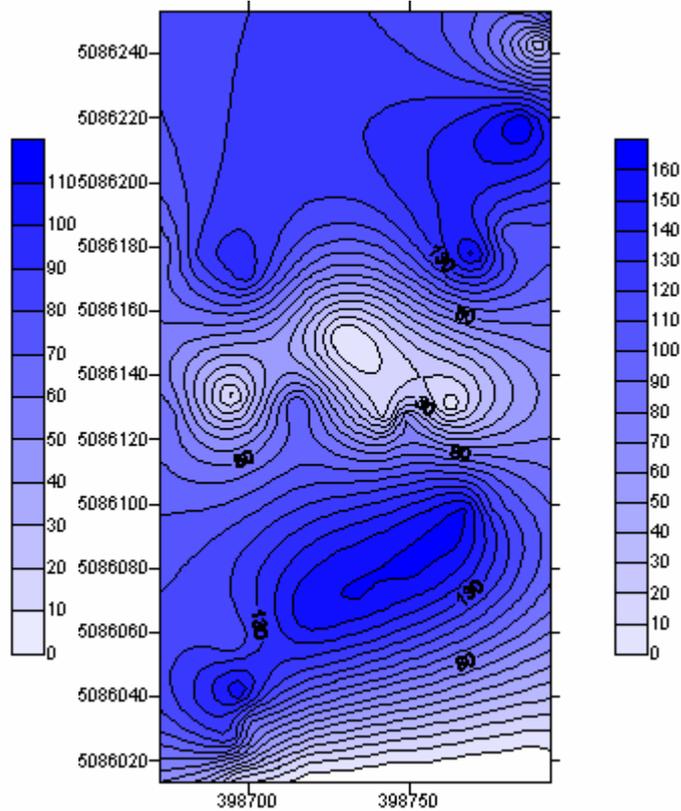
7-1-06



5-2-06



31-3-06



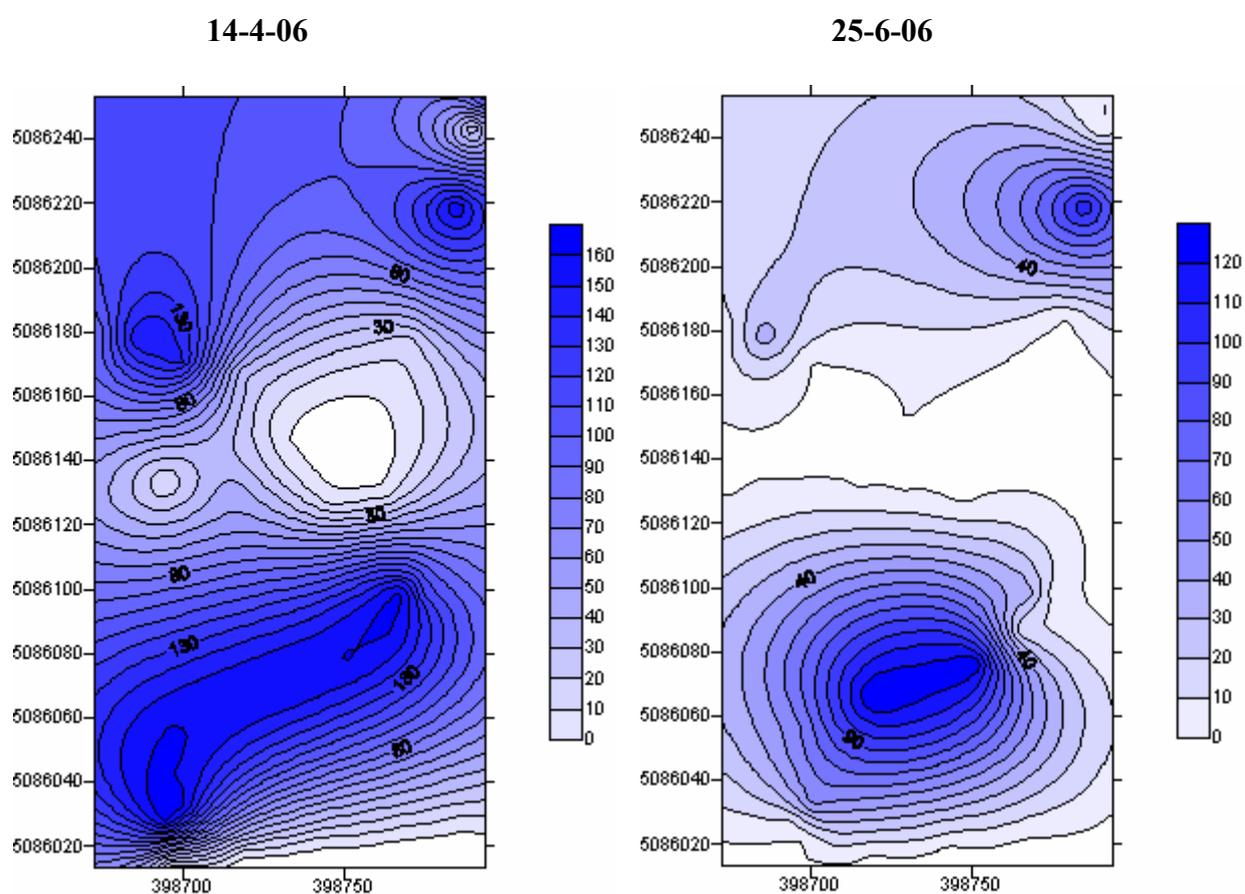


Fig. 2 Fotografia della fila dalle paline dal numero 20 al 25

Le fotografie sottostanti riguardano la situazione del manto nevoso in data 14-4-06. Da notare la grande variabilità areale della copertura nevosa.



6.7 Risultati densità della neve

L' influenza della copertura nevosa sul regime termico dei suoli dipende, oltre che dallo spessore e dalla durata della neve, dalla sua densità (Gold, 1958; 1963; Goodrich, 1982) La neve in genere ha una bassa conducibilità termica che è direttamente proporzionale alla sua densità. In queste condizioni il manto nevoso è assimilabile a un materiale isolante.

Nelle stesse date in cui si è misurata lo spessore della neve, è stata rilevata la densità della neve in corrispondenza delle paline 8-15 e 28, chiamati rispettivamente campione 1, 2 , 3 .

Si hanno perciò otto valori di densità per ogni campione.

DENSITA' DELLA NEVE				
DATE	CAMPIONE 1	CAMPIONE 2	CAMPIONE 3	media giornaliera
	(g/cm ³)	(g/cm ³)	(g/cm ³)	(g/cm ³)
29/10/2005	0.24	0.206	0.429	0.291
19/11/2005	0.221	0.208	0.193	0.207
13/12/2005	0.39	0.304	0.314	0.336
07/01/2006	0.242	0.278	0.246	0.255
05/02/2006	0.242	0.214	0.313	0.256
31/03/2006	0.257	0.246	0.209	0.237
14/04/2006	0.24	0.235	0.288	0.254
25/06/2006	0.684	/	0.672	0.452
media campione	0.314	0.211	0.333	

Fig. 1 Densità della neve

Analizzando l'andamento della densità, si nota che essa è compresa tra 0.2 e 0.4 g/cm³ per tutto il periodo compreso tra novembre e aprile. Un notevole incremento dei valori si ha con l'ultimo rilievo in quanto la neve era in fase di scioglimento; i valori dei campioni 1 e 3 infatti aumentano da 0.2 a 0.6 g/cm³ . In questa data manca la misura della densità presso il campione 2 in quanto la neve si era già sciolta.

Particolare risulta il comportamento del campione 3 che, nella misura di ottobre, presenta un valore molto più elevato rispetto a quello degli altri due campioni. Osservando il grafico sottostante si può notare come i valori di densità di questo campione si discostino parecchio dagli altri e come vi sia un brusco calo tra la prima e la seconda misura.

La densità media giornaliera più alta è nel mese di giugno, seguita da quella di dicembre, il cui valore risulta maggiore rispetto a quelli che sono stati riscontrati negli altri mesi invernali .

I dati ottenuti mostrano che la densità ha una variabilità temporale e spaziale. Infatti, il campione 3 ha un valore medio superiore a quello del campione 2 e del campione 1.

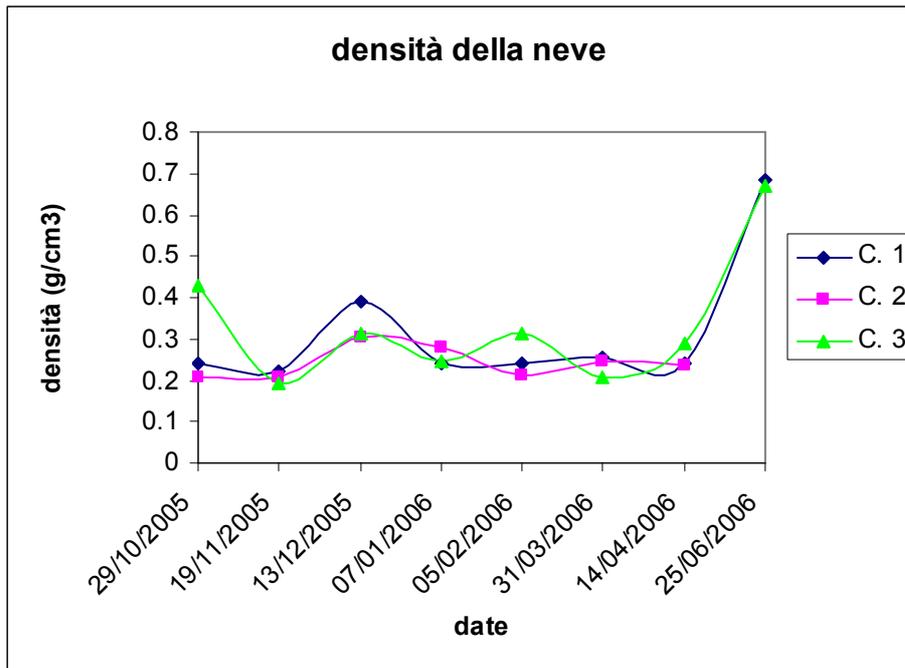


Fig. 2 Andamento della densità della neve nei tre campioni

Avendo i valori delle densità medie di ogni rilievo, si è potuta calcolare la conducibilità termica secondo la formula:

$$K = 2.9 \cdot 10^{-6} d^2$$

Per conducibilità termica si definisce la misura della quantità del calore che attraversa una unità di superficie in una unità di tempo. I valori ottenuti mostrano che la neve ha una bassa conducibilità termica. Il valore minimo lo si ha nel mese di novembre, mentre quello massimo, evidenziato in giallo, è quello del mese di giugno.

DENSITA' - CONDUCEBILITA' TERMICA DELLA NEVE		
DATE	DENSITA' MEDIA GIORNALIERA (g/cm3)	CONDUCEBILITA' TERMICA (W/mK)
29/10/2005	0.291	2.46 10 ⁻⁷
19/11/2005	0.207	1.24 10 ⁻⁷
13/12/2005	0.336	3.27 10 ⁻⁷
07/01/2006	0.255	1.89 10 ⁻⁷
05/02/2006	0.256	1.90 10 ⁻⁷
31/03/2006	0.237	1.63 10 ⁻⁷
14/04/2006	0.254	1.87 10 ⁻⁷
25/06/2006	0.678	1.33 10 ⁻⁶

Fig. 3 Tabella della densità e conducibilità termica della neve

6.8 Risultati durata del manto nevoso

Lo spessore del manto nevoso e la sua durata nel tempo, sono due parametri fondamentali che influenzano il regime termico dei suoli sia per la forte modificazione del bilancio radiativo, sia per l'effetto isolante che ha nei confronti degli scambi energetici (Liang e Zhou, 1993).

Uno spessore di neve maggiore o uguale a 1m isola completamente il suolo dalle variazioni della temperatura dell'aria e dalla radiazione solare; con spessori compresi tra 10 cm e 1 m, l'isolamento è significativo, ma non totale: il calore riesce comunque ad essere trasmesso al suolo.

10 cm di neve non hanno alcun effetto isolante, però possono determinare un significativo abbassamento della temperatura della superficie. Infatti, in presenza di temperature negative dell'aria, si crea un elevato gradiente termico nei pochi centimetri di neve con una perdita di calore (calore sensibile verso l'alto) che abbassa la temperatura all'interfaccia suolo-neve (Guglielmin, 2004; Keller e Gubler, 1993).

E' quindi importante valutare per quanto tempo (giorni) la neve persiste con spessori rientranti in queste soglie.

Nell'area di studio si è monitorato l'andamento della copertura nevosa per il periodo compreso dal 29/10/2005 al 1/10/2006, per un totale di 337 giorni. Per ogni palina sono stati calcolati i giorni in cui lo spessore della neve presenta valori appartenenti a ciascuna soglia, al fine di avere come varia spazialmente la durata della neve.

Grazie ai dati climatici delle stazioni di Cime Bianche (2810m) e Plateau Rosà (3480m), è stato possibile ricostruire l'andamento teorico della neve nel sito monitorato (3100m), stabilendo le durate teoriche per ciascuna soglia.

Avendo le altezze giornaliere della neve delle due stazioni sopra citate, è stato calcolato il gradiente di neve tra Cime Bianche e Plateau Rosà

$$\text{Gradiente} = (\text{Hs P.R.} - \text{Hs C.B.}) / 670 \text{ m}$$

Con : Hs P.R. = altezza della neve a plateau Rosà
 Hs C.B. = altezza della neve a Cime Bianche
 670 m = differenza di quota tra le due stazioni.

Il gradiente ci mostra quanto aumenta la neve ogni metro tra C.B. e P.R. Sapendo che il Colle Nord dista 290 m dalla stazione sottostante di C.B. è stata calcolata l'altezza teorica della neve nell'area di studio nel seguente modo:

$$\text{Hs C.N.} = \text{Hs C.B.} + (290 \text{ m} * \text{gradiente})$$

Con : Hs C.N. = altezza della neve al Colle Nord
 Hs C.B. = altezza della neve a Cime Bianche
 290 m = differenza di quota tra le due stazioni.

Secondo questa ricostruzione, nelle date dei rilievi le altezze teoriche della neve avrebbero dovuto essere le seguenti:

Hs TEORICO AL COLLE NORD DI CIME BIANCHE (3100 m)								
	Hs 1 (cm)	Hs 2 (cm)	Hs 3 (cm)	Hs 4 (cm)	Hs 5 (cm)	Hs 6 (cm)	Hs 7 (cm)	Hs 8 (cm)
	29/10/05	19/11/05	13/12/05	07/01/06	05/02/06	31/03/06	14/04/06	25/06/06
Hs (cm)	38	38	46	58	58	174	184	60

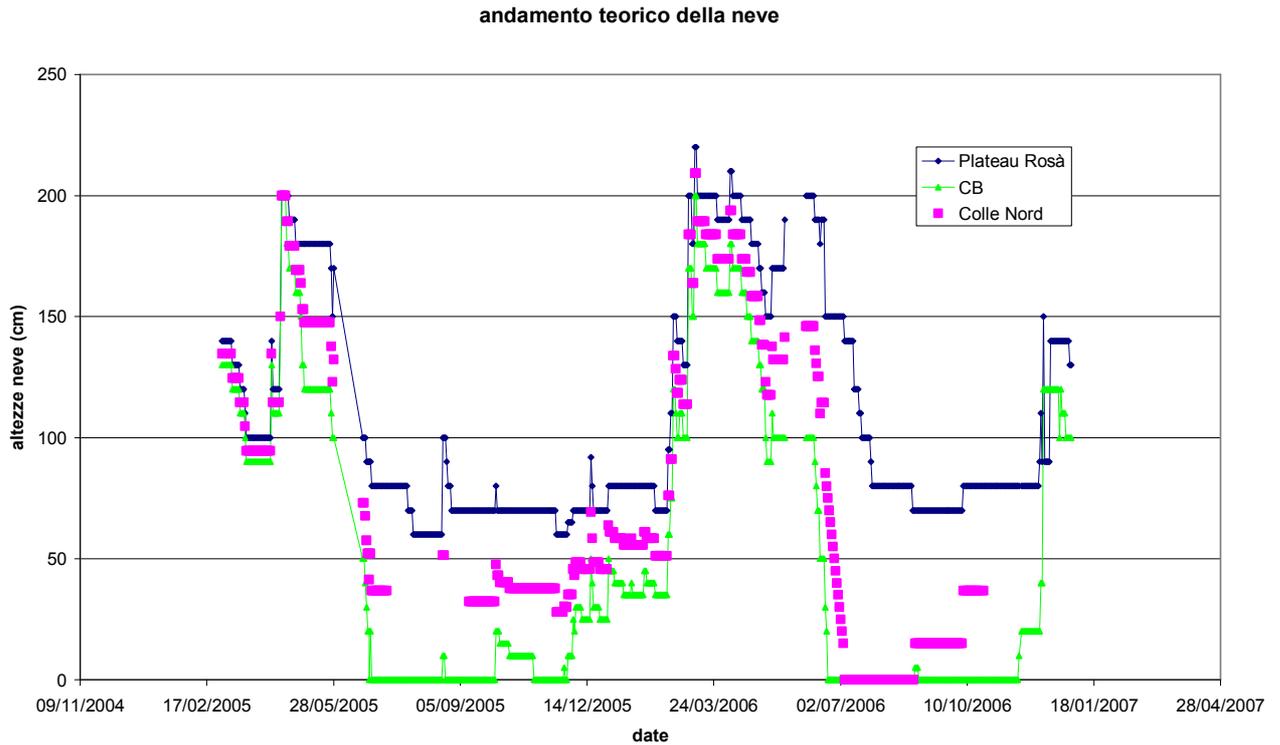


Fig. 1 Andamento teorico della neve al Colle Nord ricostruito utilizzando tutti i dati forniti dalle stazioni di C.B e P.R. a partire dall'inizio del 2005

Il modello teorico dell'andamento della neve è stato usato per calcolare la durata teorica del manto nevoso per ognuna delle soglie sopra citate. Secondo questo, al Colle Nord, per 121 giorni il manto nevoso risulta essere superiore al metro di altezza. Uno spessore compreso tra 10 cm e un metro persiste per 113 giorni, mentre la soglia al di sotto dei 10 cm ha una durata di soli 15 giorni. I restanti 88 giorni sono caratterizzati dalla totale assenza di neve.

Il periodo compreso dal 29/10/05 al 19/2/06 è caratterizzato dalla fase di accumulo della neve che raggiunge i 100 cm di altezza. La copertura nevosa persiste costantemente al di sopra di tale valore per il periodo successivo che inizia dal 19/2/06 fino al 20/6/06 dopodichè si ha un calo progressivo fino alla totale assenza. I dati mostrano che, anche se la fase di scioglimento inizia l'11/6, la neve persiste al di sopra del metro ancora per i dieci giorni successivi prima di diminuire velocemente.

DURATA TEORICA DEL MANTO NEVOSO			
SOGLIA	DATA	DATA	GIORNI
	INIZIO	FINE	TOTALI
Hs = 0 cm	05/07/2006	01/10/2006	88
1<Hs< 10 cm	20/06/2006	05/07/2006	15
11<Hs<100 cm	29/10/2005	19/02/2006	113
Hs > 100 cm	19/02/2006	20/06/2006	121
periodo monitoraggio	29/10/2005	01/10/2006	337

Fig. 2 Durata teorica della neve nell'area di studio

I dati riguardanti l'andamento del manto nevoso a partire dal 25/6/06, ultima data dei rilevamenti sul campo, ricostruiti col modello teorico, sono stati utilizzati unitamente ai dati reali per avere la durata di ciascuna soglia per ogni palina. In questo modo è stato possibile ottenere come varia la durata della copertura nevosa nell'area di studio.

I dati ottenuti mostrano una grande variabilità rispetto al modello teorico. Le paline localizzate lungo i rilievi presentano per il maggior numero di giorni $H_s = 0$ cm e H_s al di sotto dei 10 cm.

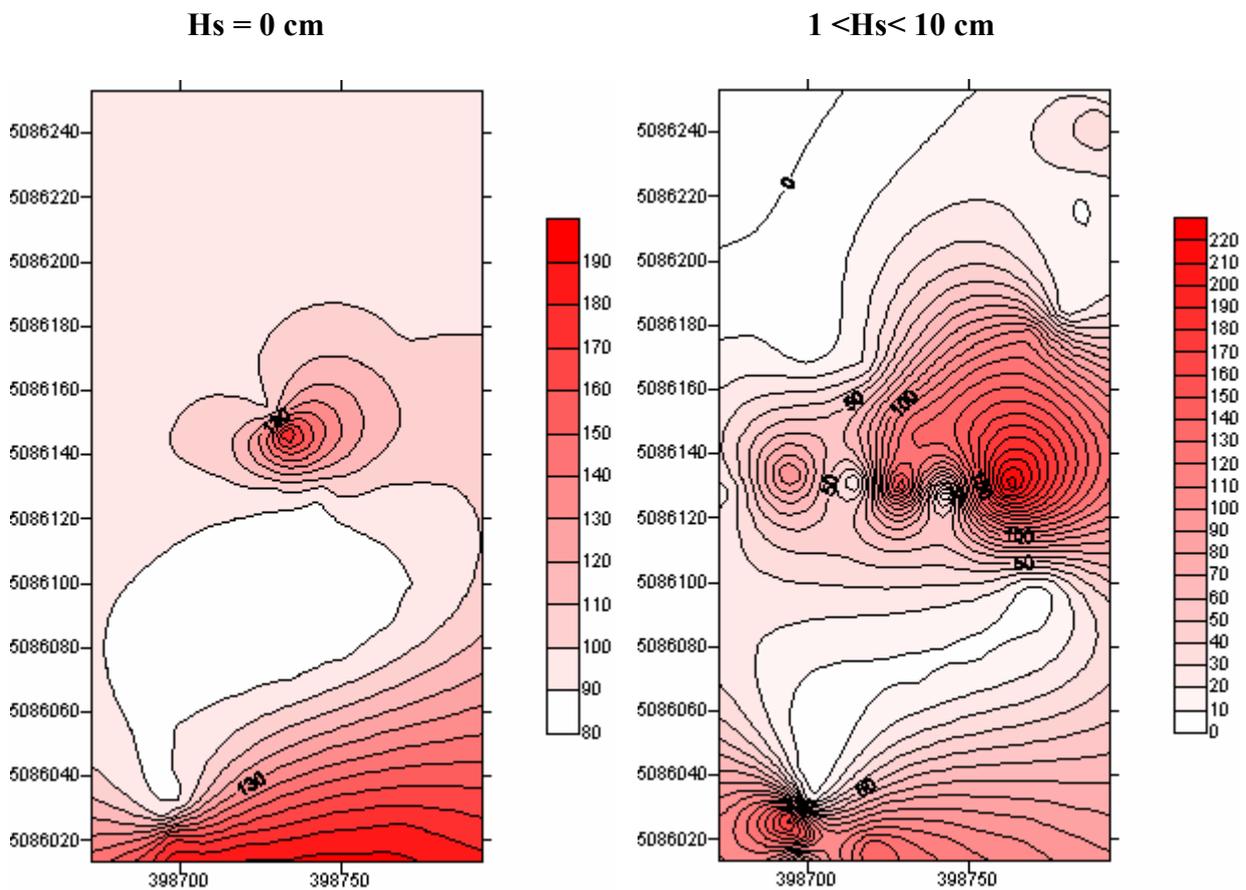
Una maggiore durata della copertura nevosa compresa tra 11cm e 100 cm si ha per le paline presenti nelle depressioni ed è solo presso di queste che si registrano fino a 180 giorni H_s superiori al metro.

