#### stalia bili 1, tola 1,

Lo snow gliding, in italiano "reptazione", ovvero il lento movimento in discesa del manto nevoso, è un fenomeno complesso da prevedere e modellare e tuttavia di estrema importanza, poiché influenza la dinamica del manto nevoso nella fase precedente agli eventi valanghivi. Questo studio vuole presentare un modello monodimensionale fisicamente basato, *Poli-Glide*, in grado di prevedere *gliding* lungo una linea di flusso, ad una scala temporale giornaliera. L'obiettivo è la definizione di un modello utile a descrivere matematicamente il processo dello *snow gliding*, che richieda un numero contenuto di dati in input facilmente disponibili, capace di modellare l'evoluzione del manto nevoso.

*Poli-Glide* è stato applicato al sito valanghivo di "Torrent des Marais-Mont de La Saxe", in Valle d'Aosta dove il fenomeno è stato monitorato negli inverni 2010-2011. I risultati mostrano una capacità accettabile di *Poli-Glide* nel riprodurre la deformazione temporale e lo spostamento finale (fino a frattura) del manto nevoso.

I risultati qui presentati sono un prezioso punto di partenza per ricerche future, volte a includere parametrizzazioni più complesse dei diversi processi che influenzano il fenomeno del *gliding*. *Poli-Glide*, una volta validato in maniera sistematica, potrebbe essere utilizzato per una valutazione del pericolo di distacco valanghivo in aree soggette a *gliding*.

### Giovanni Martino Bombelli <sup>1</sup>, Gabriele Confortola <sup>1</sup>, Margherita Maggioni <sup>2</sup>, Michele Freppaz <sup>2,3</sup> e Daniele Bocchiola <sup>1,2</sup> <sup>1</sup>Dipartimento DICA, Politecnico di Milano,

<sup>1</sup>Dipartimento DICA, Politecnico di Milano, Piazza L. Da Vinci 32, 20133 Milano, Italia; giovannimartino.bombelli@polimi.it; daniele.confortola@polimi.it, <sup>2</sup>Centro Interdipartimentale sui Rischi Naturali in Ambiente Montano e Collinare – NatRisk, Università degli Studi di Torino, Largo Paolo Braccini 2, 10095 Grugliasco, T0, Italia; margherita.maggioni@unito.it; michele.freppaz@unito.it; 3Dipartimento DISAFA, Università degli Studi di Torino, Largo Paolo Braccini 2, 10095 Grugliasco, T0, Italia.

### SNOW GLIDING

Snow gliding, a slow movement downhill of snow cover, is complex to forecast and model and yet is extremely important, because it drives snowpack dynamics in the pre-avalanching phase. This study presents a data-driven, physically based, time-dependent 1D model, Poli-Glide, able to predict the slow movement of snowpacks along a flow line at the daily scale. The objective of the work was to create a useful snow gliding model, requiring few, relatively easily available input data. The proposed model was then applied to the "Torrent des Marais-Mont de La Saxe" site in Aosta Valley, monitored during the winters of 2010 and 2011, featuring different weather conditions. The results showed an acceptable capacity of the model to reproduce snowpack deformation patterns and the final snowpack's displacement. The results could be a valuable starting point for future research aimed at including more complex parameterizations of the different processes that affect gliding. Poli-Glide could be then used to provide hazard assessment in areas subject to gliding and subsequent avalanching.



### VALANGHE INTRODUZIONE

Lo snow gliding, definito come il lento movimento viscoso a valle del manto nevoso. può essere all'origine della formazione di pieghe e crepe nel manto, da cui si possono generare degli eventi valanghivi (Höller, 2014). L'esistenza di questi processi è nota sin dagli anni '30, eppure tale processo non è ancora completamente compreso, anche data la mancanza di osservazioni consistenti e adequate (Reardon et al., 2006). Tale imprevedibilità porta ad una limitata capacità previsionale delle valanghe da scivolamento (Baggi & Schweizer, 2009; Peitzsch et al., 2012; Reardon & Lundy, 2004; Simenhois & Birkeland, 2010). Il monitoraggio e la modellazione dello snow gliding sono guindi essenziali per la valutazione del pericolo da valanghe (Feick et al., 2011; Peitzsch et al., 2012).

