

## Sintesi della Tesi di Laurea Magistrale:

**“Studio della stabilità di pareti rocciose in alta quota, in relazione al problema della degradazione del permafrost: il caso della Capanna Carrel (Cervino, Cresta SW)”**

Relatori: Prof.ssa Monica Barbero – Dott. Giovanni Mortara – Prof. Giannantonio Bottino

Candidato: Daniele Fava

Politecnico di Torino, Facoltà di Ingegneria

Corso di Laurea Specialistica in Ingegneria per l’Ambiente e il Territorio

A.A. 2008-2009

**INTRODUZIONE**

L’ultimo decennio ha evidenziato, in tutti i massicci alpini, una serie sorprendente di crolli rocciosi in alta quota (ambiente glaciale e periglaciale), verosimilmente per effetto del riscaldamento climatico globale in atto, influente non solo sul regime delle precipitazioni, ma anche sulla distribuzione del *permafrost* [Mortara *et al.*, 2008; Chiarle e Mortara, 2007]. La Valle d’Aosta è risultata una tra le regioni alpine protagoniste di tale attività gravitativa: nell’estate torrida del 2003, gli eventi franosi occorsi nella Conca del Breuil ed in particolare lungo la Cresta SW del Cervino, e nell’anno 2008, l’alta frequenza di fenomeni che ha interessato i massicci del Monte Bianco e del Gran Paradiso [Mortara *et al.*, 2008].

Un numero elevato degli eventi franosi suddetti ha rivelato la presenza di ghiaccio massivo venuto a giorno in corrispondenza delle nicchie di distacco; tale particolare suggerisce che la degradazione del ghiaccio presente all’interno delle discontinuità degli ammassi rocciosi (ghiaccio, qui inteso come più comune manifestazione del *permafrost* all’interno degli ammassi rocciosi fratturati) possa essere una delle cause predisponenti i numerosi eventi di instabilità. Dunque, nelle fasce glaciali e periglaciali in ambienti d’alta montagna, la combinazione tra la presenza potenziale di *permafrost*, certamente significativa dal punto di vista areale, e l’attuale contesto di riscaldamento globale in atto, causa della progressiva variazione dei regimi termici delle pareti rocciose in alta quota, induce a attendersi un aumento di frequenza e intensità dei crolli, con conseguente aumento del rischio per la popolazione e le infrastrutture presenti in queste aree.

I numerosi eventi occorsi nell’ultimo decennio, i più con segni evidenti di ghiaccio nelle nicchie di distacco (il più eclatante nell’agosto 2003, diedro Cheminée, frana di alcune centinaia di metri cubi di roccia), e l’attività di registrazione delle temperature in corso nel biennio 2007-2008, ha portato la Cresta del Leone, SW del Cervino, a risultare sito di notevole interesse di studio delle caratteristiche termiche e meccaniche.

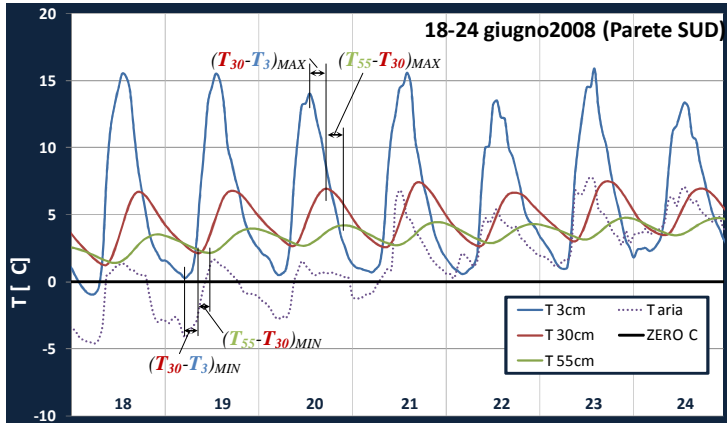
**ANALISI DI DISTRIBUZIONE DELLE TEMPERATURE NEI PRESSI DELLA CAPANNA CARREL**

Il Cervino è stato oggetto di uno studio volto a monitorare ed individuare i regimi termici sulle pareti rocciose potenzialmente sottoposte alla degradazione del *permafrost*; tale attività si è svolta all’interno del Progetto Interreg IIIa Alcotra n°196 “PERMAdataROC” (con lo sviluppo in particolare dell’azione “PERMA\_TEMP”), grazie alla collaborazione tra il Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Torino e l’Agenzia Regionale per la Protezione dell’Ambiente della Regione Autonoma della Valle d’Aosta (ARPA Valle d’Aosta).