Questi dati così variabili rendono impossibile stabilire un andamento comune per tutte le paline e sottolineano come la morfologia locale influisce non solo sullo spessore del manto nevoso, ma anche sulla sua durata.

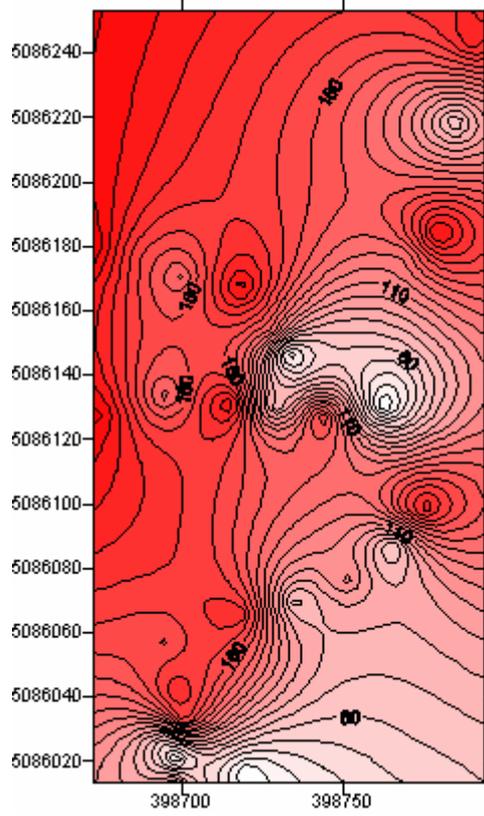
DURATA DEL MANTO NEVOSO PER LA PALINE				
PALINE (n°)	GIORNI	GIORNI	GIORNI	GIORNI
	Hs =0 (cm)	1<Hs< 10 cm	11<Hs<100 cm	Hs >100 (cm)
1	184	97	56	0
2	184	111	42	0
3	184	142	11	0
4	184	51	102	0
5	170	152	15	0
6	98	180	59	0
7	89	9	187	52
8	89	9	158	81
9	89	9	175	64
10	89	9	187	52
11	89	9	64	175
12	89	9	114	125
13	89	9	55	184
14	89	9	170	69
15	98	167	72	0
17	98	17	212	10
18	98	105	134	0
19	98	18	221	0
20	98	8	231	0
21	89	9	175	64
22	98	5	138	96
23	98	22	217	0
24	100	107	130	0
25	184	133	20	0
26	98	105	134	0
27	98	13	217	9
28	89	9	59	180
29	98	41	198	0
30	98	7	187	45
31	89	9	162	77
32	89	11	199	38
33	100	230	7	0
34	98	102	137	0

Fig. 3 Durata delle neve in corrispondenza di ogni palina

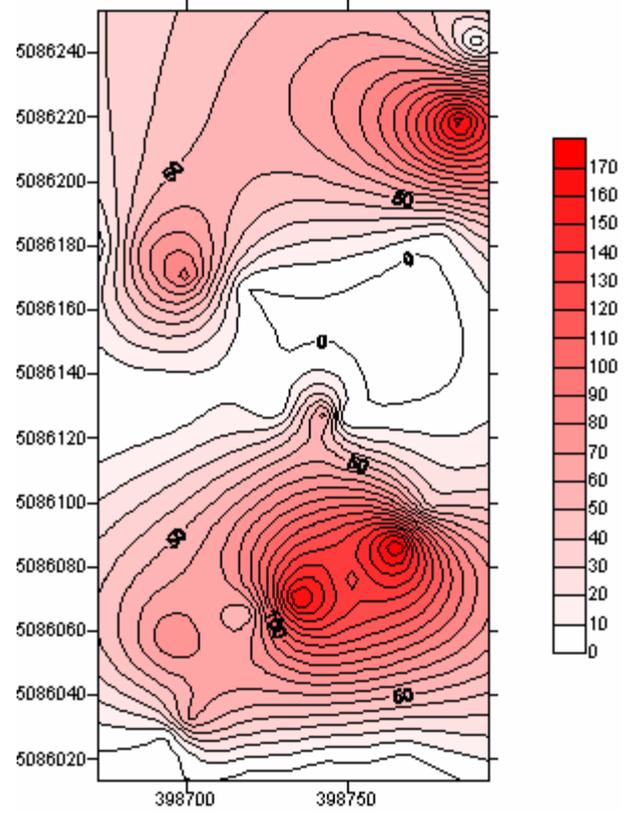
Col programma Surfer 7.0 sono state realizzate quattro carte, ciascuna per ogni soglia, che mostrano la variabilità areale della durata del manto nevoso. Il colore più intenso indica dove si ha per il maggior numero di giorni Hs appartenente a quella determinata soglia. Le isolinee, rappresentanti il numero di giorni con spessore di neve appartenente a determinati valori soglia, sono poste a un'equidistanza di 10 giorni.



11 < Hs < 100 cm



Hs > 100 cm



6.9 Risultati forme – durata del manto nevoso

E' importante valutare come le forme presenti nell'area di studio risentano dell'andamento della copertura nevosa. Quindi, le carte mostranti l'andamento areale della durata della copertura nevosa per ogni soglia stabilita, realizzate col programma Surfer 7.0, sono state sovrapposte alla carta ottenuta con Arcview GIS 3.2 mostrante l'ubicazione delle forme. Questo ha permesso di osservare come queste ultime siano distribuite rispetto a ogni soglia di neve.

Sulla carta sono state indicate solo le paline 5, 20 e 30 per non complicare ulteriormente l'immagine. Bisogna sottolineare che, per un gruppo di forme situate a valle della prima fila di paline (1-5), non è stato possibile stabilire alcuna relazione tra esse e le soglie prese in esame. La loro ubicazione risulta esterna alla zona monitorata con le paline e quindi non si hanno dati che le riguardano.

La legenda valida per tutte le carte mostrate di seguito è la seguente:

- Suoli poligonali
- ▲ Lobi di geliflusso
- ◆ Terrazette

L'intensificarsi del colore rosso nella carta di Surfer indica dove vi sia il maggior numero di giorni uno spessore Hs pari alla soglia considerata.

La prima sovrapposizione riguarda l'andamento temporale della soglia 0 cm di neve. Si nota che tutte le forme, sia suoli, che lobi, che terrazette, sono disposte dove per meno giorni la neve è assente. Esse sono infatti in corrispondenza delle aree bianche o appena tinte di rosso che indicano appunto che per poco tempo la neve misura 0 cm. In particolare tutti lobi (100%) e la maggior parte dei suoli (88.4%) si distribuiscono ove la neve è assente per 80-100 giorni. Il restante 11.6% dei suoli si trova dove la neve è assente per un numero maggiore di giorni (fino a 140). Questi suoli sono nella fascia circostante le paline 15-16-25-26-27-33.

La maggiore durata di Hs = 0 cm si ha in corrispondenza della prima fila di paline, area in cui non si hanno forme.

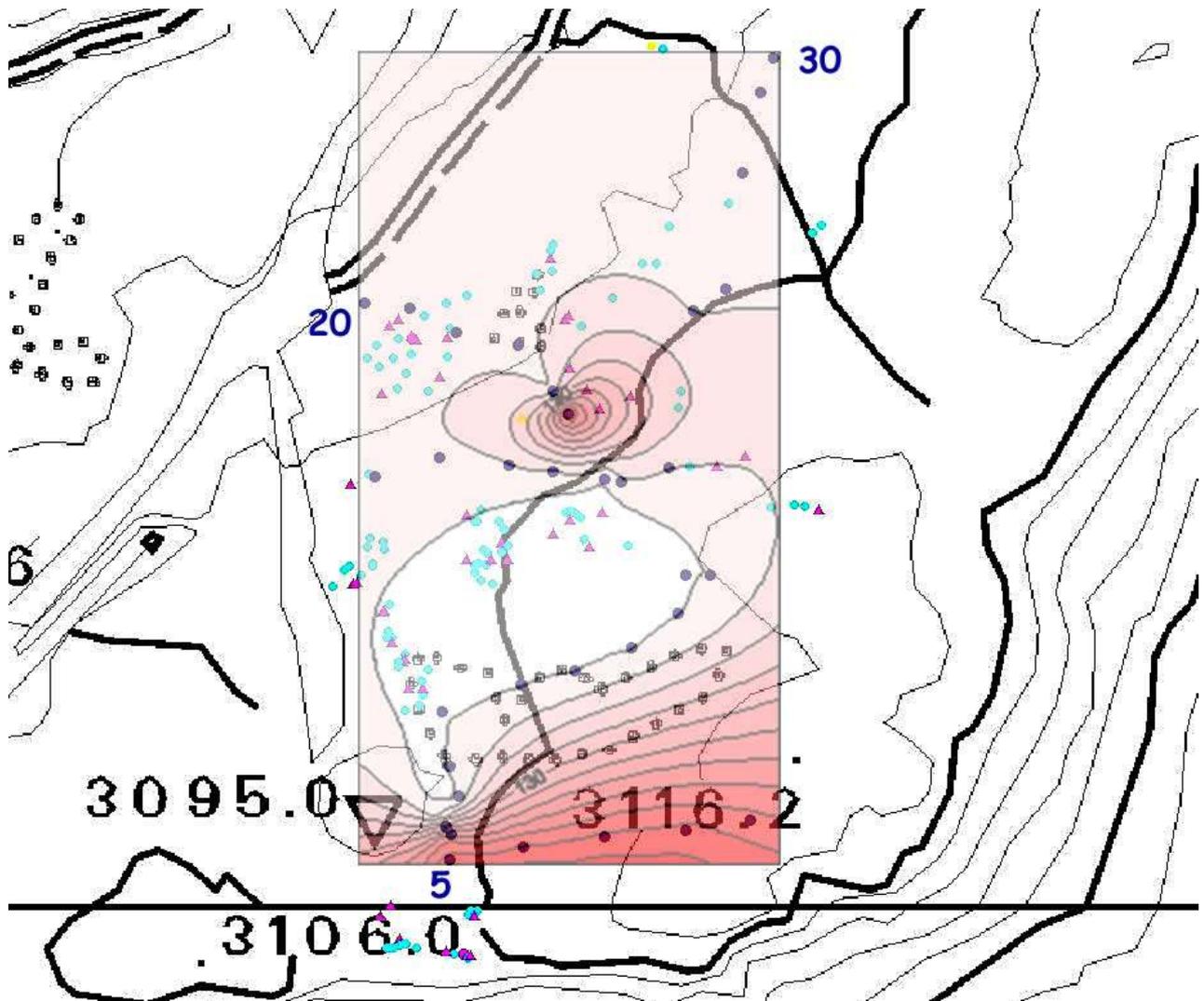


Fig. 1 Sovrapposizione mostrante l'ubicazione delle forme rispetto alla soglia $H_s = 0$ cm



La seconda sovrapposizione riguarda l'andamento temporale della soglia 1-10 cm di neve. Solo un numero limitato di forme ricade dove la neve con spessore compreso in questo intervallo permane per più tempo. Solamente l'8.7% dei suoli poligonali è presente nell'area in cui tale spessore persiste per un periodo compreso al massimo tra 120 e 160 giorni. La maggior parte delle forme ricade nella zona dove tale soglia si ha per meno giorni (bianco, rosso sfumato): il 74% dei lobi e il 60% dei suoli risulta ubicato ove la neve compresa entro i 10 cm persiste per solo 20 giorni

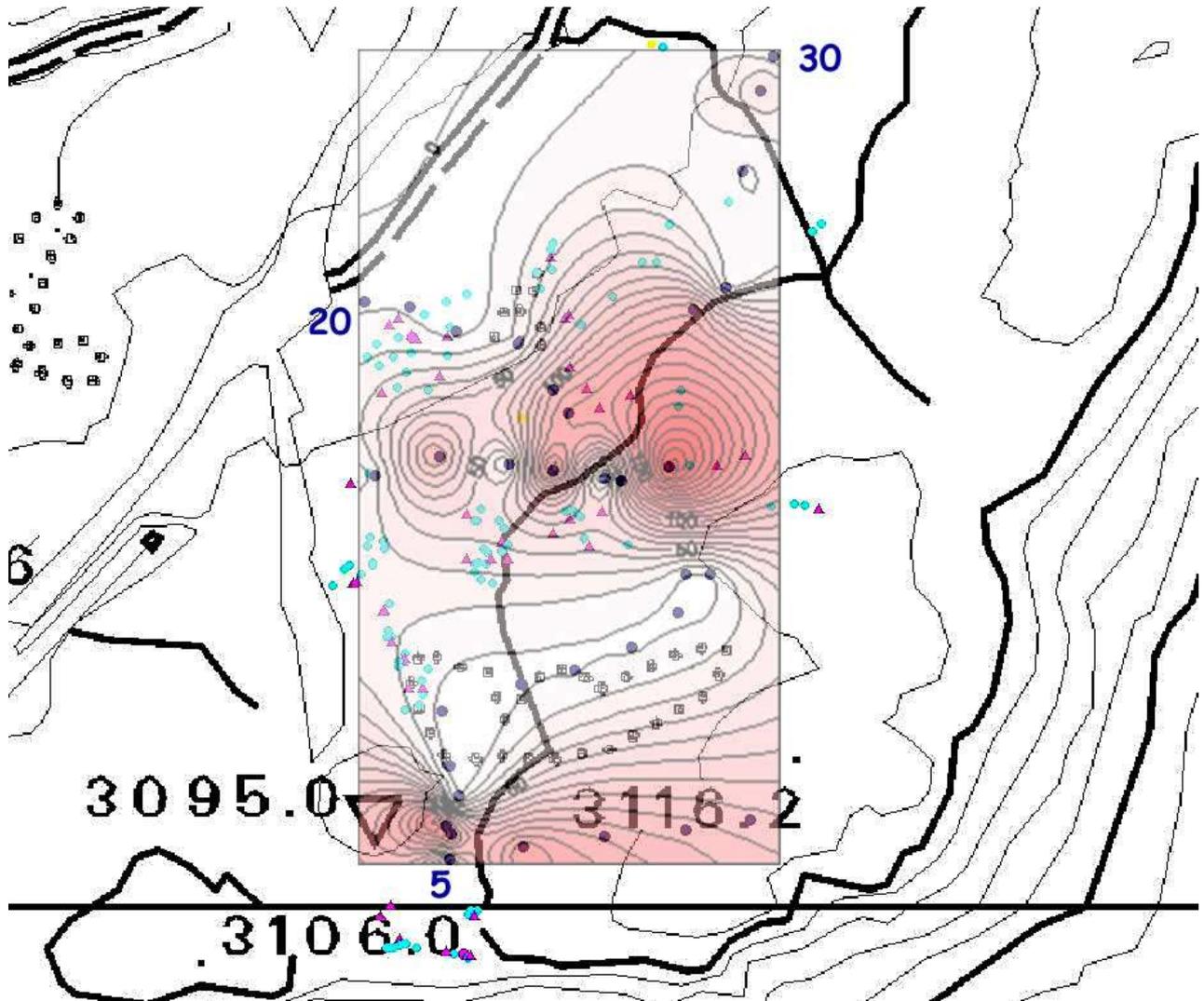


Fig. 2 Sovrapposizione mostrante l'ubicazione delle forme rispetto alla soglia $1 < H_s < 10$ cm

La terza sovrapposizione riguarda l'andamento temporale della soglia 11-100 cm di neve. Questo spessore persiste in quasi tutta l'area per la quasi intera durata del monitoraggio (rosso intenso). Si nota che per oltre 120 giorni, il 76% dei lobi si trova dove lo spessore della copertura nevosa è compreso tra 11 cm e 100 cm; solo il 20% dei suoli si trova invece dove tale soglia resta per meno di 80 giorni (bianco, rosso tenue).

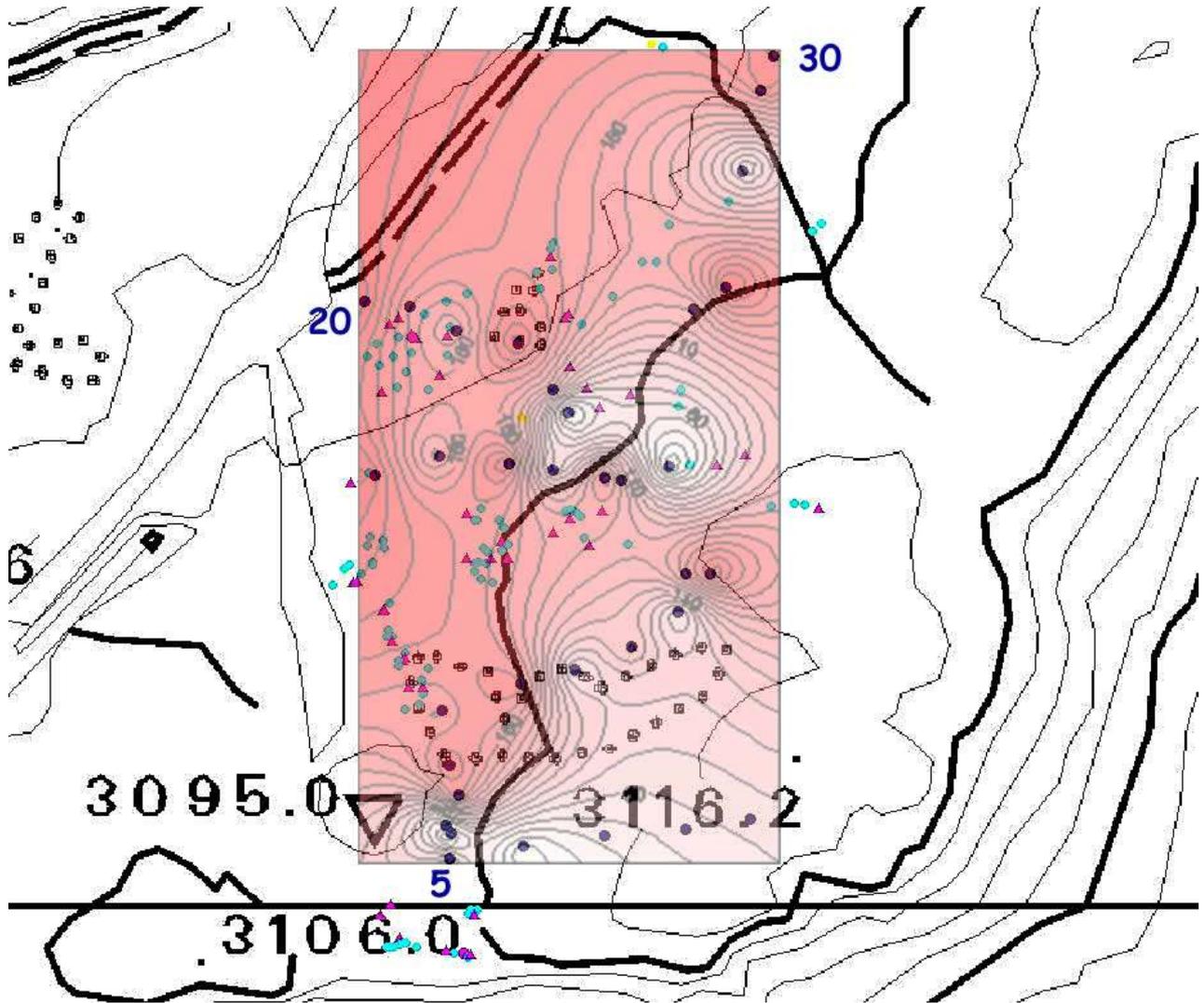


Fig. 3 Sovrapposizione mostrante l'ubicazione delle forme rispetto alla soglia $11 < H_s < 100$ cm

L'ultima sovrapposizione riguarda l'andamento temporale della soglia oltre i 100 cm di neve. La maggiore durata di tale soglia si ha presso le paline 11-12-13-22-28 (rosso intenso); in queste zone sono poche le forme presenti.

La maggior parte di esse ricade invece nella zona dove lo spessore della neve superiore al metro si ha per meno giorni (bianco, rosso sfumato). Infatti, la maggior parte dei lobi (95.8%) si distribuisce dove la neve con altezza superiore al metro, non supera 60 giorni di presenza; i suoli si trovano tutti ove tale soglia non supera 80 giorni di presenza.