Lo snow gliding è un fenomeno particolarmente sensibile alla presenza di acqua liquida nell'interfaccia fra neve e terreno (Clarke & McClung, 1999; Lackinger, 1987) da cui la conseguente formazione di uno strato di terreno soffice e fangoso che può influenzare il meccanismo di scorrimento del manto. Tra le fonti di tale acqua liguida si possono includere le precipitazioni liquide, la fusione della neve nell'area dell'interfaccia a causa dell'accumulo di calore nel suolo, la fusione del manto nevoso ed il possibile deflusso da sorgenti di acque sotterranee (Jones & Jones, 2004; Mitterer Et Schweizer, 2012), sebbene quest'ultimo caso sia piuttosto raro.

Molti studi in letteratura si sono approcciati allo studio del fenomeno utilizzando due differenti metodologie. La prima si basa sull'indagare i parametri chiave che ne influenzano il meccanismo fisico, come il contenuto d'acqua nel manto nevoso e nell'interfaccia fra neve e terreno (Ceaglio et al., 2012; Ceaglio et al., 2017; Clarke & McClung, 1999; Mitterer & Schweizer, 2012; Stimberis & Rubin, 2005). La seconda metodologia invece si basa sull'analisi del legame tra l'attività valanghiva ed i parametri climatici dei siti soggetti a tali scivolamenti (Clarke & McClung, 1999; Dreier et al., 2016; Peitzsch et al., 2012; Simenhois & Birkeland, 2010).

Höller (2014), fra gli altri, ha fornito una rassegna dei vari studi condotti nel campo dello snow gliding, esaminando anche i diversi approcci utilizzati partendo dagli anni '30, che comprendono sia metodi descrittivi e misurazioni sul campo che modelli ed applicazioni di tecnologie automatiche. In particolare, Heafeli (1939), proponendo una prima descrizione teorica, ha modellato il processo su un piano ideale, misurando la velocità di scorrimento rispetto a sollecitazioni normali su una lastra di vetro con diverse inclinazioni, scoprendo così che la velocità di scorrimento dipende dalla temperatura e dall'umidità della lastra di vetro (una modellazione dell'interfaccia neve-terreno nel mondo reale). In der Gand & Zupanic (1966) hanno scoperto che la velocità di gliding aumenta con il peso della neve e della pendenza del terreno e che invece diminuisce con l'aumento dell'attrito sul fondo.

McClung e Clarke (1987) hanno, inoltre, proposto un modello per tenere conto del ruolo della presenza di acqua liquida all'interfaccia fra neve e terreno, che influisce sulla velocità dello scorrimento riducendo la viscosità della neve vicino all'interfaccia e inducendo la separazione parziale del manto nevoso dall'interfaccia.

Clarke and McClung (1999) hanno sottolineato che i processi che producono acqua liquida sul fondo del manto nevoso possono essere suddivisi, in eventi di temperatura fredda o eventi di temperatura calda a seconda che l'acqua alla base del manto nevoso si estende dal basso (dal suolo) o dall'alto (dagli strati nevosi superiori) (Mc-Clung & Clarke, 1987).

Oltre ai modelli fisicamente basati, si sono studiati anche modelli probabilistici che hanno analizzato i fattori più predisponenti per lo *snow gliding* e gli eventi valanghivi collegati. Leitinger et al. (2008) hanno identificato come fattori chiave la copertura forestale, la pendenza del suolo, le precipitazioni invernali, la rugosità del pendio e l'esposizione. Partendo da queste considerazioni, hanno sviluppato un modello di regressione multipla spaziale per produrre mappa di *snow gliding* in due aree dell'Austria. Altri modelli statistici (ad es. Dreier et al., 2016; Peitzsch et al., 2012) si sono concentrati invece sull'identificazione dei fattori di innesco dei vari eventi valanghivi, analizzando la neve e la situazione meteorologica nei giorni di occorrenza o meno di valanghe.