L’indagine è stata condotta in differenti zone del rilievo, tra le quali l’area di cresta nei pressi della Capanna Carrel (3830m slm), dove sono stati installati diversi tipi di strumenti al fine di acquisire dati relativi a temperatura superficiale e sub-superficiale della roccia (-3; -30; -55 cm in profondità), temperatura e umidità dell’aria.

I dati di temperatura misurati dall’attività suddetta sono stati attentamente esaminati nel presente lavoro di tesi, permettendo di riscontrare, su entrambi i versanti della Cresta del Leone (Sud-orientale e Nord-occidentale, che per semplicità verranno nominati in seguito, in riferimento alle grandi pareti di appartenenza, Sud e Ovest), peculiarità nell’andamento in profondità delle temperature giornaliere, stagionali ed annuali; in tal modo è stato possibile confermare quanto sia stretta la relazione tra le temperature misurate in profondità e le condizioni al contorno, ovvero la temperatura dell’aria misurata in prossimità dell’ammasso roccioso. Le curve in profondità (-3, -30, -55 cm), identificando la direzione di propagazione di un’onda di calore (o di freddo) in profondità, danno infatti una indicazione indiretta delle condizioni atmosferiche esterne; quando la temperatura esterna raggiunge il picco massimo della giornata, l’onda di calore si diffonde in profondità secondo una certa velocità di propagazione (conduzione), e quando, allo stesso modo, la temperatura esterna raggiunge il picco minimo della

giornata, l'onda di calore (in questo caso di freddo) si diffonde in profondità secondo una velocità di propagazione più o meno simile alla precedente (Figura 1).



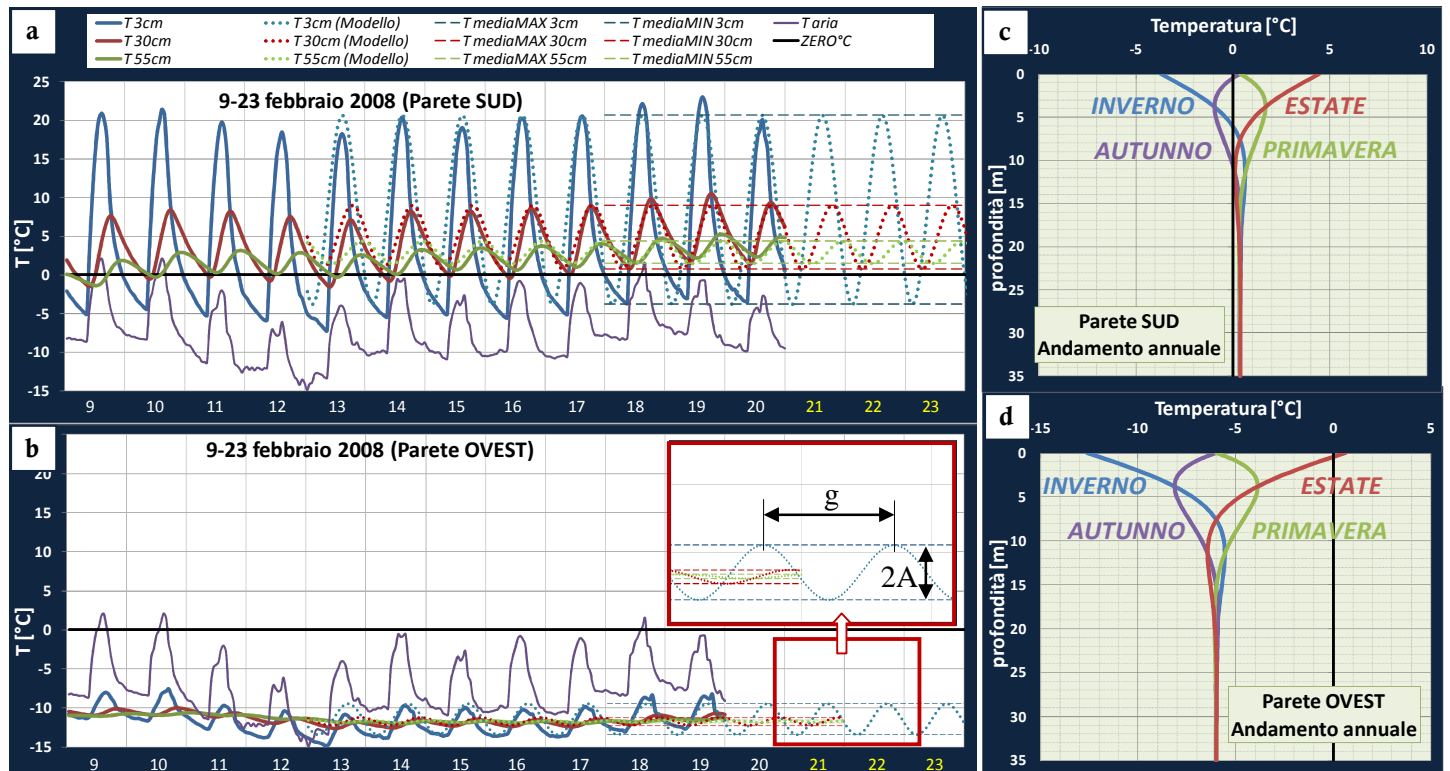
**Figura 1** – Distribuzione delle temperature in profondità, misurate nel periodo 18-giu-08|24-giu-08 sul versante Sud. I picchi di temperatura (massimi e minimi) individuano scarti temporali pressoché costanti nel tempo; difatti si può osservare come tali picchi, mostrandosi sfasati tra le varie curve (-3, -30, -55 cm), si ripresentino secondo intervalli di tempo regolari. Tale fenomeno individua chiaramente un processo di conduzione del calore in profondità nell'ammasso roccioso, che si sviluppa in relazione alla temperatura atmosferica ed all'irraggiamento sulla superficie del pendio. Il primo picco massimo di temperatura leggibile si ripete infatti sistematicamente in corrispondenza del sensore di temperatura più superficiale (3cm), mentre l'ultimo picco con il sensore posto più in profondità (30cm e poi 55cm); ugualmente per i valori minimi di temperatura.