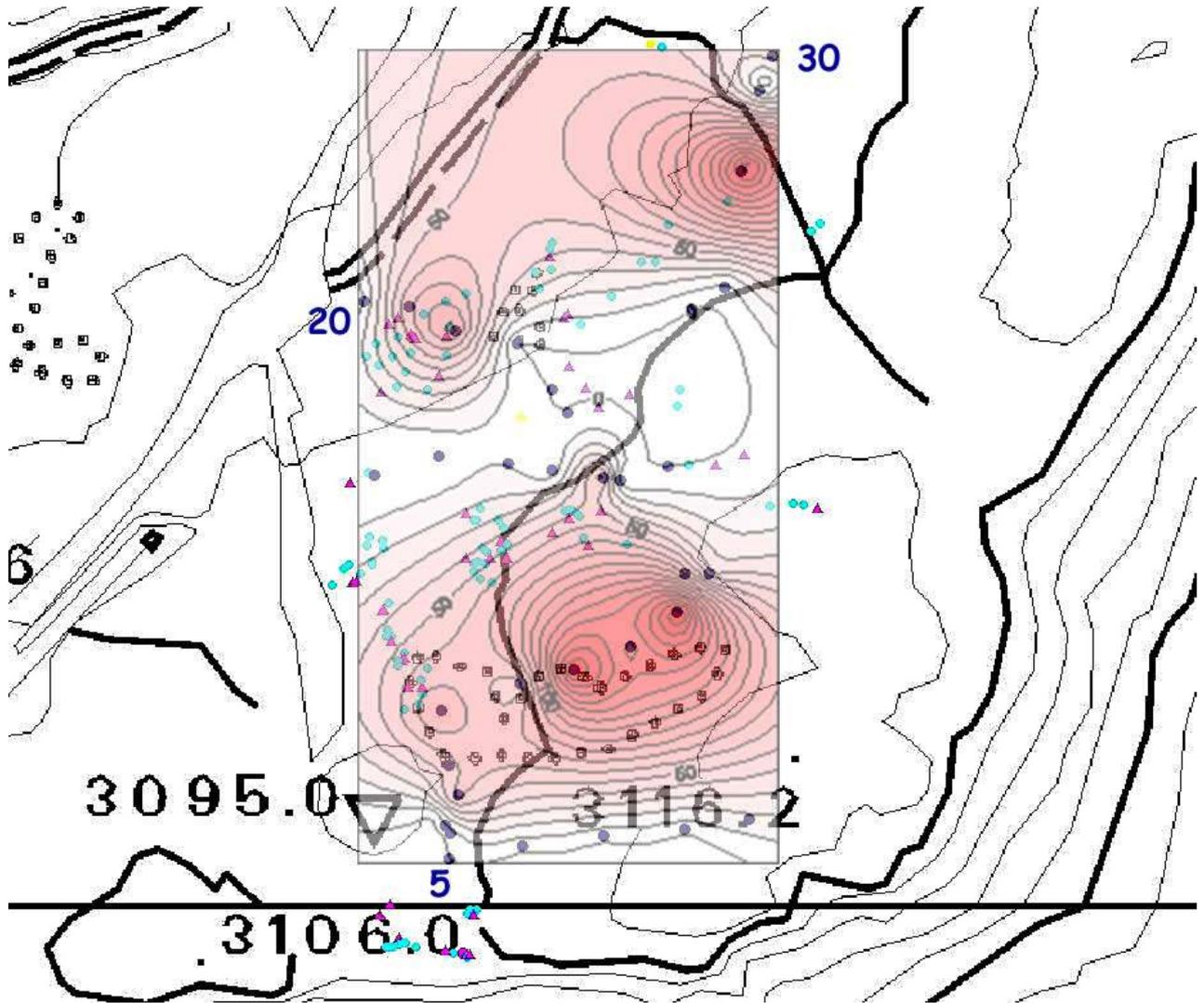


Fig. 4 Sovrapposizione mostrante l'ubicazione delle forme rispetto alla soglia $H_s > 100$ cm



% FORME - DURATA SOGLIE												
SOGLIE		0-20	21-40	41-60	61-80	81-100	101-120	121-140	141-160	161-180	181-200	201-220
		(giorni)										
Hs = 0	S (%)	/	/	/	/	88.4	5.8	5.8	/	/	/	/
	L (%)	/	/	/	/	100	/	/	/	/	/	/
1<Hs< 10 cm	S (%)	60	22.6	/	/	2.9	5.8	5.8	2.9	/	/	/
	L (%)	74	15	5.4	1.4	/	/	1.4	1.4	1.4	/	/
11<Hs<100 cm	S (%)	/	/	14.2	5.8	/	11.5	25.7	8.5	28.5	5.8	/
	L (%)	/	1.4	/	1.4	/	9.5	10.9	13.6	43.8	16.4	2.8
Hs >100 (cm)	S (%)	28.5	28.5	37.3	5.7	/	/	/	/	/	/	/
	L (%)	28.8	39.7	27.3	2.8	/	/	1.4	/	/	/	/

Fig. 5 Tabella riassuntiva delle percentuali di forme relative alla durata del manto nevoso con spessori entro i valori soglia considerati.

S = suoli poligonali; L = lobi di geliflusso

6.10 Risultati dati climatici

Per la caratterizzazione climatica dell'area ci si è serviti di dati forniti dalla Cervino S.p.A. da due diverse stazioni meteorologiche, scelte per la loro disposizione in punti strategici nella vallata. Tali stazioni sono quelle di Cime bianche Laghi (2810m) che delimita a valle l'area di studio, e quella di Plateau Rosà (3480m) che la delimita a monte. Inoltre, per quanto riguarda lo spessore del manto nevoso al suolo, sono stati utilizzati anche dati relativi alla stazione di Plan Maison (2555m) in modo da poter avere una descrizione più precisa dell'andamento.

Sono stati utilizzati i dati meteo registrati fra il mese di gennaio del 2006 e il mese dicembre del medesimo anno in quanto periodo in cui si sono svolti i rilevamenti sul campo. Sono stati elaborati quindi dati sull'andamento della neve al suolo e sulle temperature mensili.

Le temperature più basse dell'anno vengono registrate, in entrambe le stazioni meteo, nei mesi di dicembre, gennaio e febbraio, mentre quelle più elevate in giugno, luglio e settembre raggiungendo il valore massimo di 12°C a Cime Bianche e quello di 6,23 °C a Plateau Rosà.

Nel mese di agosto, differentemente da quello che ci si aspetterebbe, si assiste in entrambe le stazioni a una notevole diminuzione di temperatura rispetto ai due precedenti mesi. Essa aumenta successivamente in settembre per poi continuare a diminuire nei mesi seguenti.

L'andamento della temperatura mostra quindi un graduale aumento di mese in mese da dicembre fino a luglio, una successiva diminuzione nel mese di agosto seguita da un aumento in settembre e un netto calo fino a dicembre.

A Cime Bianche la temperatura esce dalle soglie negative da aprile a novembre, mentre a Plateau i valori positivi si hanno a partire solo da giugno.

TEMPERATURE MEDIE MENSILI ARIA 2006			
	CIME BIANCHE (2810m)	COLLE NORD C.B. (3100m)	PLATEAU ROSA (3480m)
mesi	temperatura (°C)	temperatura (°C)	temperatura (°C)
1\2006	-5,73	-7,19	-10,83
2\2006	-4,78	-7,1	-10,35
3\2006	-4,14	-6,44	-9,5
4\2006	1,72	-1,18	-5,02
5\2006	2,22	0,52	-1,8
6\2006	9,9	7,8	4,84
7\2006	12,2	9,7	6,23
8\2006	6,11	3,71	0,33
9\2006	9,55	7,25	4,08
10\2006	4,8	3,1	0,78
11\2006	0,65	-1,5	-4,64
12\2006	-8,01	-7,01	-10,4
<i>media annua</i>	2,04	0,13	-3,02

Fig.1 Tabella riassuntiva delle temperature medie mensili per l'anno 2006 di Cime Bianche, Plateau Rosà e dell'area di studio.

Conoscendo i valori delle temperature nelle due stazioni e la differenza di quota che le separa, per la precisione 670m, è stato possibile calcolare il gradiente mensile di Temperatura ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$).

Esso risulta essere variabile durante tutto l'anno. Come dimostra il grafico, si ha un picco massimo a aprile seguito da un immediato calo; i periodi gennaio-marzo e luglio-settembre mostrano lievi oscillazioni; il valore minimo risulta a dicembre.

Si può notare come i valori dei gradienti risultano molto più elevati di quello presente in letteratura (Belloni, 1993) in cui la diminuzione di temperatura è stata calcolata di $0,6^{\circ}\text{C}$ ogni 100m.

Questa differenza può essere dovuta alla presenza vicina del ghiacciaio di Valtournenche che agisce sul microclima locale.

GRADIENTI TEMPERATURE MEDIE MENSILI ARIA 2006	
mesi	diminuzione temperatura C.B.-P.R. ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)
1\2006	0,76
2\2006	0,83
3\2006	0,8
4\2006	1
5\2006	0,6
6\2006	0,75
7\2006	0,89
8\2006	0,86
9\2006	0,81
10\2006	0,6
11\2006	0,78
12\2006	0,35

Fig.2 Tabella: gradiente di temperatura mensile tra Cime Bianche e Plateau Rosà

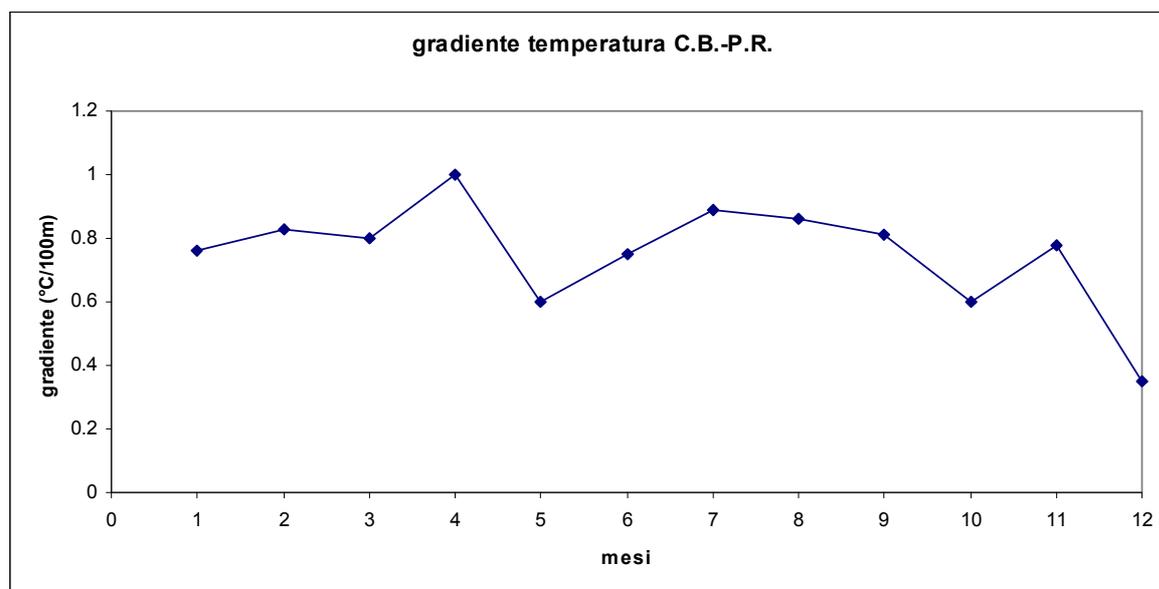


Fig.3 Andamento del gradiente di temperatura mensile ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) tra Cime Bianche e Plateau Rosà

Conoscendo i valori del gradiente mensile, sono state calcolate le temperature medie mensili dell'area di studio, posta a 3100 m. Come si può notare dalla tabella mostrata in Fig.1 e dal grafico sottostante, la temperatura del sito mostra lo stesso andamento già descritto nelle altre due stazioni. Inoltre, Cime Bianche e il Colle Nord di C.B. hanno temperature medie annue positive rispettivamente di 2,04 e 0,13°C ; Plateau Rosà invece ha una temperatura media annua di -3,02 °C dovuta alla presenza del ghiacciaio.

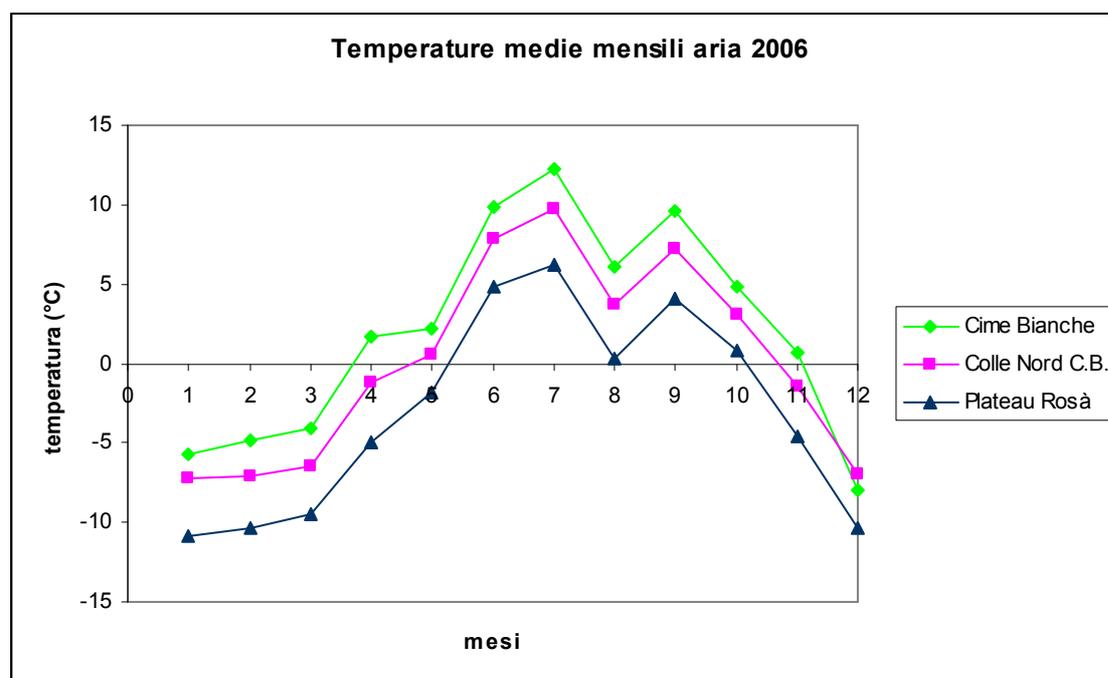


Fig.4 Andamento delle temperature medie mensili per l'anno 2006 delle stazioni di Cime Bianche, Plateau Rosà e Colle Nord di Cime Bianche

Per avere informazioni sulle precipitazioni nevose, come già detto all'inizio del paragrafo, sono stati utilizzati i dati relativi a tre stazioni meteo: Plan Maison (2555 m), Cime Bianche (2810 m) e Plateau Rosà (3480 m). L'abbondanza delle precipitazioni, la durata della permanenza e lo spessore del manto nevoso al suolo hanno un'influenza diretta sulle condizioni termiche a cui è sottoposto il terreno. La copertura nevosa unitamente alla temperatura condizionano il mantenimento del permafrost.

Il clima è tipicamente Alpino, con picchi di precipitazioni nei mesi primaverili e invernali. Gli spessori maggiori del manto nevoso si hanno per tutte le stazioni da marzo a maggio, col massimo valore nel mese di marzo. Il minimo si raggiunge nei mesi estivi, da giugno a ottobre.

Le stazioni di Plan Maison e Cime Bianche presentano lo stesso andamento della permanenza della neve. Da gennaio a marzo si ha un progressivo aumento dello spessore, mentre da aprile a giugno si ha un graduale scioglimento raggiungendo la totale assenza di neve nel periodo estivo.

Nel mese di agosto a Cime Bianche è stata registrata la presenza di un esiguo strato di neve. Questo è correlato all'abbassamento di temperatura che è avvenuto in questo mese e che, per la maggiore quota e protezione dai venti della stazione di Cime Bianche rispetto a Plan Maison, ha permesso la permanenza della neve. Successivamente a partire da novembre si assiste ad un aumento progressivo.

Plan Maison ha una media annua di 43,3 cm , inferiore a quella di Cime Bianche con 55,9 cm. Questa differenza può essere dovuta alla differenza di quota tra le due stazioni e alla loro ubicazioni.

P. Maison, infatti, sorge sulla piana glaciale appena sopra Breuil ed è maggiormente esposta ai raggi solari e ai violenti venti invernali che spazzano via la neve fresca. Cime Bianche invece risulta essere più protetta dai versanti delle montagne circostanti (Gran Sometta e Plateau Rosà)

h media mensile neve 2006			
	PLAN MAISON (2555m)	CIME BIANCHE (2810m)	PLATEAU ROSA (3480m)
mesi	h media (cm)	h media (cm)	h media (cm)
1\2006	32,2	38,5	80
2\2006	56,2	64,2	99,6
3\2006	146,7	164,5	191,6
4\2006	116,3	156,3	190,3
5\2006	84,7	101,5	164,2
6\2006	11,5	48,4	175,3
7\2006	0	0	116,4
8\2006	0	0,3	75
9\2006	0	0	70
10\2006	0	0	75
11\2006	0,84	6,5	80
12\2006	71,9	90,6	125,4
<i>media mensile</i>	43,3	55,9	120,2
<i>Prec. tot. annua</i>	520,34	670,8	1442,8

Fig.5 Tabella riassuntiva dello spessore medio mensile del manto nevoso alle stazioni di Plan Maison, Cime Bianche e Plateau Rosà.

Lievemente differente è l'andamento di Plateau Rosà. Qui la neve vi permane tutto l'anno. Anche in questa stazione i mesi da gennaio ad aprile sono caratterizzati da un progressivo aumento dello spessore della copertura nevosa, raggiungendo il valore massimo di 191,6 cm nel mese di marzo. Tra aprile e maggio si assiste a una diminuzione con un immediato aumento in giugno. Successivamente lo spessore della neve diminuisce raggiungendo i valori più bassi durante l'estate, senza però mai scendere sotto i 70 cm di settembre. Già da ottobre si assiste a un graduale aumento. Bisogna comunque tener presente che lo spessore della neve è condizionato dai forti venti di alta quota che ne reimpostano la distribuzione.

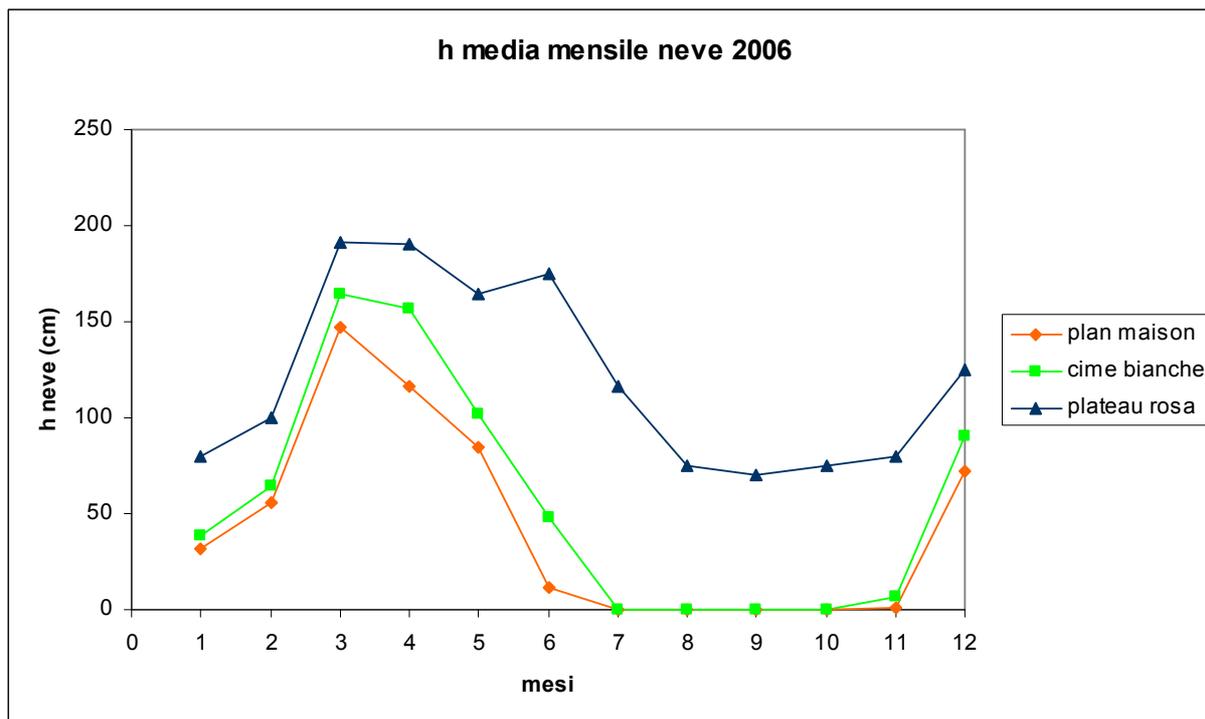


Fig 6. Andamento dello spessore medio mensile del manto nevoso nelle stazioni di Plan Maison, Cime Bianche e Plateau Rosà

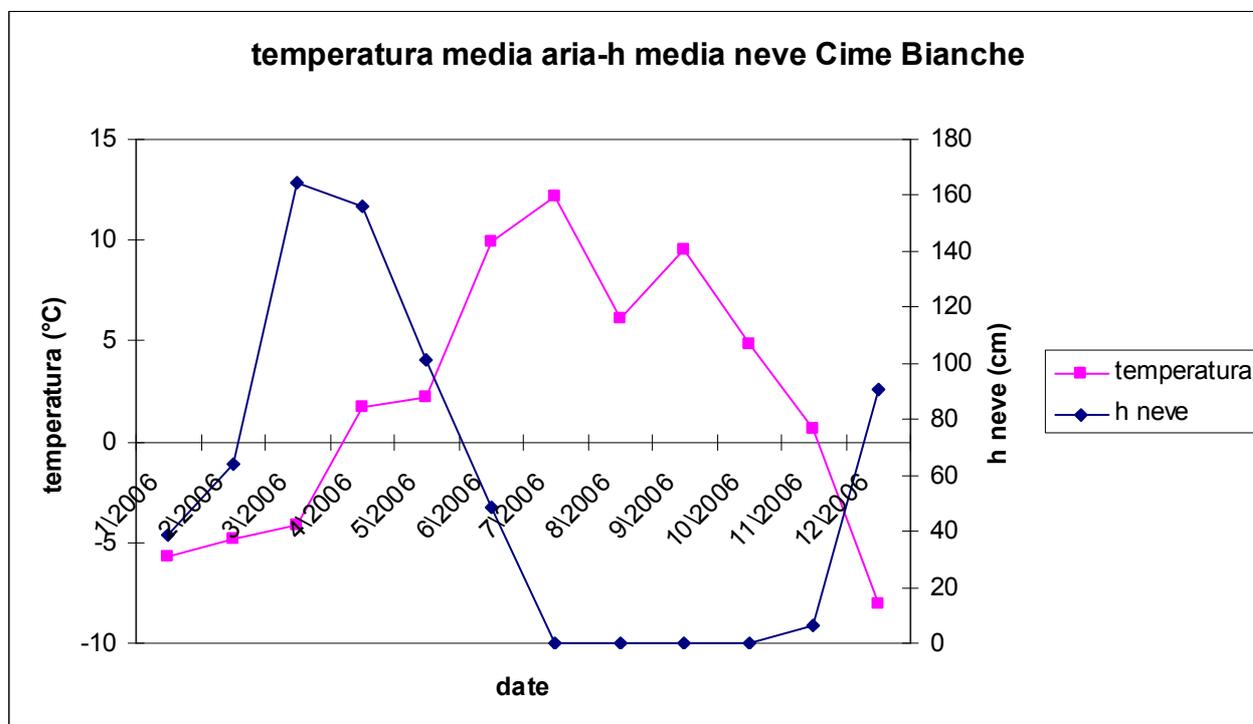


Fig. 7 Grafico riassuntivo dell'andamento delle temperature medie mensili dell'aria e dell'altezza media mensile del manto nevoso a Cime Bianche