La ricerca qui presentata si basa su un approccio modellistico, che ha come obiettivo l'identificazione della relazione tra la velocità di scorrimento e lo stress di taglio fra neve e terreno, considerando le possibili variabili che ne possono caratterizzare lo scorrimento, come la temperatura del suolo, l'attrito superficiale, la pendenza, l'esposizione e la presenza di acqua libera nell'interfaccia (Premoli, 2014).

L'obiettivo principale di questo lavoro è presentare un modello pratico di snow gliding, che chiamiamo Poli-Glide, che richieda un numero contenuto e facilmente disponibili in input. In particolare, si parte con la ricostruzione dell'evoluzione del manto nevoso a partire dalle precipitazioni misurate e dalla temperatura dell'aria, con particolare attenzione all'interfaccia fra neve e suolo. Si valutano poi la velocità e l'entità del movimento del manto nevoso nelle fasi di gliding. Si conduce poi un'analisi di correlazione per confermare la dipendenza dei tassi di gliding osservati rispetto alle variabili scelte come descrittive del fenomeno.

## **AREA DI STUDIO**

L'area di studio è costituita dal sito valanghivo denominato Torrent des Marais -Mont de la Saxe, che corre su un versante esposto ad ovest dai 2115 ai 1250 m slm nel comune di Courmayeur in Valle d'Aosta (si veda la Figura 1). La temperatura media annua dell'aria nell'area di studio è di +2.8 °C (1993-2010, dati dell'AWS Courmayeur-Mont de la Saxe a 2076 m slm dell'Ufficio Centro Funzionale, Regione Aosta, Maggioni et al., 2019). La precipitazione media annua è di circa 840 mm/v (1995-2010) e il valore medio annuo della cumulata delle precipitazioni solide è pari a 275 cm a 1250 m slm (1937–1995) e di circa 450 cm a 2000 m slm (Mercalli & Cat Berro, 2003). La zona di distacco del sito è tipicamente caratterizzata da un intenso fenomeno di

snow gliding e dalla consequente formazione di grandi fessure da scivolamento, che spesso portano al distacco di valanghe, principalmente in primavera e talvolta nel tardo autunno (Premoli, 2014). La lunghezza delle fessure che si generano varia generalmente tra 30 e 100 m, a seconda dell'intensità dei processi di snow gliding. La zona è caratterizzata da una pendenza media di 30°, in genere coperta da pascoli. Il suolo è frequentemente disturbato dalla rimozione degli strati superiori e dalla conseguente esposizione del sottosuolo e sono ben visibili segni di erosione, principalmente a causa dei processi legati alla neve (Ceaglio et al., 2012). Il substrato roccioso è costituito principalmente da scisti argillosi neri, arenarie calcaree e, in alcuni tratti, graniti porfirici.

## DATI

I dati meteo e neve sono stati recuperati dalla stazione meteo denominata Pré-Saint-Didier Plan Praz (2044 m s.l.m., a 8.5 km dall'area di distacco delle valanghe ma con altitudine simile e medesima esposizione), gestita dall'Ufficio Centro Funzionale (UCF)-Regione d'Aosta. Non è stato, invece, possibile utilizzare i dati della stazione di Courmayeur Mont de La Sax, più vicina al sito di studio, poiché i dati sull'altezza della neve non erano affidabili avendo riscontrato il verificarsi di fenomeni di erosione o accumulo su larga scala. La stazione di Pré-Saint-Didier Plan Praz è attiva dal 2002 e considerata ben rappresentativa della zona, soprattutto per l'altezza della neve a 2000 m slm. I parametri disponibili per questa stazione automatica sono la temperatura dell'aria [°C], l'altezza della neve [cm], la pioggia [mm] e la radiazione solare [Wm<sup>-2</sup>]. Per valutare le proprietà fisiche del manto nevoso, diversi profili di neve, ottenuti secondo la procedura di Fierz et al. (2009), sono stati scavati in prossimità dell'area di rilascio in un luogo sicuro, dove raramente si è riscontrato il verificarsi di valanghe.