La conduzione del calore in profondità nell'ammasso roccioso, nel caso non si presenti nella massa una generazione di calore, può presentarsi secondo un'equazione differenziale in termini di una funzione delle temperature  $u(x,y,z,t)$  nello spazio e nel tempo [Barbero *et al.*, in preparazione]:

$$(1) \quad \nabla^2 u - \frac{1}{\alpha} \frac{\partial u}{\partial t} = 0, \quad \nabla^2 \text{ è l'operatore di Laplace;}$$

$\alpha$  [m<sup>2</sup>·s<sup>-1</sup>] è la diffusività termica del materiale

Le ipotesi del modello prevedono che il flusso sia monodirezionale, perpendicolare alla parete; l'ammasso



**Figura 2** – In **a** e **b**, rappresentazione dell'andamento in profondità del flusso termico in funzione del tempo secondo valori di profondità fissati. I due grafici, risp. riferiti ai versanti Sud ed Ovest della Cresta del Leone, permettono di osservare come il modello riesca a sovrapporsi alla situazione termica 'reale' dell'ammasso roccioso, relativa al periodo 9|12-feb, andamento delle temperature 'reali' misurate in profondità (-3, -30, -55 cm); periodo 13|17-feb, sovrapposizione tra misure 'reali' e curve restituite dal modello; periodo 18|20-feb, rette che individuano i picchi, calcolati come media dei valori massimi e minimi 'reali' delle temperature; periodo 21|23-feb, le sole curve del modello. L'ingrandimento in basso (riquadro di colore rosso) permette di notare, con maggiore facilità, come il modello si sviluppi: "2A", doppio dell'ampiezza di una serie della funzione sinusoidale del modello; "g", intero periodo di oscillazione, in questo caso giornaliero.

I due grafici **c** e **d**, risp. riferiti ai versanti Sud ed Ovest della Cresta del Leone, rappresentano quale sia la variabilità annuale (relativa al periodo ago-2007|lug-2008) del flusso termico in funzione della profondità secondo tempi prefissati. A un certo istante  $\hat{t}$ , la funzione sinusoidale segue un dato andamento in profondità, tendente ad un valore limite di temperatura, che è proprio la temperatura media assegnata in input, ovvero la temperatura presa in superficie dell'ammasso roccioso; l'andamento qui rappresentato non considera l'influenza del flusso di calore geotermico locale. Il modello permette di analizzare con puntualità misure di temperature giornaliere, sebbene forniscano solo una informazione "locale" (nel tempo); tramite i due grafici **c** e **d**, analizzando l'intero arco annuale, lo studio di analisi delle temperature acquisisce un carattere "globale".

roccioso sia considerato un mezzo isotropo, continuo, equivalente; la temperatura esterna sia descritta, per semplicità, secondo legge sinusoidale. Il modello permette di valutare l'andamento in profondità del flusso termico secondo due procedimenti (*Figura 2*, pagina precedente): il primo in funzione del tempo secondo valori di profondità fissati ( $x = \hat{x}$ ), il secondo in funzione della profondità secondo tempi prefissati ( $t = \hat{t}$ ).