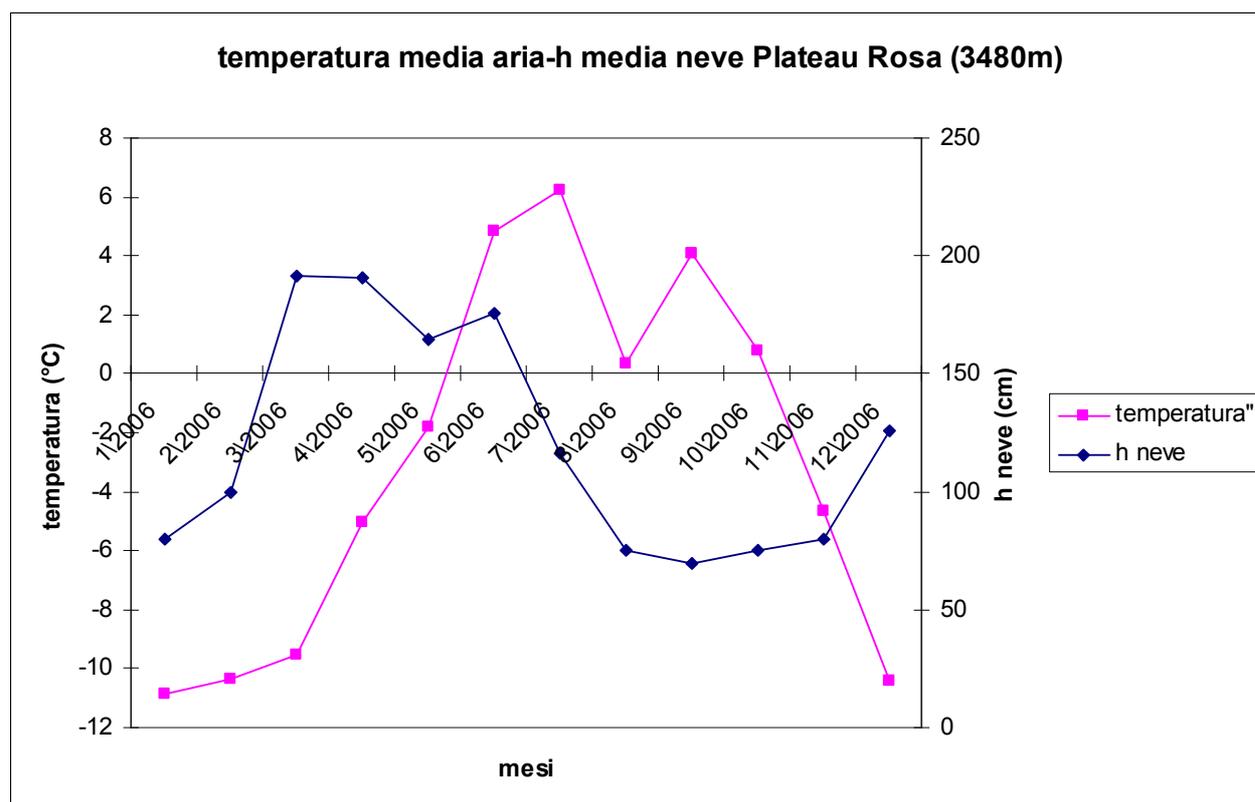


Fig. 7 Grafico riassuntivo dell'andamento delle temperature medie mensili dell'aria e dell'altezza media mensile del manto nevoso a Plateau Rosa

La durata e lo spessore del manto nevoso hanno un ruolo fondamentale nel condizionare la frequenza dei cicli di gelo-disgelo che generano i movimenti superficiali del suolo (frost heave e frost creep). La maggior frequenza dei cicli gelo-disgelo si ha nei mesi da settembre a novembre e in aprile, cioè quando lo spessore della neve è insufficiente per isolare il suolo dalle escursioni termiche giornaliere (Matsuoka, 2005). Conoscendo le temperature giornaliere dell'aria e le altezze del manto nevoso, sono stati calcolati il numero di cicli mensili avvenuti nell'area di studio.

I dati climatici della stazione di Cime Bianche (2810m) sono stati utilizzati per calcolare il numero di cicli di gelo-disgelo che sono avvenuti nel periodo compreso tra ottobre 2005 e ottobre 2006, arco di tempo in cui si è effettuato il monitoraggio del manto nevoso.

Il conteggio è stato eseguito contando, mese per mese, il numero di volte in cui la linea delle temperature medie giornaliere scende al di sotto degli 0°C (French, 1996).

Il maggior numero di cicli si verifica nei mesi di novembre 2005, marzo e aprile 2006. E' in quest'ultimo mese in cui sono avvenuti il massimo numero di cicli (19).

Nei mesi di giugno, luglio e settembre le temperature permangono sempre al di sopra dello 0°C e quindi non si hanno cicli.

Come si può notare dal precedente grafico mostrante i valori medi mensili dell'aria, il mese di agosto presenta invece una diminuzione delle temperature medie e questo giustifica il fatto che, a differenza degli altri mesi estivi, siano avvenuti 7 cicli di gelo-disgelo.

Il totale annuo, 89 cicli, si può considerare elevato confrontato coi valori riscontrati in altre regioni. Ad esempio, Sulle Alpi Svizzere, in Canada e in Siberia, rispettivamente nel 2005, nel 1959 e nel 1986, la frequenza annua dei cicli è stata pari a 50 (Matsuoka, 2005; Ushakova, 1986; Fraser, 1959). Matsuoka riporta che nel 1990 sulle Alpi Giapponesi sono avvenuti 88 cicli.

Il valore elevato dei cicli di gelo e disgelo riscontrato a Cime Bianche, suggerisce che essi hanno un ruolo fondamentale nel generare i movimenti verticali del suolo provocando selezione granulometrica.

CICLI GELO-DISGELO A CIME BIANCHE (2810 m)	
MESI	CICLI GELO-DISGELO (n°)
10\2005	6
11\2005	11
12\2005	5
1\2006	5
2\2006	7
3\2006	13
4\2006	19
5\2006	12
6\2006	0
7\2006	0
8\2006	7
9\2006	0
10\2006	4
Totale annuo	89

Fig. 8 Tabella mostrante il numero dei cicli gelo-disgelo avvenuti alla stazione di Cime Bianche (2810 m)

CONCLUSIONI

7. CONCLUSIONI

- I risultati del rilevamento geomorfologico permettono di individuare nell'area di studio tre tipologie di forme: suoli poligonali, lobi e terrazzette. Sono tutte forme selezionate in quanto presentano un centro costituito da granulometria fine e un bordo formato da ciottoli e blocchi.

I parametri rilevati mostrano: il centro costituito soprattutto da matrice sabbio-limoso e il bordo da ciottoli e blocchi angolari e subangolari; scarsità di componente vegetale; basse inclinazione dei substrati.

- Nell'area di studio non sono state riscontrate forme di erosione glaciale: sono assenti sia rocce montonate, che strie, che scanalature, che solchi glaciali.

Non si riconoscono detriti sottoglaciali in quanto mancano clasti arrotondati, sfaccettati e a forma di ferro da stiro e la frazione fine è molto inferiore rispetto a quella rappresentata da ciottoli e blocchi. Non si individuano neppure sedimenti endo e sopraglaciali. I clasti, pur essendo tutti angolari e subangolari, non presentano tracce di abrasione che possano testimoniare il passaggio del ghiacciaio.

Secondo queste osservazioni il sito studiato non rientra nell'area occupata dal ghiacciaio di Valtourneche durante la Piccola Età Glaciale, a differenza di quanto sostenuto dagli autori Vanuzzo e Guglielmin (1995).

- Il meccanismo principale di selezione granulometrica è dovuto al frost heave che dipende dalle condizioni climatiche e dalla litologia. Per questo processo sono necessari cicli di gelo-disgelo, disponibilità di acqua che gelando consente il criosollevarimento delle particelle, quantitativi di frazione granulometrica fine maggiori al 10% e inclinazioni del substrato inferiori ai 5° per i suoli e superiori ai 15° per i lobi (Goldthwait, 1976). L'analisi di dettaglio eseguita su campioni di matrice prelevati da otto forme, mostra valori che si discostano dal modello sopra citato.

La frazione fine risulta al di sotto della soglia necessaria e anche le inclinazioni del substrato, soprattutto per i lobi, sono molto basse. Solamente il suolo 8, con il 10% di fine e 2° di inclinazione, possiede le caratteristiche necessarie affinché avvenga il frost heave.

- L'andamento della sostanza organica con la profondità è un indice della presenza o assenza di processi di crioturbazione. Se tale parametro è maggiore in profondità o è omogeneamente diffuso lungo tutto il profilo indica che è avvenuta una grossa crioturbazione; se esso è invece superiore verso la parte superficiale è indice di assenza di tali processi. Nella maggior parte delle forme studiate si hanno notevoli differenze nell'andamento della sostanza organica tra la parte più superficiale e il fondo della sezione.

Si possono così individuare due famiglie di forme:

- la prima formata dalle forme 2, 5, 6 e 7 che hanno sostanza organica maggiore in profondità e quindi indice di crioturbazione
- la seconda costituita dalle forme 1, 3, 4 e 8 con sostanza organica maggiore in superficie e quindi indice di assenza di crioturbazione.

- I criosuoli, oltre alla sostanza organica, devono avere la frazione fine che aumenta con la profondità. Solo il suolo 2 presenta queste caratteristiche e quindi in esso è avvenuta crioturbazione. Anomali sono invece le forme 5, 6 e 7 in cui il fine diminuisce verso il basso, contrariamente all'andamento della sostanza organica

-Il metodo STG (Shallow temperature of Ground in summertime) ha permesso di individuare la presenza di permafrost nell'area di studio. I profili termici del suolo ottenuti col metodo Stg mostrano una grande variabilità delle temperature sia nei centimetri più superficiali, che alle profondità maggiori dello scavo (dai 20 ai 30 cm, e dai 30 ai 40 cm). L'alta correlazione ottenuta

($R^2 = 0.7$) tra le temperature del suolo comprese tra 20 cm e 50 cm e le temperature medie giornaliere dell'aria, indica che tali valori Stg non sono indicativi della media termica stagionale. Inoltre l'utilizzo di tali dati per il calcolo dello spessore dello strato attivo ha portato a una sua sottostima rispetto al valore ottenuto con metodi geofisici o geognostici. Si può quindi concludere che le misure Stg eseguite sono poco attendibili in quanto sono molto influenzate dall'effetto dell'aria e della radiazione solare. Per avere dei valori attendibili bisognerebbe rifare i rilevamenti scavando un varco che sia più piccolo possibile in modo da minimizzare l'effetto delle variazioni termiche giornaliere all'epoca della misura.

- La distribuzione del permafrost è stata dedotta dalle misure BTS (Bottom temperature of winter snow cover) effettuate il 31/3/06 in corrispondenza delle paline con altezza del manto nevoso superiore a 80 cm. Si nota che le 16 paline presso cui è stato possibile eseguire i rilevamenti sono concentrate prevalentemente sui versanti meridionale e occidentale. Il 68.8% delle misure presentano temperature inferiori ai -3°C (permafrost presente), per il 18.7% sono comprese tra -3°C e -2°C (permafrost possibile) e per il restante 12.5% risultano superiori a -2°C (permafrost assente).

- Dalla sovrapposizione tra le carte mostranti la distribuzione del permafrost e la disposizione delle forme, si nota che la maggior parte di esse è ubicata dove il permafrost è presente (85.3% suoli; 88.2% lobi) o possibile (8.8% suoli; 10.5% lobi).

- L'andamento della copertura nevosa mostra una grande variabilità sia areale che temporale: i dati ottenuti si discostano da quelli del modello teorico. Nell'ambito della stessa data del rilievo, si hanno paline presso le quali la neve raggiunge pochi centimetri di altezza e altre presso cui raggiunge il valore massimo ($H_s \geq 160$ cm).

In particolare la neve è sempre molto bassa in corrispondenza delle paline che sono posizionate su rilievi, mentre le altezze maggiori si misurano presso quelle ubicate in depressioni. Quindi, la particolare morfologia dell'area di studio, caratterizzata dall'alternarsi di depressioni e rilievi, condiziona l'andamento del manto nevoso.

- Anche il numero dei giorni con presenza del manto nevoso con spessori entro determinati valori soglia (0cm, 1-10 cm, 11-100cm e >100 cm), mostrano una grande variabilità rispetto al modello teorico. Le paline localizzate lungo i rilievi presentano per il maggior numero di giorni $H_s = 0$ cm e H_s al di sotto dei 10 cm. Una maggiore durata della copertura nevosa compresa tra 11 cm e 100 cm si ha per le paline presenti nelle depressioni, ed è solo presso di queste che si registrano fino a 180 giorni H_s superiori al metro.

Questi dati sottolineano come la morfologia locale influisce non solo sullo spessore del manto nevoso, ma anche sulla sua durata

- La grande variabilità temporale e spaziale della copertura nevosa governa l'influenza che la temperatura dell'aria ha sul regime termico del suolo. La presenza contemporanea di paline con spessori di neve superiori a 160 cm e di altre con pochi centimetri o addirittura totalmente prive, fa sì che vi siano aree totalmente isolate unitamente ad aree completamente soggette agli effetti della temperatura esterna.

- Dalla sovrapposizione tra le carte della durata del manto nevoso rispetto ai valori soglia citati precedentemente con quella della disposizione delle forme emerge che:

- Tutti lobi (100%) e la maggior parte dei suoli (88.4%) si distribuiscono ove la neve è assente per 80-100 giorni. Il restante 11.6% dei suoli si trova dove la neve è assente per un numero maggiore di giorni (fino a 140).

- Il 74% dei lobi e il 60% dei suoli risulta ubicato ove la neve compresa entro i 10 cm persiste per solo 20 giorni.
- La maggior parte delle forme, invece, ricade dove la neve con spessore compreso tra 11-100 cm persiste per un maggior numero di giorni. Per oltre 120 giorni, il 76% dei lobi si trova dove lo spessore della copertura nevosa è compreso tra 11 cm e 100 cm; solo il 20% dei suoli si trova invece dove tale soglia resta per meno di 80 giorni.
- La maggior parte dei lobi (95.8%) si distribuisce dove la neve con altezza superiore al metro, non supera 60 giorni di presenza; i suoli si trovano tutti ove tale soglia non supera 80 giorni di presenza.

Considerando tutti i punti che sono stati citati finora, si può giungere a delle considerazioni riguardanti i processi morfologici che generano i suoli poligonali e i lobi.

Suoli poligonali: i quantitativi di fine del 10%, le inclinazioni del substrato inferiori ai 5°, l'elevato contenuto in acqua (mediamente il 4%), indicherebbero che le forme sono generate dal frost heave. Inoltre, il fatto che il 23% dei suoli si trova dove la neve permane per più tempo con altezze inferiori ai 10 cm, confermerebbe ulteriormente l'azione del frost heave in quanto i cicli di gelo e disgelo avvengono dove c'è poca neve in autunno e primavera. Il restante 77% delle forme, presente ove la neve con spessore compreso tra 11 cm e 100 cm persiste per oltre 120 giorni, possiede il centro costituito in superficie per la maggior parte da matrice sabbia-limoso (>50%). Il frost heave in questi suoli probabilmente, a causa dell'elevata durata della copertura nevosa con spessori rilevanti, non dovrebbe essere stato attivo nel periodo in cui si è svolto il tirocinio.

Il meccanismo del sorting che genera i suoli poligonali nel 77% delle forme, non è spiegabile con le condizioni climatiche dell'anno studiato. Sarebbe quindi necessario uno studio a lungo termine per avere informazioni precise sul frost heave e fare ulteriori analisi granulometriche per verificare la reale suscettività criogenica.

Lobi: I valori delle inclinazioni delle superfici e delle frazioni fini molto inferiori a quelli presenti in letteratura, indicano che il frost heave non è il meccanismo principale che genera i lobi. Inoltre, la durata del manto nevoso con una spessore compreso tra 11 cm e 100 cm superiore a 120 giorni in corrispondenza della maggior parte dei lobi (76%), esclude la possibilità che tali forme siano generate solo da cicli di gelo-disgelo. Gli alti contenuti in acqua (mediamente il 4%) e le modeste inclinazioni del substrato suggeriscono processi di soli-gelifluzione. Studi precedenti (sondaggi elettrici verticali e tomografie eseguite nel 2005), rilevamenti STG e BTS, relativi rispettivamente alle sezioni di dettaglio e alle paline, dimostrano l'esistenza di permafrost nell'area di studio. La sua presenza esclude quindi la solifluzione. Inoltre la persistenza della copertura nevosa con spessori consistenti, è importante in quanto, nel periodo del disgelo, fornisce quantitativi consistenti di acqua che favoriscono la gelifluzione.

Si potrebbe pensare, quindi, che la gelifluzione sia il processo principale che genera i lobi, anche se la selezione granulometrica superficiale riscontrata sembrerebbe essere data dal frost heave.

8. BIBLIOGRAFIA

- Dramis F. e Guglielmin M., 2000. *Permafrost e processi periglaciali nella montagne italiane*. Instituto de Estudios Turolenses, 337-350
- Fahey B.D., 1974. *Seasonal Frost-Heave and Frost Penetration Measurements in the Indian Peaks Region of the Colorado Front Range*. *Arctic and Alpine Research*, Vol.6, N°1, 63-70
- French H., 1996. *The periglacial environment*. Pearson Education 2° edizione
- Goldthwait R. P., 1976. *Frost Sorted Patterned Ground: A Review*. *Quaternary Research*, 6, 27-35
- Guglielmin M., 1997. *Il Permafrost Alpino, concetti, morfologia e metodi di individuazione*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, C.N.R. Milano
- Guglielmin M. e Tellini C., 1994. *Rilevamento del permafrost col metodo BRS (bottom temperature of the winter snow cover) nell'alta Valtellina (Sondrio, Italia)*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 17, 47-54
- Guglielmin M. e Tellini C., 1995. *Relazioni tra permafrost alpino e copertura nevosa: risultati preliminari (area del Foscagno, Sondrio, Italia)*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 18, 25-29
- Guglielmin M. e Vanuzzo C., 1995. Estratto da Atti Ticinesi di Scienze della Terra: *Permafrost Distribution and Relationship with Little Ice Age Glaciers in Upper Valtournenche (Aosta valley, Italy)*. Como, Edizioni New Press – 1996
- Guglielmin M., Hung M. French e Dramis F., 2003. *Permafrost e forme periglaciali nelle Northern Foothills (Baia Terranova, Terra Vittoria Settentrionale, Antartide)*. *Italian journal of Quaternary Sciences*, 16 (2), 151-157
- Guidi C.C., 1973. *Geotecnica e tecnica delle fondazioni*. Hoepli edizione, volume1
- Hoelzle M., Wegmann M. and Krummenacher B., 1999. *Miniature Temperature Dataloggers for Mapping and Monitoring of Permafrost in High Mountain Areas: First Experience from the Swiss Alps*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 113-124
- Jaesche P., Veit H. and Huwe B., 2003. *Snow Cover and Soil Moisture Controls on Solifluction in an Area of Seasonal Frost, Eastern Alps*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14: 399-410
- Lancellotta, 1993. *Geotecnica*. Zanichelli
- Matsumoto H. and Ishikawa M., 2002. *Gelifluction Within a Solifluction Lobe in the Karkevagge Valley, Swedish Lapland*. *Geografiska Annaler*, 84 A (3-4): 261-266
- Matsuoka N., 1994. *Continuos Recording of Frost Heave and Creep on a Japanese Alpine Slope*. *Arctic and Alpine Research*, Vol.26, N°3, 245-254
- Matsuoka N., 2005. *Temporal and spatial variations in periglacial soil movements on alpine crest slopes*. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 41-58

Matsuoka N., Moriwaki K., Hirakawa K., 1988. *Diurnal Frost-Heave Activity in the Sor-Rondane, Antarctica*. *Artic and Alpine Research*, Vol.20, N°4, 422-428

Matsuoka N., Moriwaki K., 1992. *Frost-Heave and Creep in the Sor-Rondane Mountains, Antarctica*. *Artic and Alpine Research*, Vol.24, N°4, 271-280

Matsuoka N., Humlum O., 2003. *Monitoring Periglacial Processes: New Methodology and Technology*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14: 299-303

Matsuoka N. , Ikeda A. and Date T., 2004. *Morphometric Analysis of Solifluction Lobes and Rock Glaciers in the Swiss Alps*. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16: 99-113

Smith D.J., 1987. *Frost-Heave Activity in the Mount Rae Area, Canadian Rocky Mountains*. *Artic and Alpine Research*, Vol.19, N°2, 155-166

APPENDICI

LOBO DI GELIFLUSSO 1

Questa forma è caratterizzata dall'aver un alto valore del rapporto lunghezza/larghezza. Essa infatti ha la lunghezza molto maggiore della larghezza. Il bordo è costituito da ciottoli subangolari, che rappresentano la frazione preponderante, e da blocchi angolari. Nel centro dominano i ciottoli e blocchi col 65%, seguiti dalla matrice sabbio-limosa e dalla ghiaia. La componente vegetale è molto scarsa: essa è presente solo nel centro con un esiguo strato muscinale (10%).

LOBO 1	
caratteristiche morfometriche	
quota	3097
esposizione	W
lunghezza (cm)	272
larghezza (cm)	88
larghezza bordo (cm)	16.8
larghezza centro (cm)	51
lunghezza/larghezza (cm)	3.09
inclinazione superficie (°)	4
altezza scarpata (cm)	54
inclinazione scarpata (°)	13
composizione bordo	
blocchi ang (%)	40
ciottoli subang (%)	60
ghiaia (%)	0
composizione centro	
matrice s.l. (%)	15
ghiaia (%)	10
ciottoli e blocchi (%)	65
vegetazione bordo (%)	
	0
vegetazione centro	
strato erbaceo (%)	0
strato muscinale (%)	10
strato arbustivo (%)	0

Fig 1 Tabella riassuntiva delle caratteristiche morfometriche

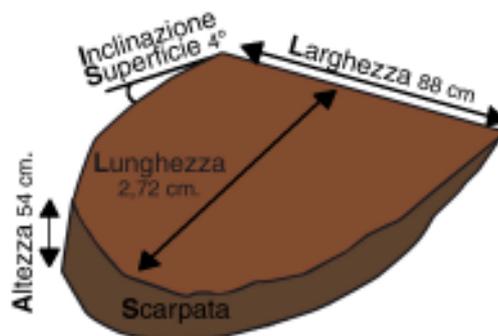
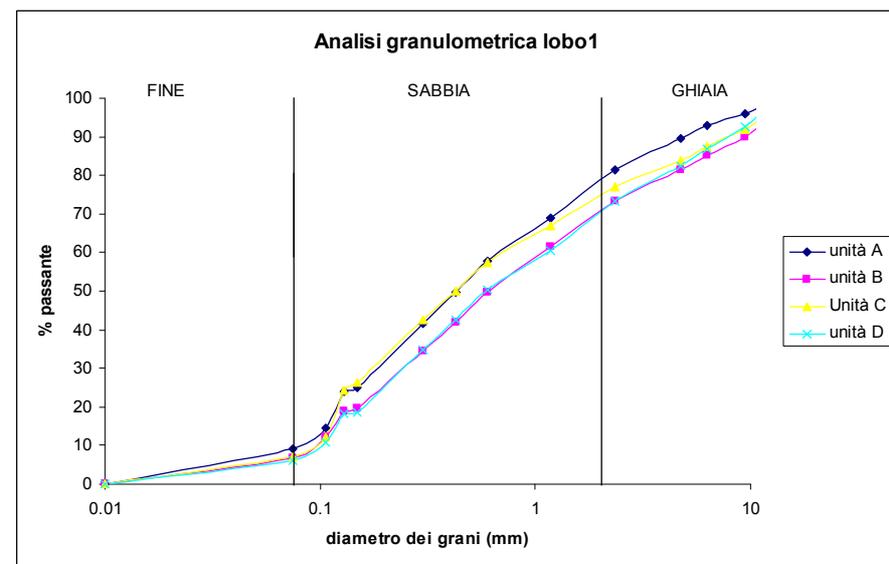


Fig 2 Immagine schematica e fotografia del lobo analizzato

Lo scavo della trincea trasversale mostra la netta prevalenza di matrice rispetto a clasti che sono localizzati nei primi 15cm e sul fondo. La tessitura risulta quindi essere a supporto di matrice. Sono assenti strutture sedimentarie. Nonostante l'assenza di strati definiti, è stato possibile identificare 4 unità litologiche di cui due nel centro, denominate UA e UB, una nel bordo, UC, e una alla base della scarpata, chiamata UD.