Nell'area di distacco delle valanghe, nell'estate 2009 è stata installata una specifica strumentazione per la misura in continuo dello scivolamento della neve e di alcune



Fig. 1 - Localizzazione dell'area di studio e posizione degli slittini rispetto alle stazioni meteorologiche automatiche e al sito valanghivo, Focus sull'area degli slittini, con la direzione con le linee di flusso e le diverse posizioni delle sonde sono evidenziate (misurazione della temperatura del suolo e della neve e del contenuto idrico del suolo).

proprietà fisiche della neve e del suolo. Una descrizione dettagliata dell'impianto sperimentale è fornita nel lavoro di Ceaglio et al. (2012), in particolare i data logger sono stati impostati per scansionare misure di diversi parametri ogni minuto e per memorizzare valori medi ogni 30 minuti. Le principali informazioni raccolte sono lo scorrimento cumulato della neve (in cm), ottenuto utilizzando degli slittini posizionati all'interfaccia fra neve e suolo, la temperatura della neve, il contenuto d'acqua nello strato basale del manto nevoso, la temperatura del suolo e il contenuto d'acqua a 0 cm (considerato come interfaccia neve/suolo), -5 cm, -15 cm di profondità nel terreno.

# MODELLAZIONE

### Base teorica

Si è quindi passati allo sviluppo del model-

lo fisicamente basato di *snow gliding* denominato *Poli-Glide*. Il modello proposto è monodimensionale (1D), spazialmente distribuito (linea di flusso principale, discretizzata in un certo numero di celle) e funzionante a scala temporale giornaliera. Questo modello è composto da diversi moduli posti in serie.

La modellazione dello *snow gliding* richiede infatti la rappresentazione di una serie di processi, a partire dalla nevicata e dall'accumulo, alla successiva compattazione del manto nevoso, bilancio energetico e idrico e al successivo scivolamento. Ciascuno di questi fenomeni, o processi a cascata l'uno nell'altro, è modellato secondo gli approcci disponibili nella presente letteratura e il loro uso combinato porta al modello finale di *Poli-Glide*. L'approccio è quindi descritto per ogni modulo nel box di seguito.

### Accumulo nivale

Ogni precipitazione *P*, può essere parzialmente o totalmente solida *P*<sub>s</sub> (e di conseguenza vi può essere o meno la complementare precipitazione liquida, *P*<sub>l</sub>), la divisione è modellata usando la temperatura dell'aria, *T*<sub>a</sub>, come di seguito:

$$P_{l} = P \alpha_{l}$$

$$P_{s} = P(1 - \alpha_{l})$$
(1)

dove  $\pmb{\alpha}_l$  è la frazione di acqua liquida dipendente dalla temperatura nel seguente modo:

$$\begin{aligned} \alpha_l &= 0 \quad if T_a < T_{inf} \\ \alpha_l &= \frac{T_a - T_{inf}}{T_{sup} - T_{inf}} \quad if T_{inf} \le T_a < T_{sup} \\ \alpha_l &= 1 \quad if T_a \ge T_{sup} \end{aligned}$$
 (2)

dove  $T_{inf} \in T_{sup}$  possono essere definite da letteratura o calibrate su osservazioni. Qui si sono usati  $T_{inf} = -0.5$  °C e  $T_{sup} = 0.5$  °C. Quando vi è precipitazione e  $T_a \leq T_{sup}$ , vi è dunque anche una componente solida e conseguentemente vi è un accumulo di neve al suolo. La densità della neve fresca,  $\rho_0$  [kgm<sup>-3</sup>] (Bocchiola & Rosso, 2007; Bras, 1990), è modellata nel seguente modo:

$$\rho_0 = 50 + 0.1 (1.8 T_a + 32)^2 \tag{3}$$

Con  $T_a$  la temperatura dell'aria espressa in °C (ad esempio per  $T_a$  = 0 °C,  $\rho_0$  = 152.5 kgm<sup>-3</sup>).