Il passo iniziale di impostazione del modello è consistito nella definizione del valore di diffusività termica nell'ammasso roccioso in esame. Si è partiti dai dati, noti, di temperatura di molteplici giorni-modello dell'anno (alle tre differenti profondità; -3, -30, -55 cm), selezionati secondo un criterio volto a determinare un gruppo di campioni il più significativo possibile; a questo punto, noti i tre valori in profondità e ricavati i valori dei massimi e dei minimi delle temperature giornaliere, il modello permette di derivare il valore della diffusività: a meno della densità  $\rho$ , il valore ottenuto è  $k/c = 6,32 \cdot 10^{-3} [kg \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}]$ .

### **STRUTTURA DELL'AMMASSO ROCCIOSO COSTITUENTE LA CRESTA DEL LEONE, CERVINO – ANALISI DI STABILITÀ**

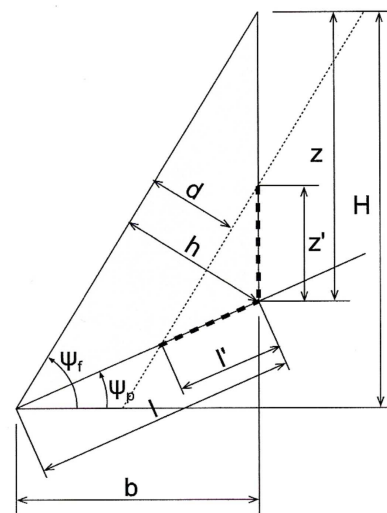
La stabilità di un pendio in quota è dunque condizionata dalle discontinuità ghiacciate e il fattore di sicurezza, indice del grado di stabilità del versante, si riduce all'aumentare della temperatura; tale ipotesi suggerisce che un pendio di roccia fratturato, stabile quando non c'è ghiaccio nelle discontinuità, lo sia anche quando il ghiaccio nelle discontinuità è a temperature basse, mentre tende all'instabilità quando il ghiaccio tende verso una completa fusione [Davies *et al.*, 2001]. In particolare, il cambiamento di stato del ghiaccio in acqua causa da un lato la perdita, localizzata nelle discontinuità, dell'adesione fornita dalla connessione ghiaccio/roccia e dell'effetto "collante" del ghiaccio con la roccia e inoltre il rilascio d'acqua che, se non opportunamente drenata, tende ad elevare la pressione idraulica nelle discontinuità, portando a rischiose riduzioni degli sforzi normali effettivi sulle discontinuità stesse e quindi a diminuzione della resistenza a taglio [Davies *et al.*, 2001].

A partire da tali premesse, si è dunque scelto di condurre un'analisi di stabilità del tratto mediano della Cresta del Leone, in funzione del fenomeno di propagazione del gelo e disgelo in profondità, e in particolare dello scioglimento del ghiaccio nelle discontinuità. Inizialmente sono state definite le caratteristiche meccaniche dell'ammasso roccioso del tratto di cresta in esame. Si è partiti dal riconoscimento dei sistemi di discontinuità caratterizzanti l'ammasso roccioso [De Leo, 2006; Pogliotti, 2006], decisamente complessi, ma in questo tratto di cresta identificabili principalmente con un piano di scivolamento, avente immersione parallela alla linea di cresta e direzione SE (scistosità e famiglia F3), e due famiglie di discontinuità con tendenza sub-verticale, l'una parallela (F1) e l'altra ortogonale (F2) alla linea di cresta, in grado di fungere da giunti di trazione. Il secondo passo ha visto la definizione del valore medio dell'angolo di attrito ( $\varphi = 35^\circ$ ), che è stato ottenuto tramite un'analisi di stabilità a ritroso di un blocco (volume circa 20 m<sup>3</sup>), posto a circa quindici metri sotto la Cap. Carrel, che nell'agosto 2008 ha raggiunto l'instabilizzazione in condizioni di assenza di ghiaccio nelle discontinuità.