L' UA ha una distribuzione più ristretta rispetto a UB. Essa infatti si estende orizzontalmente per circa 65 cm raggiungendo la profondità massima di 15 cm. La frazione granulometrica preponderante in tale unità è la sabbia col 72,4 % seguita dalla ghiaia; bassa risulta essere la componente del fine. Irrilevante è il contenuto in acqua, mentre ben più consistente risulta essere quello in sostanza organica.

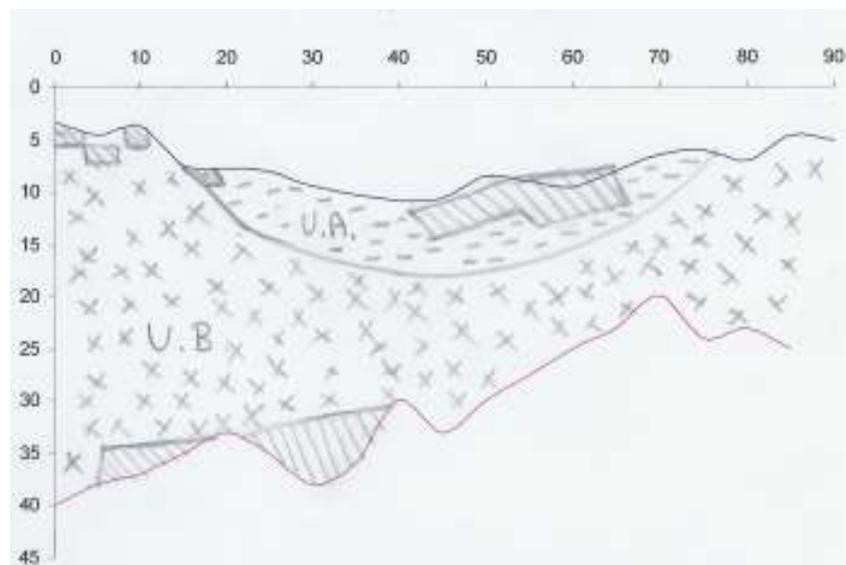


L'UB si estende per tutta la restante sezione fino al fondo dello scavo e risulta avere la stessa composizione dell'unità precedente anche se, rispetto a essa, il contenuto in sabbia e fine è inferiore e quello in ghiaia è superiore. Anche in questo caso l'acqua è molto scarsa; la sostanza organica è poco rappresentata, col solo 1,9 %, valore molto inferiore rispetto a quello di UA

Nel bordo è stata individuata una sola tipologia litologica. Anche essa è costituita principalmente da sabbia e ghiaia; la frazione del fine corrisponde al 7,16 %. Sia la sostanza organica che soprattutto l'acqua sono poco rappresentate.

L' UD è stata trovata alla base della trincea frontale ed è caratterizzata dal prevalere di sabbia seguita da ghiaia e dal materiale fine. Il contenuto in acqua risulta essere molto basso.

L'analisi della trincea frontale mostra che i clasti sono tutti angolari e sub-angolari e sono orientati col loro asse maggiore verso valle.



LOBO1	
analisi	
data	23/08/2006
temperatura media aria (°C)	10.22
profondità max scavo (cm)	40
profondità media scavo (cm)	30.4
n°campioni prelevati	4
UA centro	
profondità prelievo (cm)	15
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	18.64
contenuto sabbia (%)	72.4
contenuto fine (%)	8.96
contenuto acqua (%)	0.044
contenuto sost organica(%)	38.23
UB centro	
profondità prelievo (cm)	25
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	26.72
contenuto sabbia (%)	66.36
contenuto fine (%)	6.92
contenuto acqua (%)	0.418
contenuto sost organica (%)	1.92
UC bordo	
profondità prelievo (cm)	13
contenuto Blocchi	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	22.98
contenuto sabbia (%)	69.86
contenuto fine (%)	7.16
contenuto acqua (%)	0.161
contenuto sost organica (%)	3.33
UD scarpata	
profondità prelievo (cm)	30
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	26.64
contenuto sabbia (%)	67.42
contenuto fine (%)	5.94
contenuto acqua (%)	0.584
contenuto sost organica (%)	13.79

Fig 4 Tabella riassuntiva dell'analisi di dettaglio

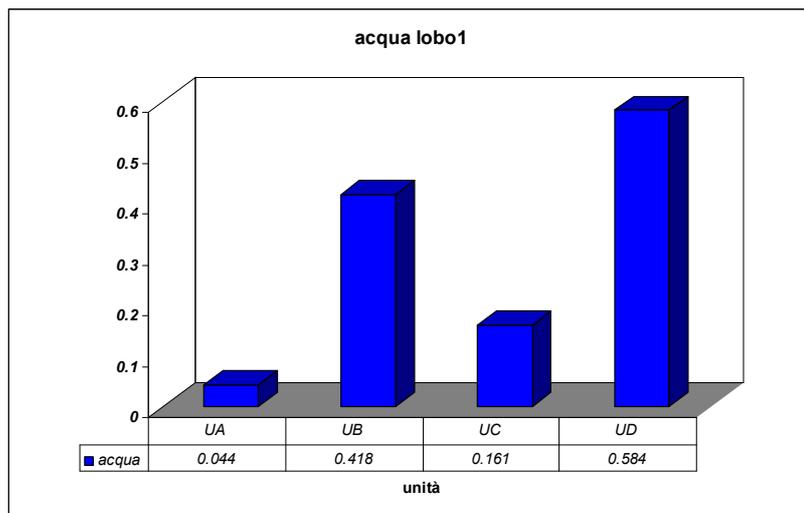


Fig 5 Contenuto in acqua nel lobo

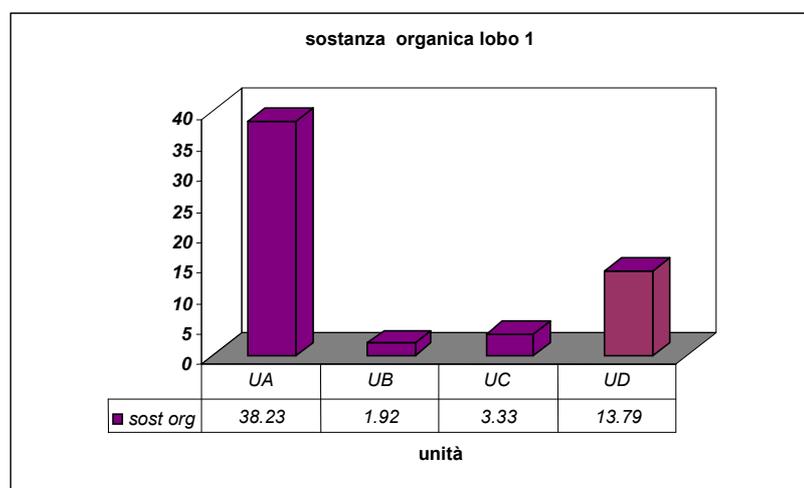


Fig 6 Contenuto in sostanza organica nel lobo

SUOLO POLIGONALE 2

Questa forma presenta un centro in cui ciottoli e blocchi rappresentano il 10% e la restante frazione è costituita da matrice sabbia-limosa e ghiaia. Nel bordo sono assenti blocchi angolari, mentre predominano i ciottoli sub-angolari col 60% seguiti da ghiaia. La vegetazione è totalmente assente nel bordo; nel centro è presente il solo strato erbaceo col 3%. L'inclinazione della superficie è di solo 1°.

SUOLO 2	
caratteristiche morfometriche	
quota	3095
esposizione	E
lunghezza (cm)	258
larghezza (cm)	174
larghezza bordo (cm)	16
larghezza centro (cm)	142
lunghezza/larghezza (cm)	1.48
inclinazione superficie (°)	1
altezza scarpata (cm)	0
inclinazione scarpata (°)	0
composizione bordo	
blocchi ang (%)	0
ciottoli subang (%)	60
ghiaia (%)	40
composizione centro	
matrice s.l. (%)	50
ghiaia (%)	40
ciottoli e blocchi (%)	10
vegetazione bordo (%)	
	0
vegetazione centro	
strato erbaceo (%)	3
strato muscinale (%)	0
strato arbustivo (%)	0

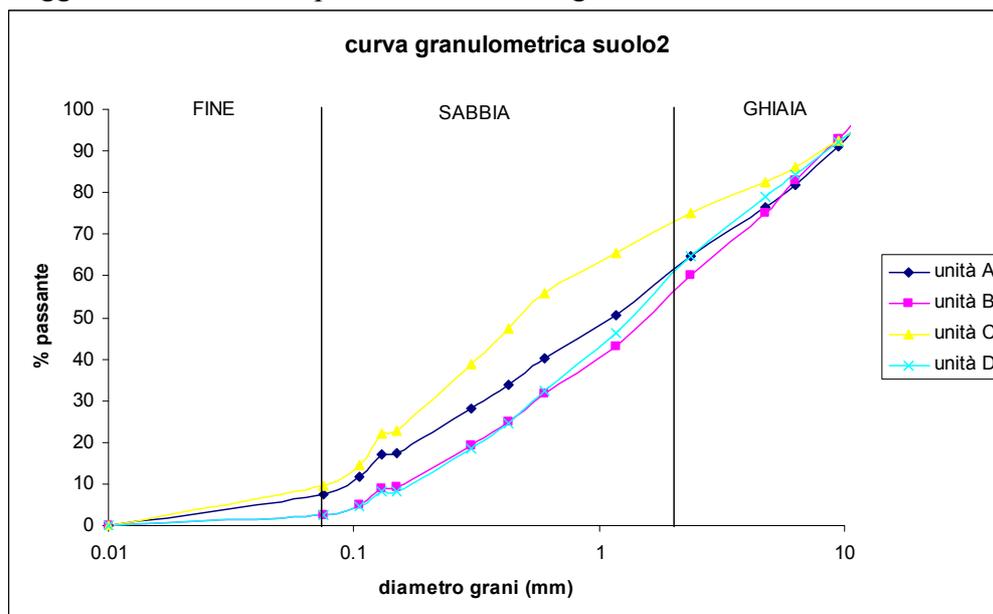
Fig 1 Tabella riassuntiva delle caratteristiche morfometriche



Fig 2 Immagine schematica e fotografica del suolo poligonale

Lo scavo della trincea trasversale mostra la netta prevalenza di matrice rispetto a clasti che sono localizzati nei primi 10cm, sul fondo e lungo il bordo. La tessitura risulta quindi essere a supporto di matrice. Sono assenti strutture sedimentarie. Nonostante l'assenza di strati definiti, è stato possibile identificare 4 unità litologiche di cui tre nel centro, denominate UA e UB e UC, e una nel bordo chiamata UD.

L' UA ha una distribuzione più superficiale rispetto alle altre. Essa infatti raggiunge la profondità massima di 10 cm. La frazione granulometrica preponderante in tale unità è la sabbia col 57,3 % seguita dalla ghiaia; la componente del fine è del 7.3%. Basso è il contenuto in acqua, mentre maggiore risulta essere quello in sostanza organica.



L'UB si estende fino alla profondità di 25 cm per tutta la restante sezione fino al fondo dello scavo e risulta avere la stessa composizione dell'unità precedente anche se, rispetto a essa, il contenuto in sabbia e ghiaia è di poco superiore e quello in fine è minore. L'acqua col 2,2% e la sostanza organica

col 4,54 % sono superiori rispetto a UA

Tutta la restante parte fino al fondo dello scavo è occupata dall'UC. Essa è caratterizzata dal prevalere di sabbia seguita di ghiaia. Il materiale fine rappresenta il 9,78%, valore più alto tra tutte quattro le unità. Anche il contenuto in acqua risulta il più elevato tra le unità. Nel bordo è stata individuata una sola tipologia litologica. Anche essa è costituita principalmente da sabbia e ghiaia; la frazione del fine corrisponde al 2,46 e la sostanza organica raggiunge il valore massimo.

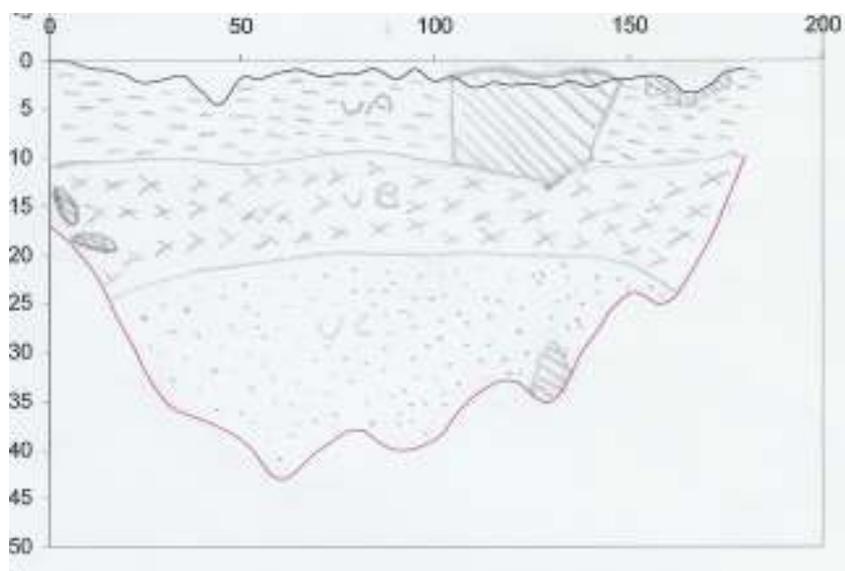


Fig 3 Rappresentazione grafica della sezione del suolo

SUOLO 2	
analisi	
data	23/08/2006
temperatura media aria (°C)	10.22
profondità max scavo (cm)	43
profondità media scavo (cm)	30.8
n°campioni prelevati	4
UA centro	
profondità prelievo (cm)	10
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	35.32
contenuto sabbia (%)	57.38
contenuto fine (%)	7.3
contenuto acqua (%)	0.538
contenuto sost organica(%)	1.09
UB centro	
profondità prelievo (cm)	20
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	39.7
contenuto sabbia (%)	57.66
contenuto fine (%)	2.64
contenuto acqua (%)	2.26
contenuto sost organica (%)	4.54
UC centro	
profondità prelievo (cm)	30
contenuto Blocchi	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	25
contenuto sabbia (%)	65.22
contenuto fine (%)	9.78
contenuto acqua (%)	5.06
contenuto sost organica (%)	5.39
UD bordo	
profondità prelievo (cm)	15
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	35.1
contenuto sabbia (%)	62.44
contenuto fine (%)	2.46
contenuto acqua (%)	1.85
contenuto sost organica (%)	7.31

Fig 4 Tabella riassuntiva dell'analisi di dettaglio

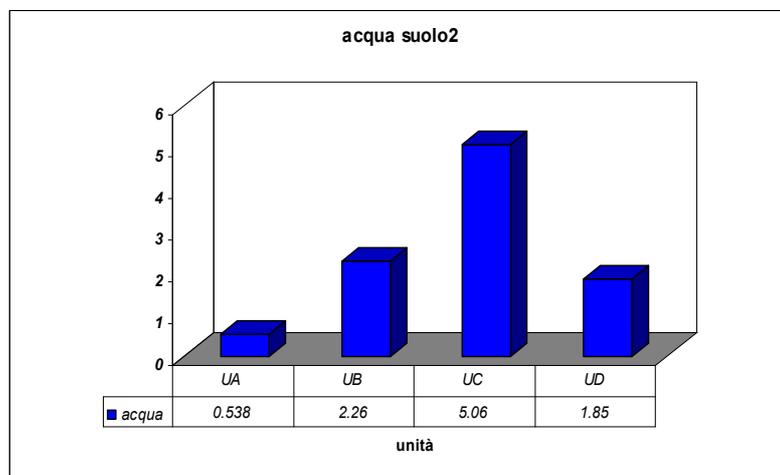


Fig 5 Contenuto in acqua nel suolo

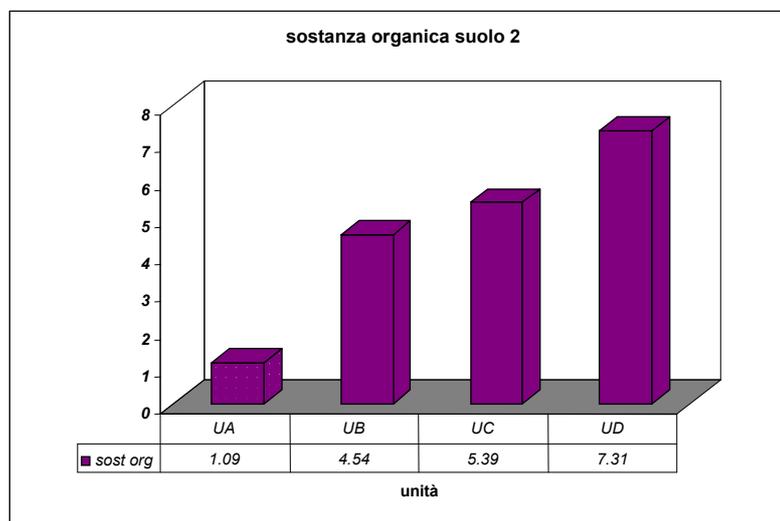


Fig 6 Contenuto in sostanza organica nel suolo

TERRAZZETTA 3

Questa forma è caratterizzata dall'aver un basso valore del rapporto lunghezza/larghezza. Infatti la larghezza è molto maggiore della lunghezza. La scarpata misura 72 cm di altezza e ha un'inclinazione di 9° mentre quella della superficie è di soli 2°.

Il bordo è costituito dal 80 % di blocchi angolari, che rappresentano la frazione preponderante, e da ciottoli sub-angolari. Nel centro dominano i ciottoli e blocchi col 70%, seguiti dalla matrice sabbio-limosa e dalla ghiaia. La componente vegetale è scarsa nel bordo: è presente il solo strato col 5% di copertura. Nel centro sono presenti gli strati erbaceo e muscinale rispettivamente col 15 % e 5 %.

TERRAZZETTA 3	
caratteristiche morfometriche	
quota	3099
esposizione	N
lunghezza (cm)	118
larghezza (cm)	255
larghezza bordo (cm)	24
larghezza centro (cm)	207
lunghezza/larghezza (cm)	0.46
inclinazione superficie (°)	2
altezza scarpata (cm)	72
inclinazione scarpata (°)	9
composizione bordo	
blocchi ang (%)	80
ciottoli subang (%)	20
ghiaia (%)	0
composizione centro	
matrice s.l. (%)	20
ghiaia (%)	10
ciottoli e blocchi (%)	70
vegetazione bordo (%)	
strato erbaceo (%)	5
strato muscinale (%)	0
strato arbustivo (%)	0
vegetazione centro	
strato erbaceo (%)	15
strato muscinale (%)	5
strato arbustivo (%)	0

Fig 1 Tabella riassuntiva delle caratteristiche morfometriche

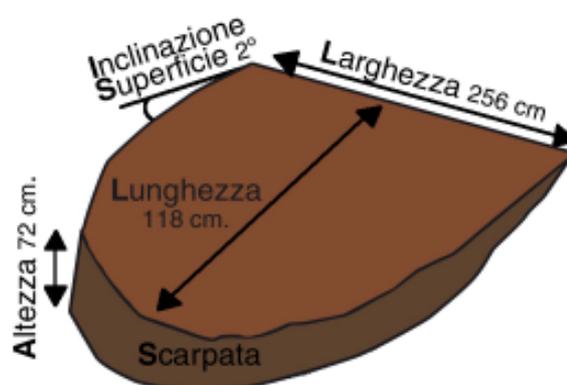
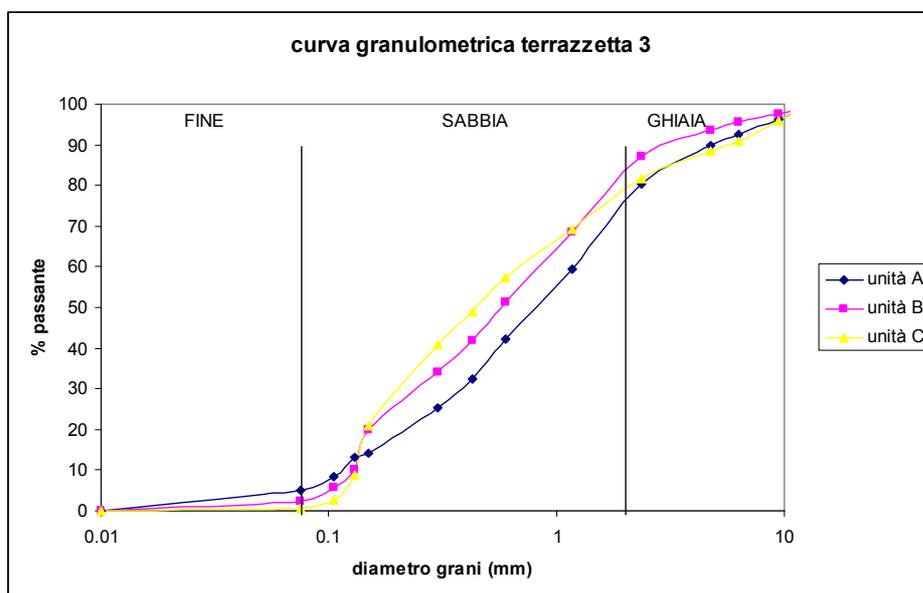


Fig 2 Immagine schematica e fotografica della terrazzetta

Lo scavo della trincea trasversale mostra la presenza di diversi clasti nei primi 10 cm di profondità e sul fondo. La matrice risulta comunque essere predominante rispetto ai clasti. La tessitura è quindi a supporto di matrice. Sono assenti strutture sedimentarie. Nonostante la mancanza di strati definiti, è



stato possibile identificare 3 unità litologiche di cui due nel centro, denominate UA e UB, e una nel bordo chiamata UC.

L' UA si estende orizzontalmente per circa 2/3 della lunghezza totale ella forma e raggiunge la profondità massima di 20 cm. La frazione granulometrica preponderante in tale unità è la sabbia col 75.4 % seguita dalla ghiaia; la componente del fine è il 5,2%. Il contenuto in

acqua e in sostanza organica sono rispettivamente 7.31% e 7,21%. L'UB presenta, rispetto all'unità precedente, valori maggiori di sabbia, mentre sono inferiori quelli di ghiaia, fine, acqua e sostanza organica. Rispetto alle altre due unità, il bordo contiene poco materiale fine (0,64%) e molta sostanza organica. Essa è infatti il 50%.

L'analisi della trincea frontale mostra che i clasti sono tutti angolari e sub-angolari e sono orientati col loro asse maggiore verso valle.

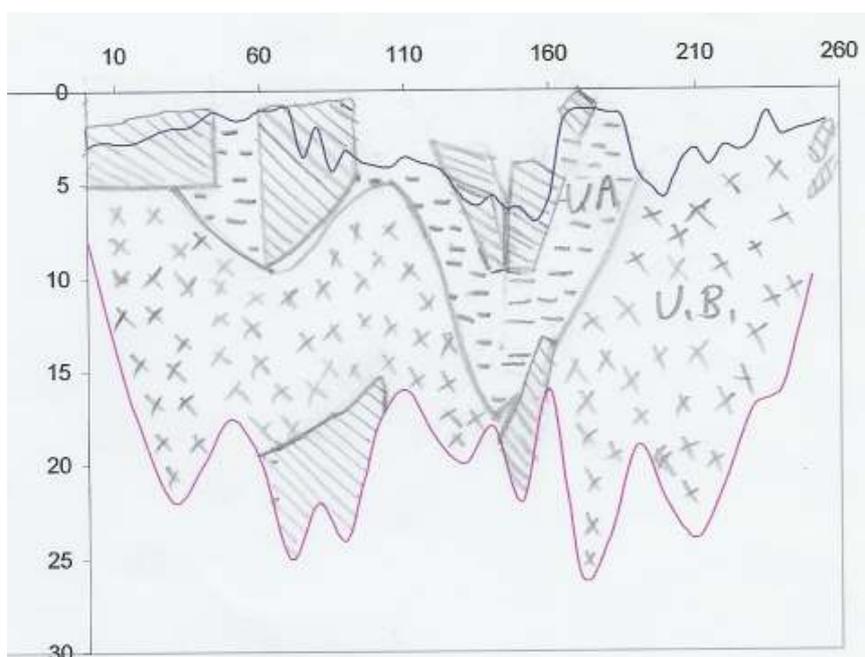


Fig 3 Rappresentazione grafica della sezione della terrazzetta

TERRAZZETTA 3	
analisi	
data	23/08/2006
temperatura media aria (°C)	10.22
profondità max scavo (cm)	26
profondità media scavo (cm)	19.2
n°campioni prelevati	3
UA centro	
profondità prelievo (cm)	10
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	19.65
contenuto sabbia (%)	75.14
contenuto fine (%)	5.2
contenuto acqua (%)	7.31
contenuto sost organica(%)	7.21
UB centro	
profondità prelievo (cm)	18
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	12.84
contenuto sabbia (%)	84.64
contenuto fine (%)	2.54
contenuto acqua (%)	4.27
contenuto sost organica (%)	0
UC bordo	
profondità prelievo (cm)	13
contenuto Blocchi	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	18.24
contenuto sabbia (%)	81.12
contenuto fine (%)	0.64
contenuto acqua (%)	6.79
contenuto sost organica (%)	50

Fig 4 Tabella riassuntiva dell'analisi di dettaglio

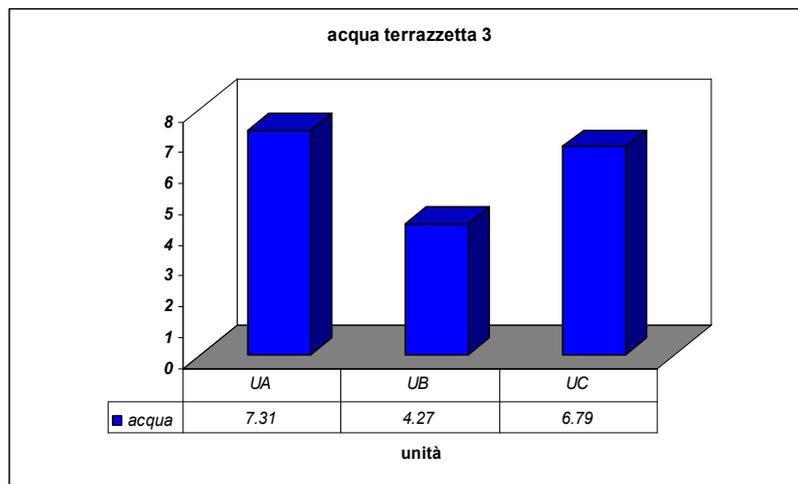


Fig 5 Contenuto in acqua nella terrazzetta

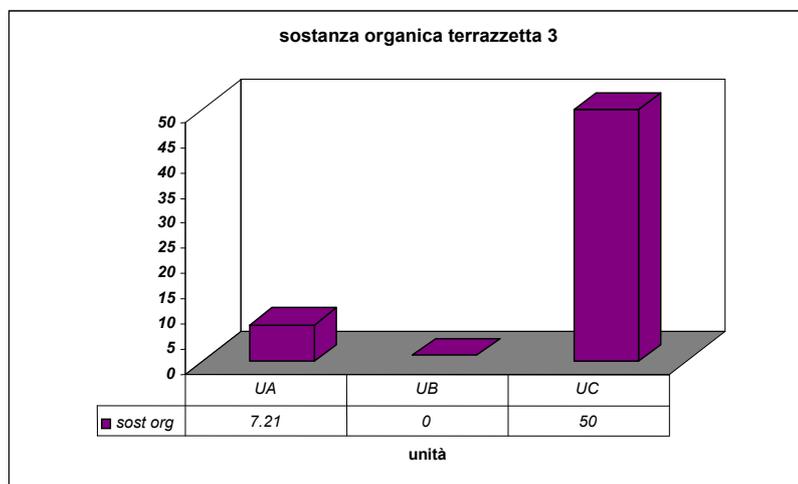


Fig 6 Contenuto in sostanza organica nella terrazzetta

LOBO DI GELIFLUSSO 4

Questa forma è caratterizzata dall'aver un alto valore del rapporto lunghezza/larghezza. Essa infatti ha la lunghezza molto maggiore della larghezza. Il bordo è costituito da ciottoli subangolari, che rappresentano la frazione preponderante, e da blocchi angolari. Nel centro domina la ghiaia col 45% seguiti dalla matrice sabbio-limosa e dai ciottoli e blocchi. L'inclinazione della superficie è di 2°. La componente vegetale è presente nel bordo col solo strato muscinale, mentre nel centro vi è anche quello erbaceo col solo 5%.

LOBO 4	
caratteristiche morfometriche	
quota	3098
esposizione	W
lunghezza (cm)	225
larghezza (cm)	100
larghezza bordo (cm)	34.5
larghezza centro (cm)	31
lunghezza/larghezza (cm)	2.55
inclinazione superficie (°)	2
altezza scarpata (cm)	43
inclinazione scarpata (°)	9
composizione bordo	
blocchi ang (%)	30
ciottoli subang (%)	70
ghiaia (%)	0
composizione centro	
matrice s.l. (%)	35
ghiaia (%)	45
ciottoli e blocchi (%)	20
vegetazione bordo (%)	
strato erbaceo (%)	0
strato muscinale (%)	5
strato arbustivo (%)	0
vegetazione centro	
strato erbaceo (%)	5
strato muscinale (%)	15
strato arbustivo (%)	0

Fig 1 Tabella riassuntive delle caratteristiche morfometriche

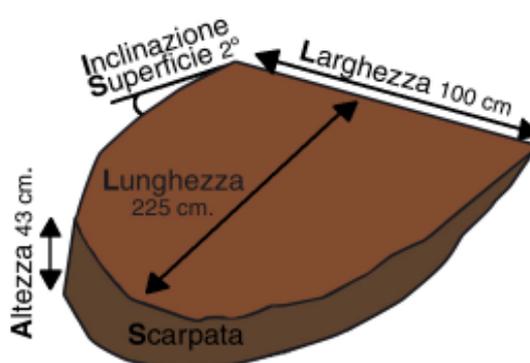
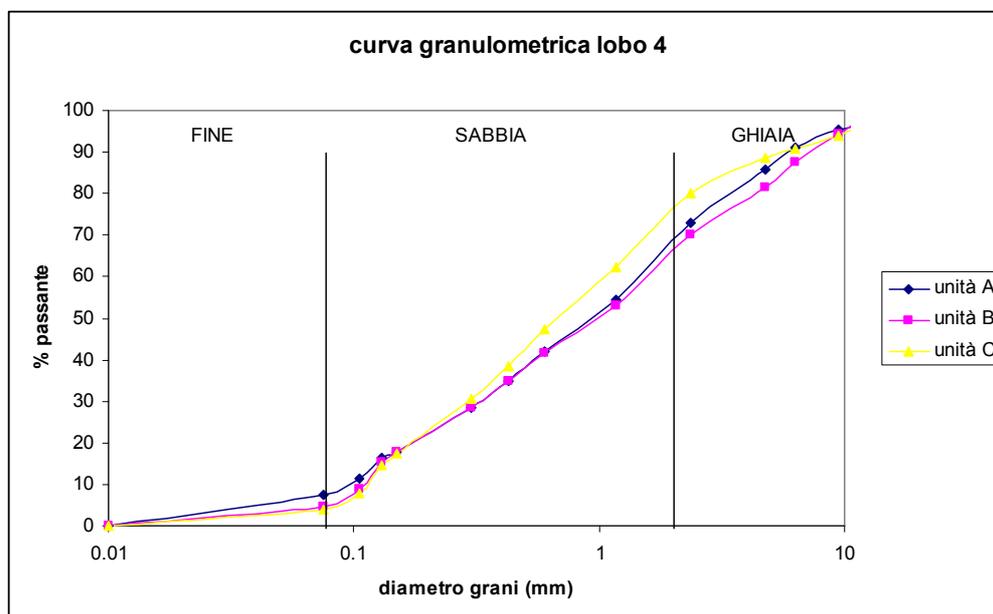


Fig 2 Immagine schematica e fotografica del lobo

Lo scavo della trincea trasversale mostra la prevalenza di matrice rispetto a clasti che sono localizzati nei primi 5cm e lungo il bordo. La tessitura risulta quindi essere a supporto di matrice. Sono assenti strutture sedimentarie. Nonostante l'assenza di strati definiti, è stato possibile



identificare 3 unità litologiche di cui due nel centro, denominate UA e UB, e una nel bordo chiamata UC.

L' UA ha una distribuzione più ristretta rispetto a UB. Essa infatti si estende orizzontalmente per circa 80 cm raggiungendo la profondità massima di 10 cm. La frazione granulometrica

preponderante in tale unità è la sabbia col 65,4 % seguita dalla ghiaia; 7,62% risulta essere la frazione del fine.

L'UB si estende per tutta la restante sezione fino al fondo dello scavo e risulta avere la stessa composizione dell'unità precedente anche se, rispetto a essa, il contenuto in ghiaia è superiore e quello in fine è inferiore; la frazione della sabbia è praticamente uguale. Il valore dell'acqua è molto superiore; mentre quello della sostanza organica è molto inferiore di quelli dell'UA.

Nel bordo è stata individuata una sola tipologia litologica. Anche essa è costituita principalmente da sabbia e ghiaia; la frazione del fine corrisponde al 3.94 %.

L'analisi della trincea frontale mostra che i clasti sono tutti angolari e sub-angolari e sono orientati col loro asse maggiore verso valle.

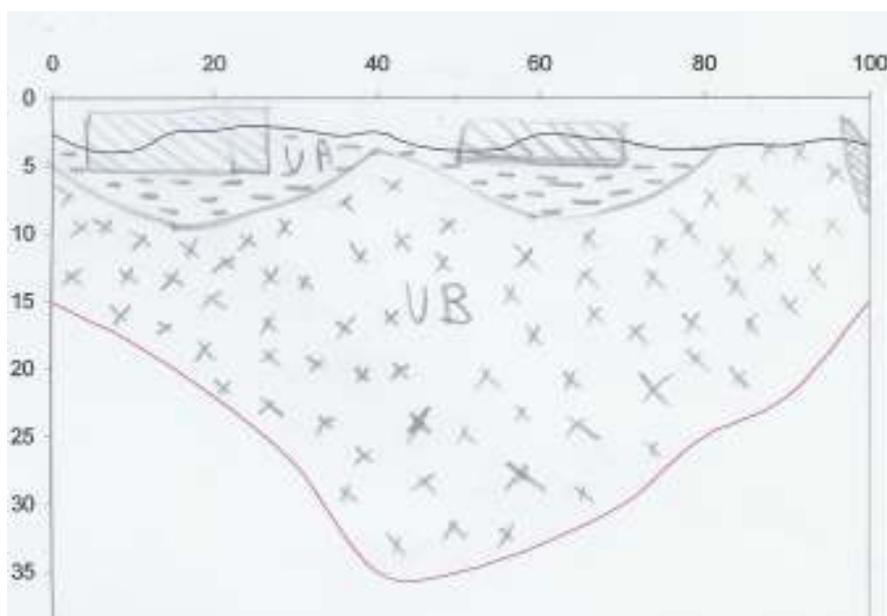


Fig 3 Rappresentazione grafica della sezione del lobo

LOBO 4	
analisi	
data	24/08/2006
temperatura media aria (°C)	7.72
profondità max scavo (cm)	35
profondità media scavo (cm)	25.2
n°campioni prelevati	3
UA centro	
profondità prelievo (cm)	5
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	26.92
contenuto sabbia (%)	65.46
contenuto fine (%)	7.62
contenuto acqua (%)	7.31
contenuto sost organica(%)	7.87
UB centro	
profondità prelievo (cm)	20
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	29.82
contenuto sabbia (%)	65.44
contenuto fine (%)	4.74
contenuto acqua (%)	17.3
contenuto sost organica (%)	0.41
UC bordo	
profondità prelievo (cm)	5
contenuto Blocchi	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	19.82
contenuto sabbia (%)	76.96
contenuto fine (%)	3.94
contenuto acqua (%)	3.19
contenuto sost organica (%)	10.65

Fig 4 Tabella riassuntiva dell'analisi di dettaglio

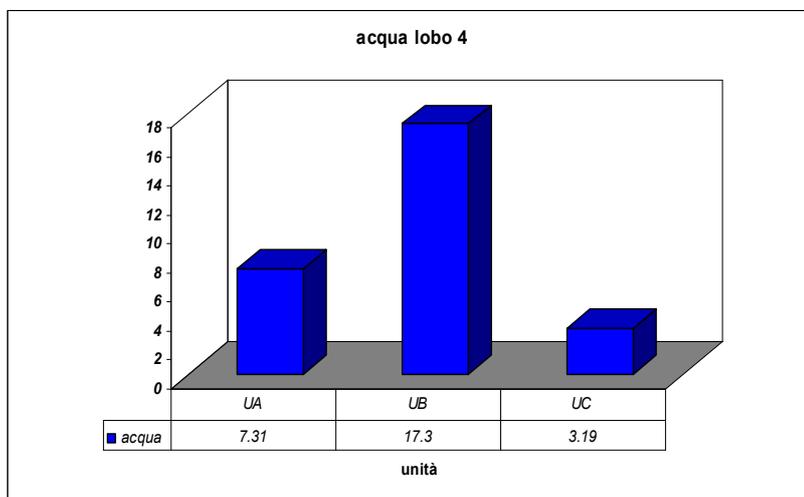


Fig 5 Contenuto in acqua nel lobo

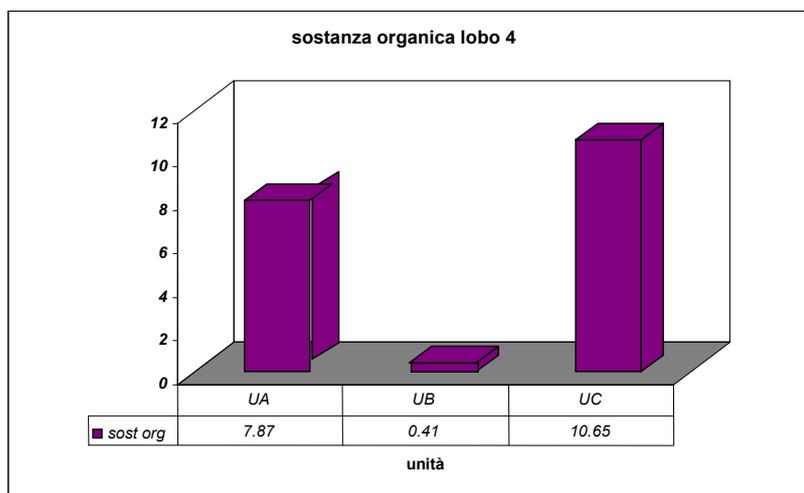


Fig 6 Contenuto in sostanza organica nel lobo

LOBO DI GELIFLUSSO 5

Questa forma è caratterizzata dall'aver un alto valore del rapporto lunghezza/larghezza. Essa infatti ha la lunghezza molto maggiore della larghezza. L'inclinazione della superficie è di 2°; quella della scarpata è di 9°. Il bordo è costituito da blocchi angolari, che rappresentano la frazione preponderante, e da ciottoli sub-angolari. Nel centro dominano i ciottoli e blocchi con l'80%, seguiti dalla ghiaia e dalla matrice sabbio-limosa presente col 5%. La componente vegetale è assente nel bordo; nel centro sono presenti lo strato erbaceo e quello muscinale rispettivamente col 10% e 5%.

LOBO 5	
caratteristiche morfometriche	
quota	3098
esposizione	W
lunghezza (cm)	287
larghezza (cm)	162
larghezza bordo (cm)	45
larghezza centro (cm)	72
lunghezza/larghezza (cm)	1.77
inclinazione superficie (°)	2
altezza scarpata (cm)	52
inclinazione scarpata (°)	9
composizione bordo	
blocchi ang (%)	70
ciottoli subang (%)	30
ghiaia (%)	0
composizione centro	
matrice s.l. (%)	5
ghiaia (%)	15
ciottoli e blocchi (%)	80
vegetazione bordo (%)	
	0
vegetazione centro	
strato erbaceo (%)	10
strato muscinale (%)	5
strato arbustivo (%)	0

Fig 1 Tabella riassuntiva delle caratteristiche morfometriche

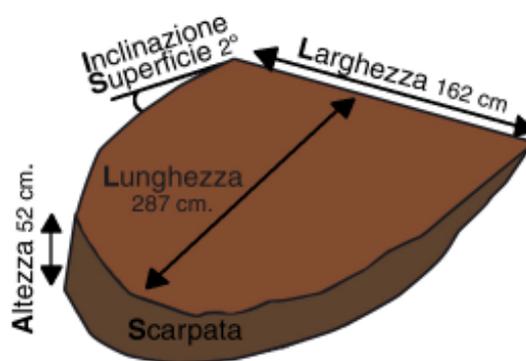
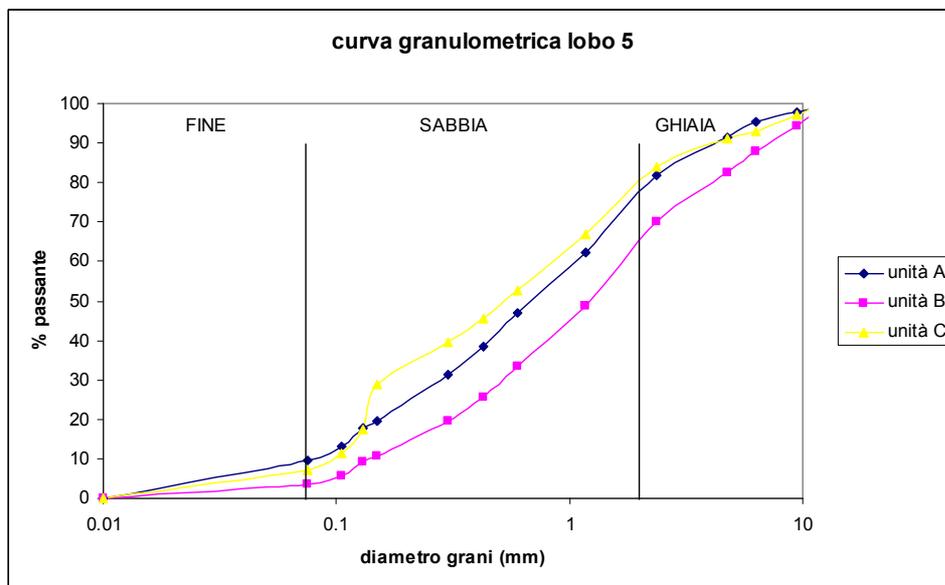


Fig 2 Immagine schematica e fotografica del lobo

Lo scavo della trincea trasversale mostra la prevalenza di matrice rispetto a clasti. La tessitura risulta quindi essere a supporto di matrice. Sono assenti strutture sedimentarie. Nonostante l'assenza di strati definiti, è stato possibile identificare 3 unità litologiche di cui due nel centro, denominate UA e UB, e una nel bordo, chiamata UC.

L' UA raggiunge la profondità di 25 cm. La frazione granulometrica preponderante in tale unità è la sabbia col 72,3 % seguita dalla ghiaia; la componente del fine è del 9,44%. Il contenuto in acqua è



pari al 4,4%, mentre ben più consistente risulta essere quello in sostanza organica.

L'UB si estende per tutta la restante sezione fino al fondo dello scavo e risulta avere la stessa composizione dell'unità precedente anche se, rispetto a essa, il contenuto in sabbia e fine è inferiore e quello in ghiaia è superiore. In questa unità l'acqua risulta avere il valore più basso tra tutti i tre

campioni analizzati. La sostanza organica è superiore a quella presente nell' UA

L'UC contiene principalmente sabbia e ghiaia; la frazione del fine corrisponde al 7,06 %. La sostanza organica è del 38%, valore più alto tra tutti i campioni. L'analisi della trincea frontale mostra che i clasti sono tutti angolari e sub-angolari e sono orientati col loro asse maggiore verso valle.