Il modello utilizzato per la valutazione della situazione strutturale dell'ammasso roccioso in esame è quello proposto in Barbero e Borri-Brunetto [in preparazione], puntualmente applicabile nei casi studio di pendii rocciosi ripidi. Tale metodo di analisi di stabilità all'equilibrio limite delle pareti, per scivolamento lungo un piano, tiene conto del fenomeno di scioglimento del ghiaccio nelle discontinuità e fa riferimento ad una geometria schematica di un potenziale blocco posizionato superficialmente in un ammasso roccioso (*Figura 3*) di una cresta o di una parete, dove l'estensione dei contorni ghiacciati è definita in funzione della penetrazione  $d$  del disgelo:

$$(2) \quad l' = l - d \csc(\psi_f - \psi_p), \quad z' = z - d \sec \psi_f$$

L'esame di stabilità considera le varie forze stabilizzanti e destabilizzanti che possono scaturire dalla geometria del blocco e dalle caratteristiche meccaniche dell'ammasso roccioso. La forza destabilizzante, per un cinematismo di scivolamento, è data dalla proiezione della forza peso  $W$  del blocco sulla direzione del piano orizzontale alla base; la forza resistente è somma di un contributo agente sul piano basale e di un contributo di trazione dovuto alla capacità coesiva delle zone ghiacciate presenti nelle discontinuità verticali.



**Figura 3** – Sezione di un pendio roccioso ripido, influenzato dalla propagazione del disgelo  $d$  in profondità [Barbero e Borri-Brunetto, in preparazione]. Ad un dato tempo assegnato, l'isoterma "0°C" è definita dalla linea tratteggiata a profondità  $d$  sotto la superficie, con  $h$  valore limite di profondità. In dettaglio è definito il blocco di altezza  $H$ , base  $b$  e spessore  $a$ ;  $l$  e  $z$  risp. superficie di scivolamento e giunto di trazione,  $l'$  e  $z'$  le corrispondenti superfici con presenza di ghiaccio;  $\psi_f$  e  $\psi_p$  risp. angolo di inclinazione del pendio e angolo di inclinazione del piano di scivolamento.

I parametri di studio del modello sono:  $c'$ , coesione all'interfaccia delle discontinuità dovuta alla presenza del ghiaccio;  $c''$ , coesione all'interfaccia dovuta ai ponti di roccia;  $t$ , resistenza a trazione del ghiaccio;  $\varphi$ , angolo d'attrito al contatto (valore considerato invariante, in quanto non vengono valutate né la variazione dovuta alla presenza di ghiaccio nelle discontinuità, né la variazione in funzione della temperatura).

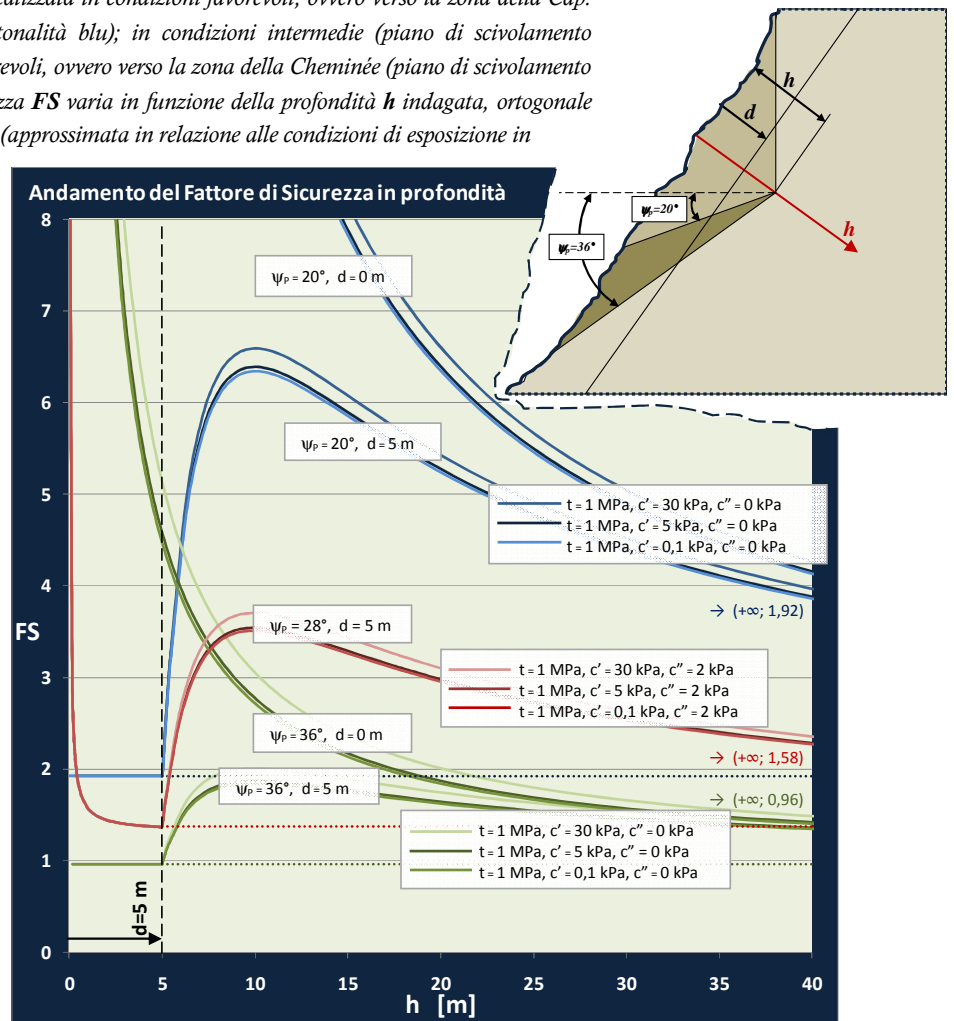
Il valore ricercato è il fattore di sicurezza globale  $F_s$ , distinto in due termini  $F_{s,0}$  (fattore di sicurezza del blocco, senza prendere in considerazione alcun effetto stabilizzante dovuto alla presenza del ghiaccio nelle discontinuità) ed  $F_{s,i}$  (contributo dovuto al ghiaccio):