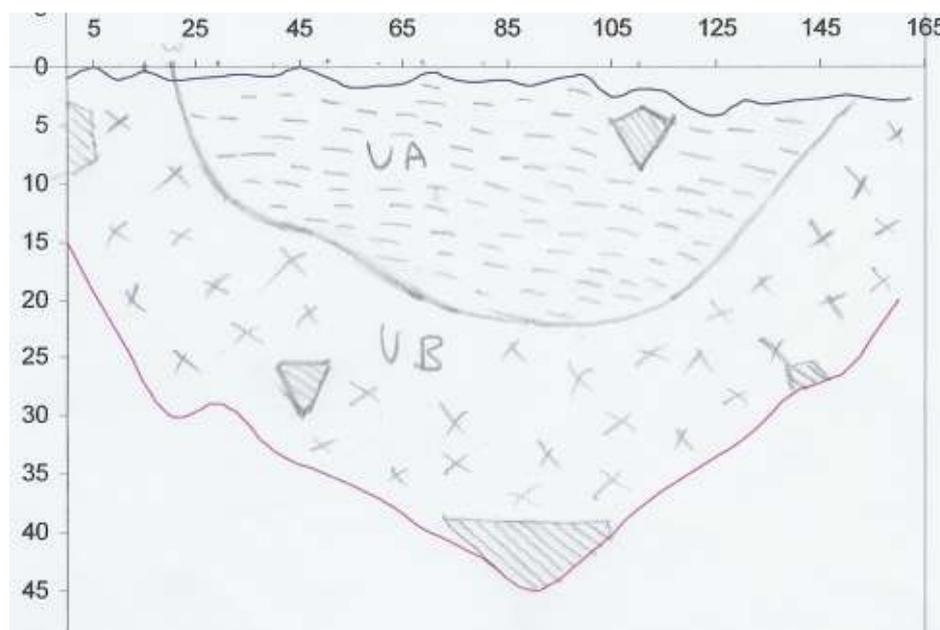


Fig 3 Rappresentazione grafica della sezione del lobo

LOBO5	
analisi	
data	27/08/2006
temperatura media aria (°C)	7.22
profondità max scavo (cm)	45
profondità media scavo (cm)	32.3
n°campioni prelevati	3
UA centro	
profondità prelievo (cm)	18
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	18.26
contenuto sabbia (%)	72.3
contenuto fine (%)	9.44
contenuto acqua (%)	4.4
contenuto sost organica(%)	20.6
UB centro	
profondità prelievo (cm)	25
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	29.72
contenuto sabbia (%)	66.6
contenuto fine (%)	3.68
contenuto acqua (%)	0.13
contenuto sost organica (%)	23.36
UC bordo	
profondità prelievo (cm)	12
contenuto Blocchi	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	16.08
contenuto sabbia (%)	76.86
contenuto fine (%)	7.06
contenuto acqua (%)	1.24
contenuto sost organica (%)	38

Fig 4 Tabella riassuntiva dell'analisi di dettaglio

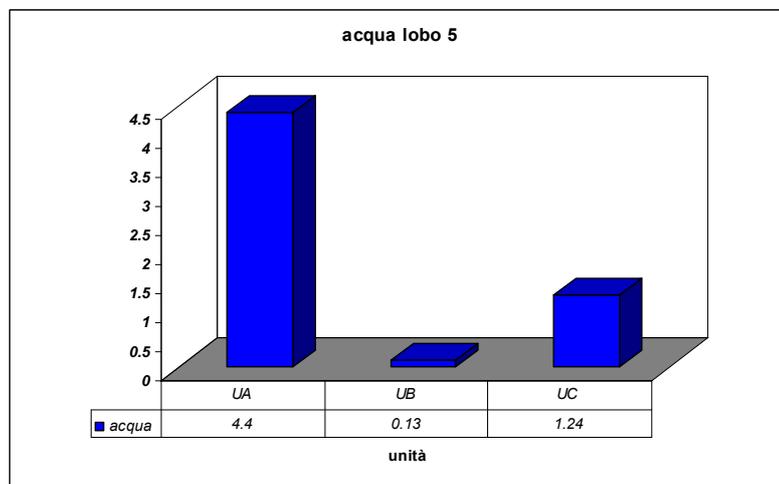


Fig 5 Contenuto in acqua nel lobo

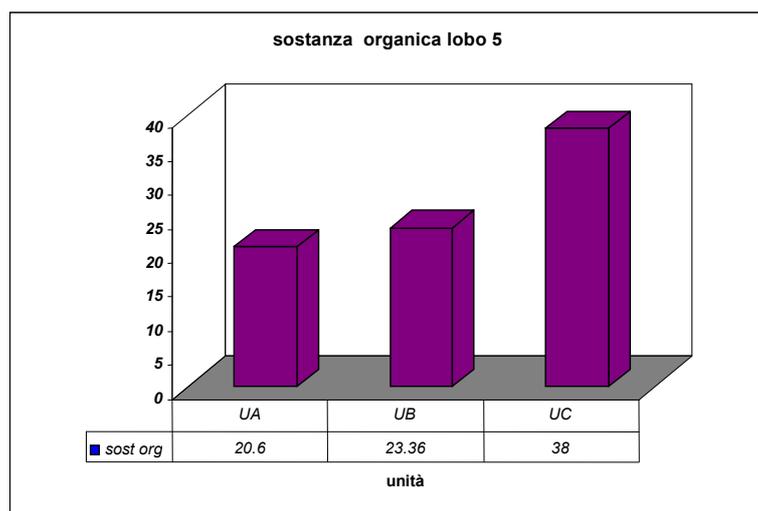


Fig 6 Contenuto in sostanza organica nel lobo

LOBO DI GELIFLUSSO 6

Questa forma è caratterizzata dall'aver un alto valore del rapporto lunghezza/larghezza. Essa infatti ha la lunghezza molto maggiore della larghezza. L'inclinazione della superficie è di 3°; quella della scarpata è di 6°. Il bordo è costituito da blocchi angolari, che rappresentano la frazione preponderante, e da ciottoli sub-angolari. Nel centro domina la ghiaia col 50%, seguita dalla matrice sabbio-limosa e da ciottoli e blocchi. La componente vegetale è assente nel bordo; nel centro sono presenti lo strato erbaceo e muscinale rispettivamente col 15% e 5%.

LOBO 6	
caratteristiche morfometriche	
quota	3098
esposizione	W
lunghezza (cm)	300
larghezza (cm)	120
larghezza bordo (cm)	35.5
larghezza centro (cm)	49
lunghezza/larghezza (cm)	2.5
inclinazione superficie (°)	3
altezza scarpata (cm)	48
inclinazione scarpata (°)	6
composizione bordo	
blocchi ang (%)	80
ciottoli subang (%)	20
ghiaia (%)	0
composizione centro	
matrice s.l. (%)	30
ghiaia (%)	50
ciottoli e blocchi (%)	20
vegetazione bordo (%)	
	0
vegetazione centro	
strato erbaceo (%)	15
strato muscinale (%)	5
strato arbustivo (%)	0

Fig 1 Tabella riassuntiva delle caratteristiche morfometriche

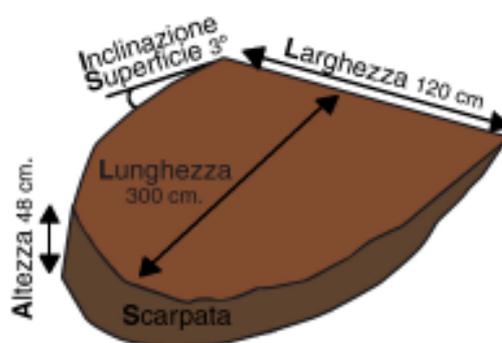
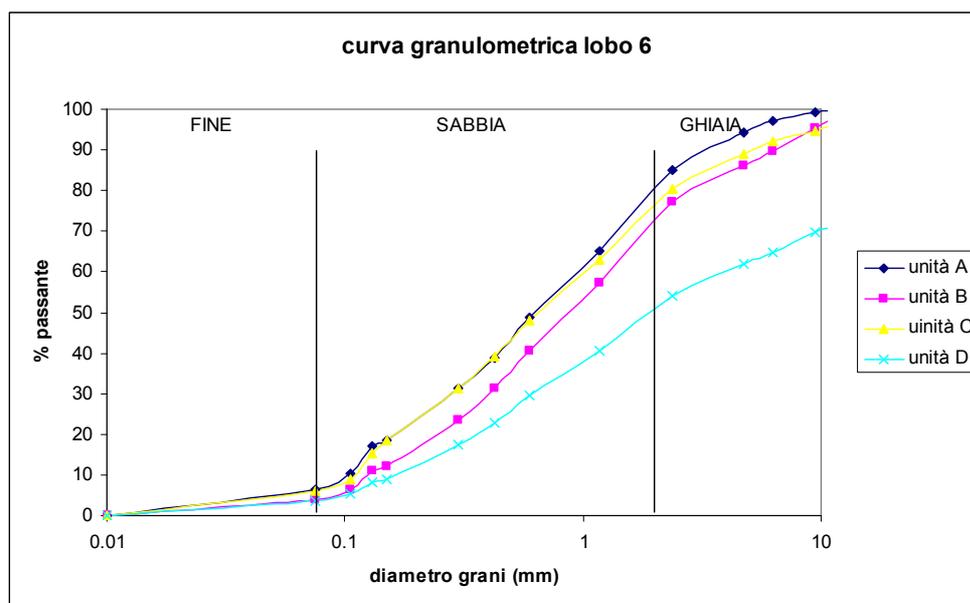


Fig 2 Immagine schematica e fotografica del lobo

Lo scavo della trincea trasversale mostra la prevalenza di matrice rispetto ai clasti che sono localizzati in superficie, lungo il bordo e sul fondo. La tessitura risulta quindi essere a supporto di matrice. Sono assenti strutture sedimentarie. Nonostante l'assenza di strati definiti, è stato possibile identificare 4 unità litologiche di cui due nel centro, denominate UA e UB, una nel bordo, UC, e una alla base della scarpata, chiamata UD.

L' UA ha una distribuzione più ristretta rispetto a UB. Essa infatti si estende orizzontalmente per circa 65 cm raggiungendo la profondità massima di 10 cm. La frazione granulometrica



preponderante in tale unità è la sabbia col 78,64 % seguita dalla ghiaia e dal fine. L'UB si estende per tutta la restante sezione fino al fondo dello scavo e risulta avere la stessa composizione dell'unità precedente anche se, rispetto a essa, il contenuto in sabbia e fine è inferiore e quello in ghiaia è superiore. La sostanza organica è presente col valore

massimo tra tutti i campioni analizzati L'acqua è del 4,3%.

Anche l'UC è costituita principalmente da sabbia e ghiaia; la frazione del fine corrisponde al 6,02 %. L' UD è stata trovata alla base della trincea frontale ed è caratterizzata dall'aver meno sabbia e più ghiaia rispetto alle altre tre unità. Il contenuto in acqua è molto inferiore rispetto a quello degli altri campioni.

L'analisi della trincea frontale mostra che i clasti sono tutti angolari e sub-angolari e sono orientati col loro asse maggiore verso valle.

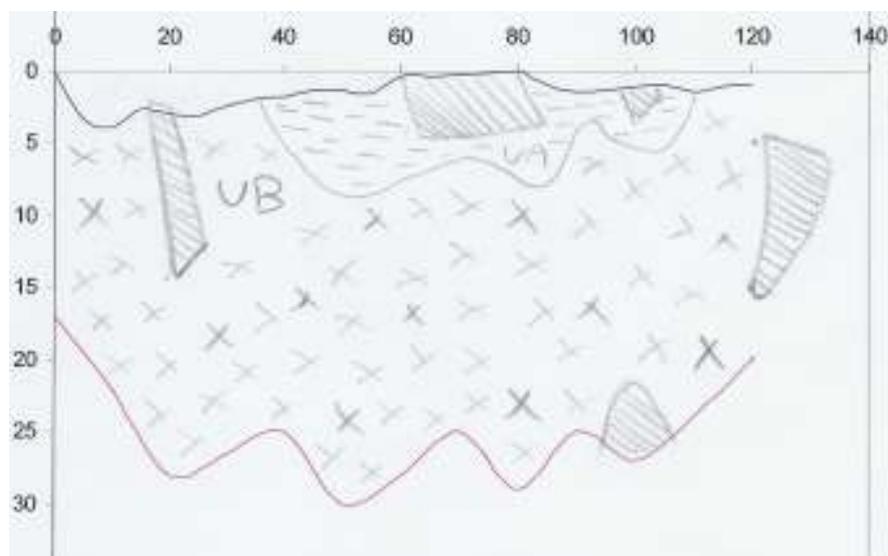


Fig 3 Rappresentazione grafica della sezione del lobo

LOBO 6	
analisi	
data	25/08/2006
temperatura media aria (°C)	7.9
profondità max scavo (cm)	30
profondità media scavo (cm)	25.1
n°campioni prelevati	4
UA centro	
profondità prelievo (cm)	5
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	14.78
contenuto sabbia (%)	78.64
contenuto fine (%)	6.58
contenuto acqua (%)	4.67
contenuto sost organica(%)	8.39
UB centro	
profondità prelievo (cm)	20
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	22.64
contenuto sabbia (%)	73.6
contenuto fine (%)	3.76
contenuto acqua (%)	4.3
contenuto sost organica (%)	16.61
UC bordo	
profondità prelievo (cm)	7
contenuto Blocchi	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	19.74
contenuto sabbia (%)	74.24
contenuto fine (%)	6.02
contenuto acqua (%)	4.92
contenuto sost organica (%)	3.93
UD scarpata	
profondità prelievo (cm)	35
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	45.9
contenuto sabbia (%)	50.53
contenuto fine (%)	3.55
contenuto acqua (%)	0.97
contenuto sost organica (%)	2.11

Fig 4 Tabella riassuntiva dell'analisi di dettaglio

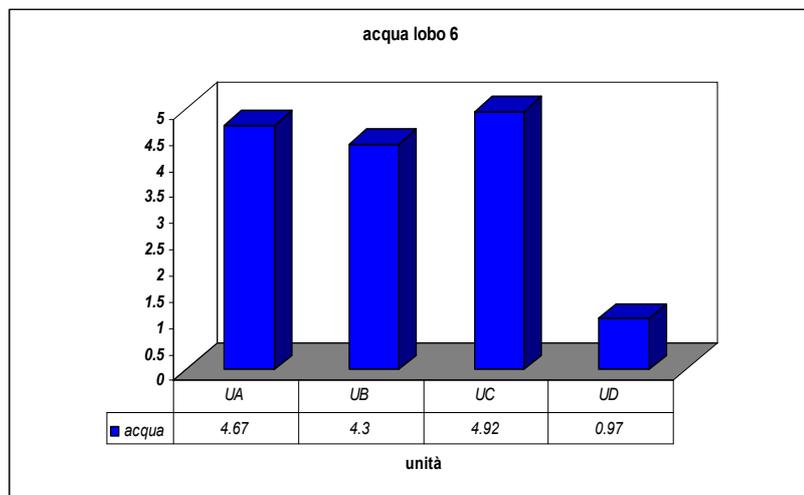


Fig 4 Contenuto in acqua nel lobo

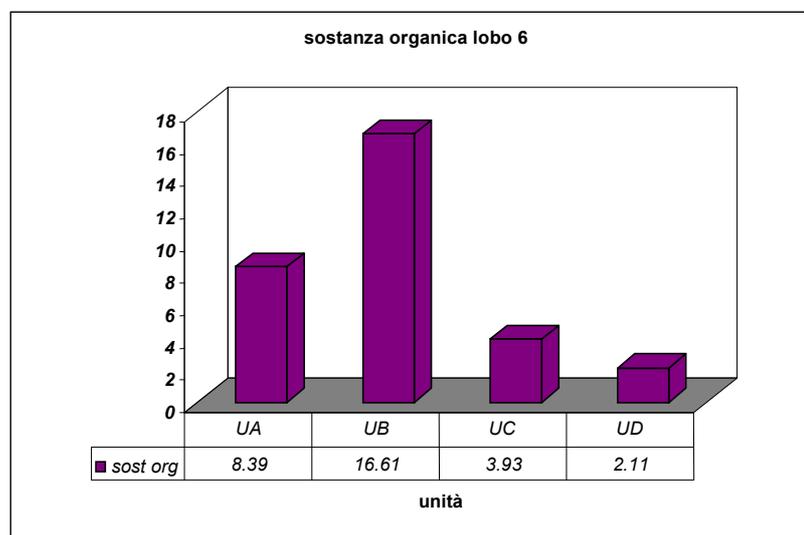


Fig 5 Contenuto in sostanza organica nel lobo

LOBO DI GELIFLUSSO 7

Questa forma è caratterizzata dall'aver il valore del rapporto lunghezza/larghezza pari a 1.33. L'inclinazione della superficie è di 3°; l'altezza e l'inclinazione della scarpata sono rispettivamente 32 cm e 6°. Il bordo è costituito da ciottoli subangolari, che rappresentano la frazione preponderante, da blocchi angolari e dal 5% di ghiaia. Nel centro domina la matrice sabbia-limosa con l'85%, seguiti dalla ghiaia e da ciottoli e blocchi. La componente vegetale è presente nel bordo col solo strato erbaceo; nel centro vi sono gli strati erbaceo e muscinale entrambi col 5% di copertura.

LOBO 7	
caratteristiche morfometriche	
quota	3093
esposizione	W
lunghezza (cm)	265
larghezza (cm)	198
larghezza bordo (cm)	18
larghezza centro (cm)	162
lunghezza/larghezza (cm)	1.33
inclinazione superficie (°)	3
altezza scarpata (cm)	32
inclinazione scarpata (°)	6
composizione bordo	
blocchi ang (%)	15
ciottoli subang (%)	80
ghiaia (%)	5
composizione centro	
matrice s.l. (%)	85
ghiaia (%)	10
ciottoli e blocchi (%)	5
vegetazione bordo (%)	
strato erbaceo (%)	5
strato muscinale (%)	0
strato arbustivo (%)	0
vegetazione centro	
strato erbaceo (%)	5
strato muscinale (%)	5
strato arbustivo (%)	0

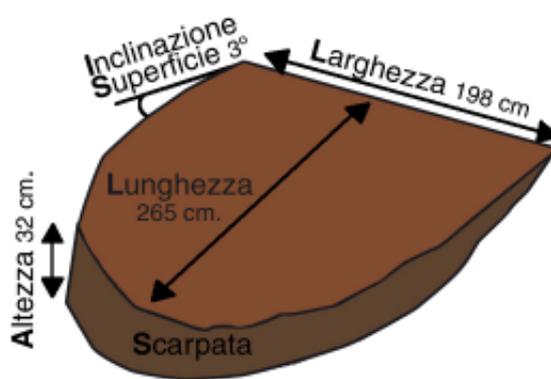
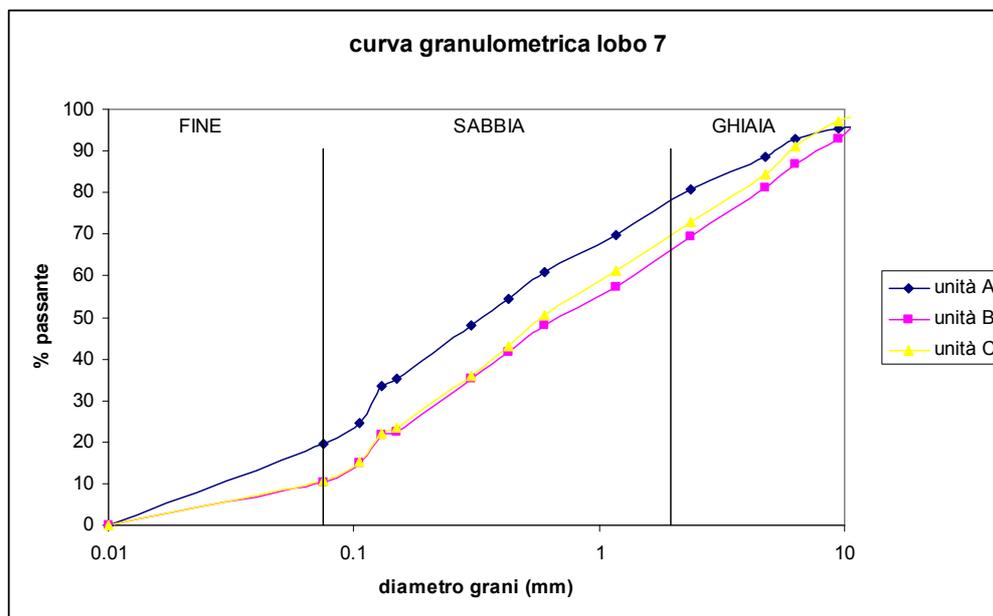


Fig 1 Tabella riassuntiva delle caratteristiche morfometriche

Fig 2 Immagine schematica e fotografica del lobo

Lo scavo della trincea trasversale mostra la prevalenza di matrice rispetto a clasti che sono localizzati lungo il bordo e sul fondo. La tessitura risulta quindi essere a supporto di matrice. Sono assenti strutture sedimentarie. Nonostante l'assenza di strati definiti, è stato possibile identificare 3 unità litologiche di cui due nel centro, denominate UA e UB, e una nel bordo chiamata UC.

L' UA ha una distribuzione più ristretta rispetto a UB. Essa infatti si estende orizzontalmente per



circa 50cm raggiungendo la profondità massima di 10cm.

La frazione granulometrica preponderante in tale unità è la sabbia col 61,4 % seguita dalla ghiaia e dal fine presenti quasi con la stessa quantità. La sostanza organica presenta il valore più basso tra tutti i tre campioni

L'UB si estende per tutta la restante

sezione fino al fondo dello scavo e risulta avere la stessa composizione dell'unità precedente anche se, rispetto a essa, il contenuto in sabbia e fine è inferiore e quello in ghiaia è superiore. Rispetto all'unità precedente, il contenuto in acqua è inferiore, mentre quello in sostanza organica è superiore.

Anche l'UC è costituita principalmente da sabbia e ghiaia; la frazione del fine corrisponde al 10,78 %.L'analisi della trincea frontale mostra che i clasti sono tutti angolari e sub-angolari e sono orientati col loro asse maggiore verso valle.

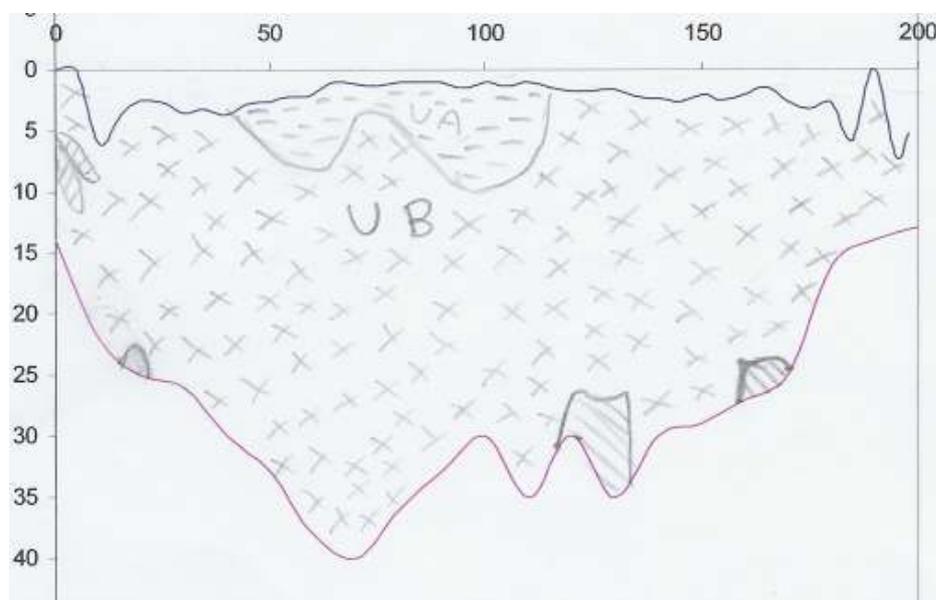


Fig 3 Rappresentazione grafica della sezione del lobo

LOBO 7	
analisi	
data	27/08/2006
temperatura media aria (°C)	7.2
profondità max scavo (cm)	40
profondità media scavo (cm)	27.6
n°campioni prelevati	3
UA centro	
profondità prelievo (cm)	10
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	19.06
contenuto sabbia (%)	61.42
contenuto fine (%)	19.52
contenuto acqua (%)	5.39
contenuto sost organica(%)	1.49
UB centro	
profondità prelievo (cm)	25
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	30.68
contenuto sabbia (%)	59
contenuto fine (%)	10.32
contenuto acqua (%)	3.17
contenuto sost organica (%)	9.48
UC bordo	
profondità prelievo (cm)	8
contenuto Blocchi	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	27.1
contenuto sabbia (%)	62.12
contenuto fine (%)	10.78
contenuto acqua (%)	3.79
contenuto sost organica (%)	3.94

Fig 4 Tabella riassuntiva dell'analisi di dettaglio

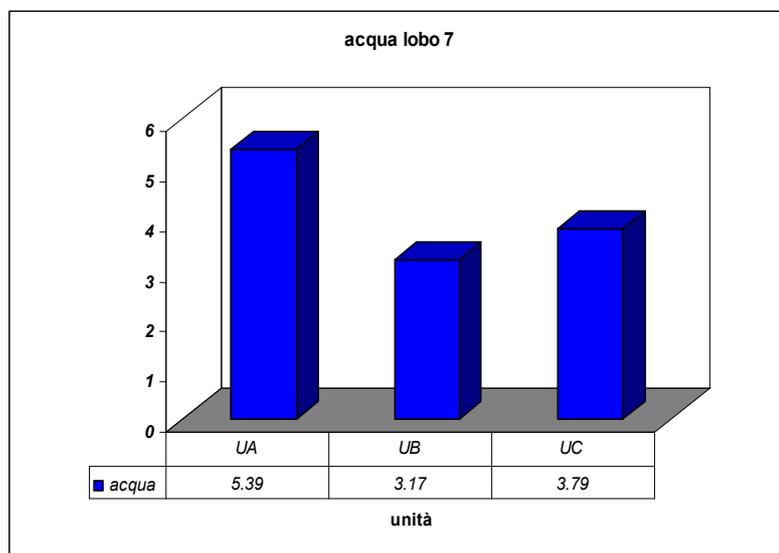


Fig 5 Contenuto in acqua nel lobo

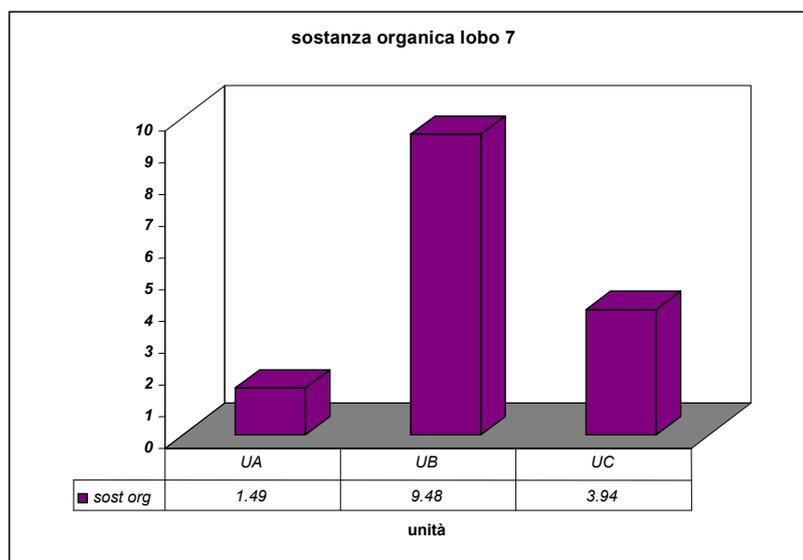


Fig 6 Contenuto in sostanza organica nel lobo

SUOLO POLIGONALE 8

Questa forma presenta un centro in cui ciottoli e blocchi rappresentano il 15% e la restante frazione è costituita da matrice sabbia-limosa per il 40% e da ghiaia per il 45%. Nel bordo è assente la ghiaia, mentre predominano i blocchi angolari con l' 80% seguiti dai ciottoli sub-angolari. La vegetazione è rappresentata nel bordo dagli strati erbaceo e muscinale, entrambi col 5% di copertura; nel centro sono presenti gli stessi strati però rispettivamente col 10% e 7%. L'inclinazione della superficie è di 2°.

SUOLO 8	
caratteristiche morfometriche	
quota	3098
esposizione	E
lunghezza (cm)	180
larghezza (cm)	110
larghezza bordo (cm)	27.5
larghezza centro (cm)	55
lunghezza/larghezza (cm)	1.63
inclinazione superficie (°)	2
composizione bordo	
blocchi ang (%)	80
ciottoli subang (%)	20
ghiaia (%)	0
composizione centro	
matrice s.l. (%)	40
ghiaia (%)	45
ciottoli e blocchi (%)	15
vegetazione bordo (%)	
strato erbaceo (%)	5
strato muscinale (%)	5
strato arbustivo (%)	0
vegetazione centro	
strato erbaceo (%)	10
strato muscinale (%)	7
strato arbustivo (%)	0

Fig 1 Tabella riassuntiva delle caratteristiche morfometriche

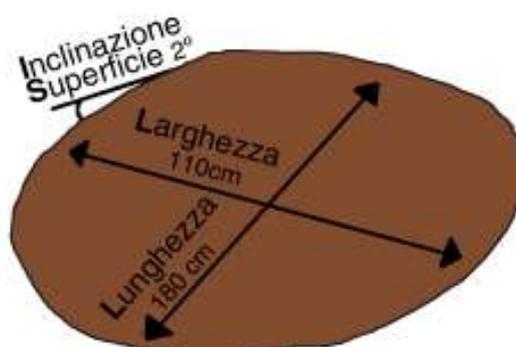
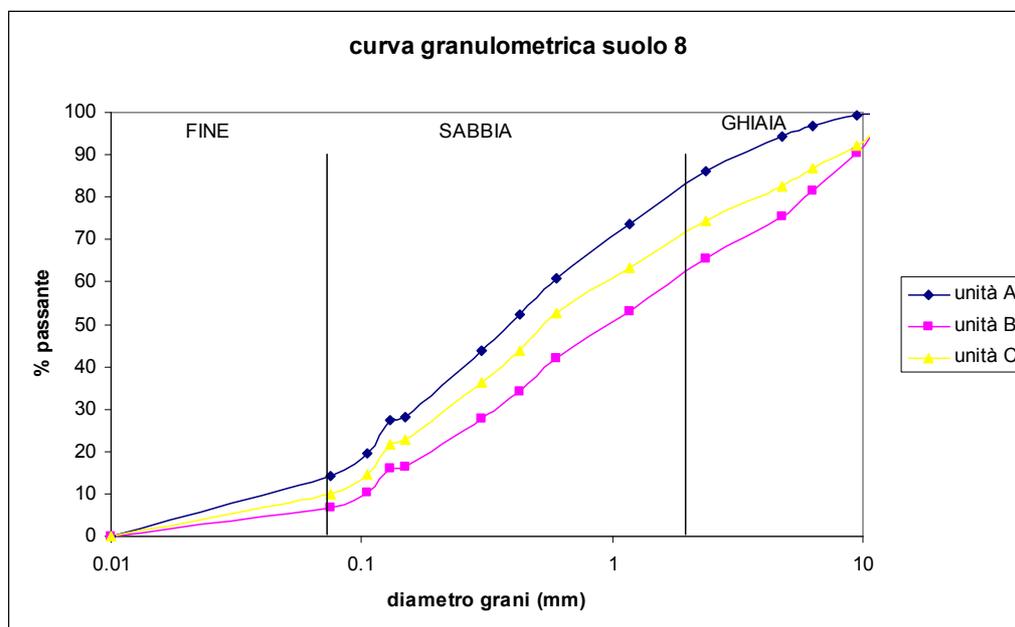


Fig 2 Immagine schematica e fotografica del suolo

Lo scavo della trincea trasversale mostra la prevalenza di matrice rispetto a clasti che sono localizzati in superficie e sul fondo. La tessitura risulta quindi essere a supporto di matrice. Sono assenti strutture sedimentarie. Nonostante l'assenza di strati definiti, è stato possibile identificare 3 unità litologiche di cui due nel centro, denominate UA e UB, e una nel bordo chiamata UC.



L' UA ha una distribuzione più ristretta rispetto a UB. Essa infatti si estende orizzontalmente per circa 40 cm raggiungendo la profondità massima di 5cm. La frazione granulometrica preponderante in tale unità è la sabbia col 71,82 % seguita dal fine e dalla ghiaia. L'UB si estende

per tutta la restante sezione fino al fondo dello scavo ed è composta dal 58,74% di sabbia, seguita dalla ghiaia e dal fine. Questa unità presenta i valori di sostanza organica, 0,74%, e di acqua, 3,56%, più bassi tra tutti i campioni analizzati

Anche l'UC è costituita principalmente da sabbia e ghiaia; la frazione del fine corrisponde al 9,94%.

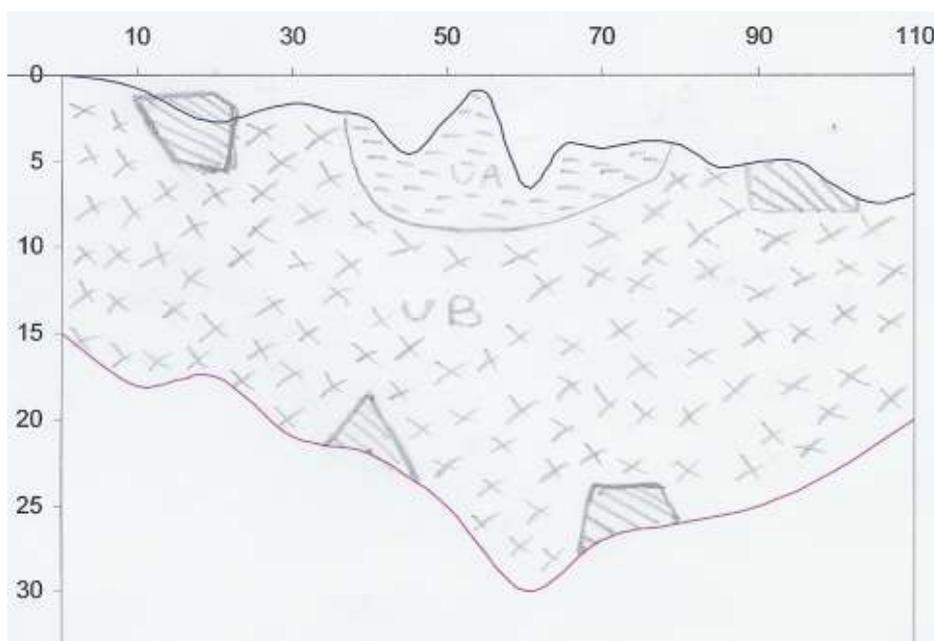


Fig 3 Rappresentazione grafica della sezione del suolo

SUOLO 8	
analisi	
data	25/08/2006
temperatura media aria (°C)	7.9
profondità max scavo (cm)	30
profondità media scavo (cm)	22.4
n°campioni prelevati	3
UA centro	
profondità prelievo (cm)	5
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	14.02
contenuto sabbia (%)	71.82
contenuto fine (%)	14.16
contenuto acqua (%)	6.58
contenuto sost organica(%)	16.53
UB centro	
profondità prelievo (cm)	15
contenuto Blocchi (%)	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	34.48
contenuto sabbia (%)	58.74
contenuto fine (%)	6.78
contenuto acqua (%)	3.56
contenuto sost organica (%)	0.74
UC bordo	
profondità prelievo (cm)	8
contenuto Blocchi	0
contenuto ciottoli (%)	0
contenuto ghiaia (%)	25.66
contenuto sabbia (%)	64.4
contenuto fine (%)	9.94
contenuto acqua (%)	7.89
contenuto sost organica (%)	7.03

Fig 4 Tabella riassuntiva dell'analisi di dettaglio

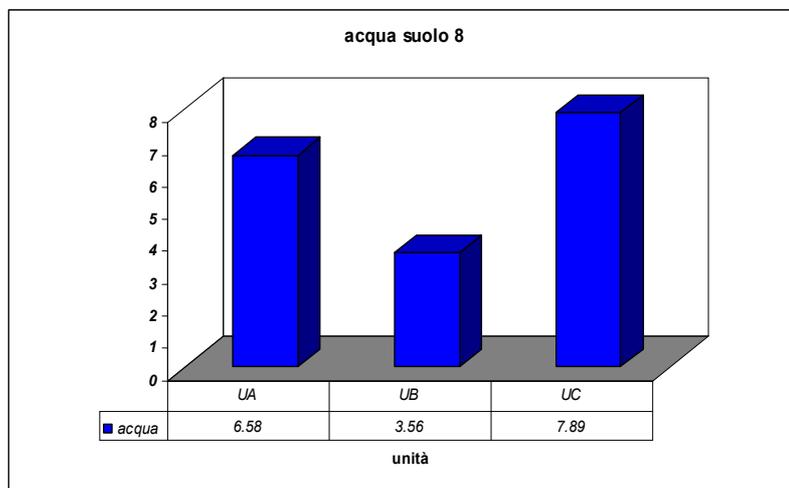


Fig 5 Contenuto in acqua nel suolo

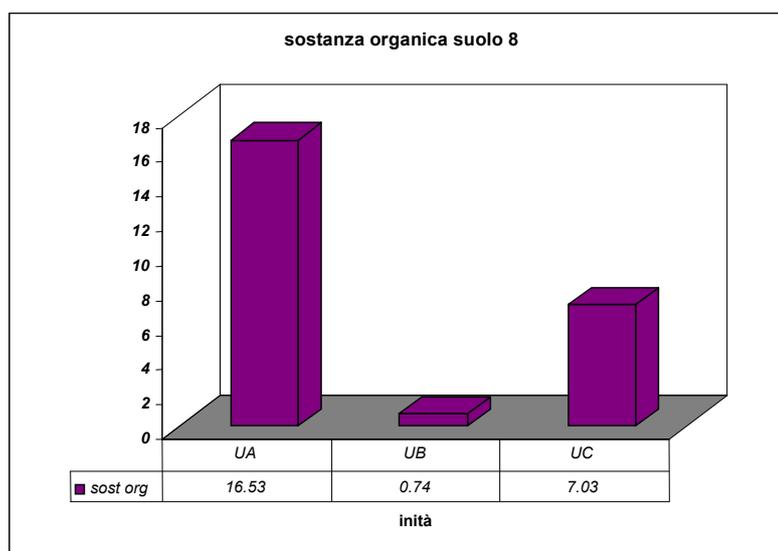


Fig 6 Contenuto in sostanza organica nel suolo

In questa appendice vengono riportate le coordinate UTM (universale trasversa mercatore) di tutte le forme rilevate e delle paline. Per queste ultime, inoltre, sono mostrate le distanze esistenti tra di esse e i grafici relativi l'andamento del manto nevoso.

COORDINATE UTM SUOLI POLIGONALI					
SUOLO	X (EST)	Y (NORD)	SUOLO	X (EST)	Y (NORD)
5	398680.1	5086000	68	398687	5086169
6	398677.1	5085997	72	398767.7	5086119
7	398683.1	5085990	75	398777.9	5086121
12	398696.6	5085986	80	398778	5086110
16	398705.1	5085997	81	398779.7	5086105
17	398702.1	5085985	83	398777.1	5086126
19	398704.1	5085985	90	398774.7	5086106
23	398680.5	5086079	92	398767.5	5086106
25	398684.5	5086074	95	398793.1	5086113
26	398683.5	5086073	99	398798.1	5086117
29	398685.5	5086065	102	398807.4	5086120
33	398689.8	5086065	105	398803.4	5086109
43	398670.1	5086097	108	398818.1	5086123
44	398669.2	5086096	111	398742	5086148
46	398677.9	5086088	112	398751	5086152
47	398678.4	5086088	113	398738.1	5086154
51	398668.2	5086169	114	398668.2	5086126
55	398670.2	5086186	115	398733.5	5086161
56	398670.2	5086187	116	398693.7	5086181
63	398682.7	5086181	120	398732.1	5086175
64	398683.2	5086180	121	398733.1	5086176
66	398684.2	5086180	125	398727.6	5086193

COORDINATE UTM TERRAZZETTE		
TERRAZZETTA	X (EST)	Y(NORD)
107	398818.1	5086120
129	398755.6	5086259

COORDINATE UTM FORME DI DETTAGLIO			
FORMA	n° FORMA	X (EST)	Y (NORD)
DETTAGLIO			
lobo 1	101	398799.1	5086119
suolo 2	7	398683.1	5085990
terrazz. 3	107	398818.1	5086120
lobo 4	60	398679	5086180
lobo 5	127	398728.5	5086197
lobo 6	133	398762.6	5086203
lobo 7	74	398769.7	5086121
suolo 8	68	398687	5086169

COORDINATE UTM LOBI DI GELIFLUSSO					
LOBO	X (EST)	Y (NORD)	LOBO	X (EST)	Y (NORD)
1	398688.1	5085987	70	398673.2	5086199
2	398681.1	5085987	71	398769.7	5086116
3	398679.1	5085987	73	398771.7	5086120
4	398680.1	5085987	74	398769.7	5086121
8	398684.1	5085988	76	398770.7	5086116
9	398684.9	5085988	77	398777.2	5086116
10	398683.1	5085988	78	398778.7	5086114
11	398699.1	5085985	79	398778.7	5086114
13	398703.1	5085997	82	398779.7	5086109
14	398704.1	5085998	84	398769.7	5086101
15	398706.1	5085998	85	398771.7	5086099
18	398703.1	5085984	86	398770.9	5086104
20	398684.5	5086075	87	398766.2	5086100
21	398679.5	5086082	88	398769.7	5086103
22	398680.5	5086080	89	398773.1	5086104
24	398679.2	5086080	91	398773.7	5086107
27	398682.5	5086073	93	398772.7	5086108
28	398682.7	5086071	94	398777.7	5086107
30	398689.8	5086063	96	398800.8	5086118
31	398684.5	5086058	97	398798.1	5086120
32	398688.5	5086060	98	398797.1	5086119
34	398689.5	5086067	100	398800.1	5086118
35	398691.5	5086070	101	398799.1	5086119
36	398674.9	5086102	103	398813.1	5086121
37	398666.3	5086100	104	398802.1	5086111
38	398667.9	5086101	106	398815.1	5086109
39	398673.9	5086110	109	398820.1	5086122
40	398673.2	5086107	110	398823.1	5086122
41	398674.9	5086101	117	398694.2	5086183
42	398671.4	5086098	118	398736.3	5086173
45	398662.9	5086095	119	398702.7	5086182
48	398679.9	5086090	122	398724.6	5086183
49	398677.9	5086109	123	398723.6	5086188
50	398678.3	5086106	124	398727.9	5086189
52	398671.6	5086181	126	398727.6	5086195
53	398668.2	5086180	127	398728.5	5086197
54	398671.6	5086182	128	398757.6	5086260
57	398670.2	5086186	130	398745.5	5086181
58	398671.2	5086186	131	398766.1	5086153
59	398673.7	5086129	132	398765.1	5086148
60	398679	5086180	133	398762.6	5086203
61	398681.2	5086181	134	398758.6	5086192
62	398682.2	5086182	135	398754.6	5086192
65	398682.9	5086175	136	398779.9	5086210
67	398688.2	5086169	137	398807.6	5086203
69	398673.2	5086192	138	398805.1	5086201

COORDINATE UTM PALINE			
PALINE	X (EST)	Y (NORD)	QUOTA(m)
1	398786.7	5086025.11	3122
2	398767.57	5086022.17	3115
3	398743.28	5086019.96	3108
4	398719.73	5086017.01	3103
5	398697.65	5086013.33	3103
6	398698.39	5086020.69	3101
7	398694.71	5086027.32	3099
8	398697.65	5086041.3	3097
9	398695.44	5086057.49	3101
10	398700.59	5086032.47	3102
11	398718.99	5086065.59	3102
12	398734.45	5086070	3102
13	398751.38	5086076.63	3103
14	398765.36	5086086.93	3107
15	398743.28	5086127.41	3113
16	398728.56	5086129.62	3112
17	398715.31	5086131.09	3106
18	398694.71	5086133.3	3104
19	398675.57	5086128.15	3104
20	398672.63	5086179.67	3097
21	398685.87	5086178.19	3097
22	398699.86	5086170.83	3093
23	398718.26	5086167.15	3098
24	398728.56	5086153.17	3100
25	398732.98	5086146.55	3102
26	398769.78	5086177.46	3101
27	398779.34	5086184.08	3100
28	398784.5	5086218.67	3104
29	398789.65	5086242.96	3099
30	398793.33	5086253.27	3099
31	398767.57	5086098.71	3107
32	398774.93	5086098.71	3113
33	398762.42	5086130.36	3115
34	398748.43	5086126.48	3114

DISTANZA TRA LA PALINE			
PALINE (n°)	DISTANZA (m)	PALINE (n°)	DISTANZA (m)
1;2	20.74	19;20	65
2;3	25.23	20;21	13.4
3;4	26.9	21;22	15.5
4;5	22.65	22;23	17.62
5;6	7.79	23;24	24.81
6;7	8.58	24;25	14.43
7;8	9.9	25;26	64.2
8;9	14	26;27	17.75
9;10	16.26	27;28	24.1
10;11	17.13	28;29	19.56
11;12	16.61	29;30	18.81
12;13	17.6	31;32	8.32
13;14	16.65	32;33	39.6
12;14	30.2	33;34	39.6
15;16	16.61	1;14	48
16;17	20.5	9;19	70
17;18	18.4	20;30	142.5
18;19	18.2	15;25	26.8