$$(3) \quad F_s = F_{s,0} + F_{s,i}, \quad F_{s,0} = \frac{c''Al + W \cos \psi_p \tan \varphi}{W \sin \psi_p}, \quad F_{s,i} = \frac{d[(c' - c'')l' + tz' \cos \psi_p]}{W \sin \psi_p}.$$

Impostato dunque il metodo, si è proceduto ad applicare il modello ai dati strutturali dell'ammasso roccioso, conducendo un'analisi parametrica in grado di valutare l'andamento del fattore di sicurezza, e dunque la stabilità, in funzione della profondità, ovvero della variazione volumetrica del blocco indagato. Sono state costruite sezioni del presunto assetto strutturale dell'ammasso roccioso in esame, a partire dalla quota del distacco del diedro Cheminée fino alla quota della Cap. Carrel, lungo i piani principali di rottura o scivolamento, ovvero i piani identificati dalle famiglie di discontinuità suddette. L'analisi si è concentrata sulla valutazione di un possibile evento di distacco di un diedro nei pressi della linea di cresta (Figura 4). Per quanto riguarda i parametri, si è scelto di considerare nullo il valore di coesione dovuta ai ponti di roccia ( $c''=0$ ), mentre, per la coesione dovuta al ghiaccio ( $c'$ ) e la resistenza a trazione del ghiaccio, di utilizzare i valori reperiti in letteratura [Marchenko e Makshatas, 2005; Fish e Zaretsky, 1997].

**Figura 4** – Sunto dell'analisi di stabilità dei possibili blocchi che possono manifestare fenomeni d'instabilità lungo la linea della Cresta del Leone. L'analisi parametrica, in riferimento alla pendenza della scistosità e in funzione della variazione volumetrica del blocco indagato, è stata realizzata in condizioni favorevoli, ovvero verso la zona della Cap. Carrel (piano di scivolamento  $\psi_p=20^\circ$ , curve in tonalità blu); in condizioni intermedie (piano di scivolamento  $\psi_p=28^\circ$ , curve in tonalità rossa); in condizioni sfavorevoli, ovvero verso la zona della Cheminée (piano di scivolamento  $\psi_p=36^\circ$ , curve in tonalità verde). Il fattore di sicurezza  $FS$  varia in funzione della profondità  $h$  indagata, ortogonale alla superficie della cresta; la profondità del disgelo  $d$  (approssimata in relazione alle condizioni di esposizione in oggetto e secondo le condizioni di temperatura) viene imposta ad una certa distanza dalla superficie: la profondità assegnata come  $h=d=5$  metri indica il tetto del permafrost. Come parametri indagati, si è deciso di utilizzare, secondo quanto già precedentemente scritto: valore fisso dell'angolo d'attrito ( $\varphi=35^\circ$ ); valore nullo di coesione all'interfaccia delle discontinuità dovuta ai ponti di roccia ( $c''=0$ ); coesione dovuta al ghiaccio  $c'$  e resistenza a trazione del ghiaccio  $t$ , da letteratura. La curva del  $FS$  che si ottiene segue un andamento costante nei metri senza presenza ghiaccio ( $h<5m$ ), per raggiungere un picco nei primi metri ghiacciati, e infine tendere al valore analogo ai primi metri senza ghiaccio (es.: curva  $\psi_p=20^\circ, d=5$ ).

In seguito, a livello sperimentale, sono stati fatti variare alcuni dei parametri utilizzati. Le curve con permafrost a ridosso della superficie ( $\psi_p=20^\circ, d=0$ ) e ( $\psi_p=36^\circ, d=0$ ), ovvero con profondità nulla del disgelo, identificano un teorico andamento del  $FS$  tendente a valori infiniti in corrispondenza della superficie; la variazione della coesione del ghiaccio  $c'$  decreta un forte legame con il  $FS$ , a maggior ragione dati i bassi valori utilizzati; l'utilizzo della coesione  $c''$  determina un andamento del  $FS$ , al di sopra del tetto del permafrost, come rappresentato dalla curva ( $\psi_p=28^\circ, d=0$ ).



**DISCUSSIONI E CONSIDERAZIONE CONCLUSIVE**

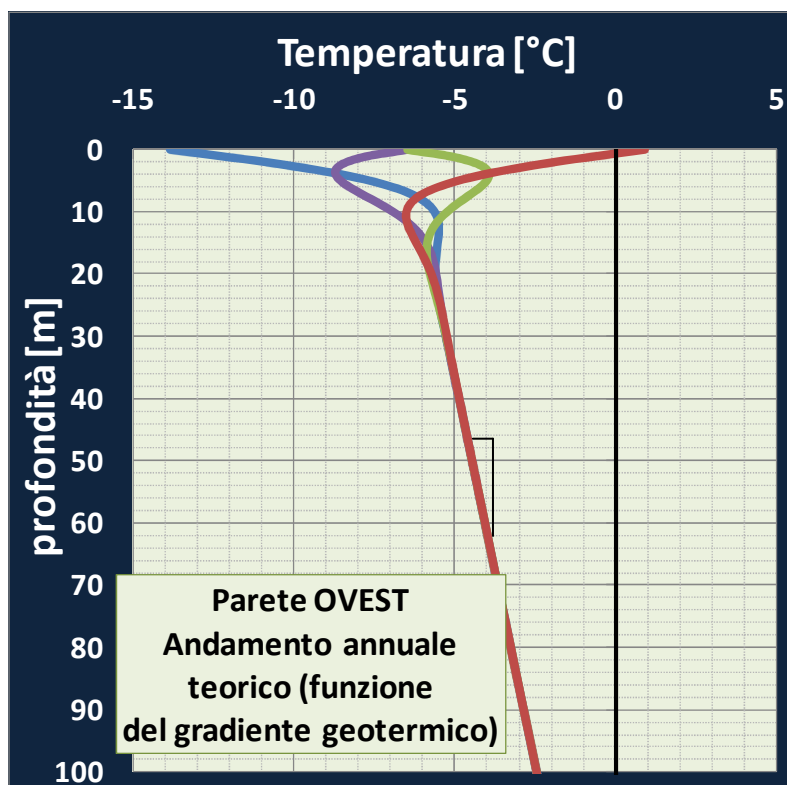
La necessità di approfondire le conoscenze su stato termico e bilancio energetico dei sistemi morfodinamici tipici di versanti rocciosi alpini (o creste) in alta quota, hanno portato a valutare l'esigenza di abbinare un'analisi termica, di distribuzione delle temperature in profondità, ad una meccanica, di stabilità all'equilibrio limite delle pareti, per scivolamento lungo un piano, tenendo conto del fenomeno di scioglimento del ghiaccio nelle discontinuità. Tale analisi permette di ottenere una migliore comprensione dei meccanismi di innesco dei crolli e delle variabili che mettono in relazione il riscaldamento dei versanti rocciosi e la conseguente instabilità locale.

Esaminando nel dettaglio il tratto della Cresta del Leone (cresta SW del Cervino) in cui è ubicata la Capanna Carrel (3830 m s.l.m.), il lavoro di tesi ha visto l'applicazione di un modello termico di distribuzione delle temperature in profondità e un'analisi di stabilità associata.

Il metodo di analisi termico, proposto da Barbero e Borri-Brunetto [in preparazione], ha permesso di rappresentare l'andamento della temperatura in diversi periodi (giornaliero, stagionale, annuale, pluriennale); di quantificare l'ampiezza di oscillazione della temperatura nei vari cicli presi in esame; e di determinare la profondità alla quale si estende lo strato attivo superficiale, presente nelle zone caratterizzate dal *permafrost* (a questo livello, infatti, si manifesta la massima instabilità degli ammassi rocciosi superficiali, legata proprio allo scioglimento del *permafrost* alla temperatura critica prossima all'intervallo  $-0,5^{\circ}\text{C} \div 0^{\circ}\text{C}$ ). Inoltre, il modello segue complessivamente un andamento lineare in profondità e tende al valore di temperatura media superficiale imposto in input, il che permette di ottenere univocamente la profondità del tetto del *permafrost*. Qualora la ricerca dovesse ulteriormente indagare la profondità della base dello strato del *permafrost*, sarebbe opportuno considerare l'influenza dovuta al gradiente geotermico (Figura 5).

L'analisi parametrica, volta alla caratterizzazione dell'analisi di stabilità del tratto di cresta in esame in funzione del fenomeno di scioglimento del ghiaccio nelle discontinuità, ha consentito di sostenere che la maggiore influenza, in termini di variazione del "fattore di sicurezza", si deve alla morfologia della cresta (inclinazione del piano di scistosità). Il lavoro ha evidenziato una zona stabile nei 50

metri sottostanti la Capanna Carrel, e una zona lievemente instabile al di sotto di tale fascia, verso il punto in cui si era verificato il più significativo crollo lungo la cresta (Diedro della Cheminée, anno 2003). Questa differenza è principalmente da correlarsi alla diversa inclinazione (immersione) dei piani di scistosità, il che indica la tendenza ad una maggiore instabilità nei settori di cresta in cui è presente la "grande piega". Inoltre, in riferimento al parametro utilizzato di resistenza a trazione del ghiaccio  $t$ , si può sostenere che lo stesso sia decisamente influente in termini di variabilità del fattore di sicurezza: infatti, in seguito ad un'analisi sperimentale condotta, si è potuto notare come ad una decisa riduzione del valore di resistenza, corrisponda una notevole riduzione del FS stesso; è dunque importante siano condotti studi più approfonditi circa la determinazione di tale valore, in modo da superare l'ipotesi semplificativa utilizzata di rottura al contatto ghiaccio/ghiaccio nelle discontinuità.



**Figura 5** - Il grafico, riferito al versante Ovest della Cresta del Leone, rappresenta la variabilità annuale (relativa al periodo ago-2007\lug-2008) del flusso termico in funzione della profondità, in relazione ad un valore assegnato di gradiente geotermico; in media tale valore è di circa  $+1^{\circ}\text{C}$  ogni 33 metri di profondità ( $+3^{\circ}\text{C}$  ogni 100 metri): nel caso specifico si è utilizzato il valore di  $0,04^{\circ}\text{C}/\text{m}$  (in riferimento a casi studio simili). Tale valore permette di ottenere, a livello teorico, la profondità della base dello strato del *permafrost*; siano da considerare i limiti legati ad una tipica topografia complessa in ambiente alpino d'alta quota e casi particolari, quali creste rocciose, dove il fenomeno non è distribuito attraverso una stratificazione regolare, ma sotto forma di lenti di ghiaccio.

**RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI (DELLA SINTESI)**

- BARBERO M., BORRI-BRUNETTO M. (in preparazione): *The instability of rock slopes in alpine permafrost*.
- CHIARLE M., MORTARA G. (2007): *Modificazioni nell'ambiente fisico d'alta montagna e rischi naturali in relazione ai cambiamenti climatici*. In: Carli B., Cavarretta G., Colacino M., Fuzzi S. (eds.) "Clima e Cambiamenti Climatici. Le attività di ricerca del CNR", CNR, Roma, 757-760.
- DAVIES M. C. R., HAMZA O., HARRIS C. (2001): *The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities*. Permafrost and Periglacial Processes, vol. 12 (1), pp. 137-144.
- DE LEO S. (2006): *Progetto di Lavori di Consolidamento della Capanna Carrel al Cervino - Relazione Geologica Integrativa*.
- FISH A. M., ZARETSKY Y. K. (1997): *Ice Strength as a Function of Hydrostatic Pressure and Temperature*. CRREL Report, 97-6.
- MARCHENKO A., MAKSHAS A. (2005): *A dynamic model of ice ridge buildup*. Cold Regions Science and Technology, vol. 41 (2005), pp. 175-188.
- MORTARA G., ALBERTO W., BERTOGLIO V., DELINE P., RAVANEL L., RAVELLO M. (2008): *I crolli dell'anno 2008 nei massicci del Monte Bianco e del Gran Paradiso (Alpi Occidentali)*.
- POGLIOTTI P. (2006): *Analisi morfostrutturale e caratterizzazione termica di ammassi rocciosi recentemente deglaciati*. Tesi inedita di Laurea Specialistica in Scienze Geologiche – Università degli Studi di Torino.