### Compattazione del manto nivale

Durante l'inverno vi è una evoluzione del manto nevoso in particolare si verifica la compattazione della neve, con la diminuzione dell'altezza della neve, (Martinec & Rango, 1991). L'assestamento nel tempo per un singolo strato di neve può essere modellato, secondo una legge di potenza, come

$$H_s = H_0 (n+1)^{-m}$$

dove  $H_0$ è l'altezza iniziale dello strato di neve fresca, n il numero di giorni dopo un evento di nevicata (avvenuto al giorno 0) e m un esponente da calibrare sulle misure di altezza di neve (ad esempio Martinec & Rango, 1991 trovano un valore pari a  $m \approx 0,3$ ). Trascurando la ridistribuzione della neve da parte del vento, si può stimare la densità della neve compattata assumendo la conservazione della massa come

$$H_s \boldsymbol{\rho}_s = H_0 \boldsymbol{\rho}_0 \to \boldsymbol{\rho}_s = \frac{H_0 \boldsymbol{\rho}_0}{H_s} = \frac{\boldsymbol{\rho}_0}{(n+1)^{-m}}$$
(5)

Alla fine di ogni giornata *j*, per ogni uno strato *i* per ciascuno degli eventi precedenti  $N_s$  fino al giorno *j*, la densità media del manto nevoso  $\rho_{SP,j}$  del manto nevoso  $H_{s,i}$ è assunta pari a

$$\rho_{SP,j} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{S,j}} H_{s,i,j} \rho_{s,i,j}}{\sum_{i=1}^{N_{S,j}} H_{s,i,j} = H_{S,j}}$$
(6)

### Ablazione del manto nivale

L'ablazione della neve è simulata qui secondo un approccio degree-day, in grado di catturare sufficientemente bene il processo su scala giornaliera (Bocchiola et al., 2010; Ohmura, 2001). In tal modo, la fusione della neve è definita nel seguente modo:

$$M_{\rm S} = M_F (T_a - T_t) \tag{7}$$

con  $M_F$ [mm°C<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup>] fattore di fusione da adattare ai dati e  $T_t$  la temperatura di soglia impostata su  $T_t = 0$ °C, valore ricavato dopo una analisi dei dati del manto nevoso.

### Temperatura del manto

Si assume che la temperatura all'interno del manto nevoso vari linearmente (cioè lungo una coordinata z discendente a partire dalla superficie della neve), in funzione della temperatura della superficie della neve all'interfaccia con l'aria ( $T_{s,o}$ ) e della temperatura di neve sul fondo all'interfaccia con il suolo ( $T_{s,s}$ ), come segue:

$$T_{s,a} = T_a \quad se \quad T_a \le 0 \,^{\circ}C$$
$$T_{s,a} = 0 \quad se \quad T_a > 0 \,^{\circ}C$$

con la variazione di temperatura lungo l'altezza della neve come:

$$T_{s}(z) = T_{s,a} + \frac{T_{s,s} - T_{s,a}}{H_{s}} z \quad se \quad T_{a} \le 0^{\circ}C$$
  
$$T_{s}(z) = T_{s,a} = 0 \quad se \quad T_{a} > 0^{\circ}C$$

Qui, la temperatura dell'interfaccia neve-suolo  $T_{s,s}$  è stata misurata mediante sonde di temperatura, come descritto. Nel nostro modello  $T_{s,s}$  è stata utilizzata per valutare il potenziale *snow gliding* (cioè, quando  $T_{s,s} = 0$  °*C* vi è la reptazione del manto). Qualora  $T_{s,s}$  non fosse disponibile, si potrebbe utilizzare  $T_a$  per valutare il profilo di temperatura nel manto nevoso (e di conseguenza  $T_{s,s}$ ), ad esempio, mediante il calcolo del bilancio energetico all'interno del manto nevoso, determinato dalle condizioni meteorologiche (ad esempio, radiazione solare, vento, umidità dell'aria, ecc.).

#### Bilancio idrico del manto nivale

La stagnazione di acqua libera all'interfaccia neve-suolo è modellata in base al bilancio idrico del suolo, ovvero dall'analisi del contenuto idrico del suolo (espresso qui in mm, cioè come volume d'acqua su una superficie unitaria), come condizionato dalla fusione nivale (si veda ad esempio Bocchiola et al., 2011), come segue.

$$S_{j} = S_{j-1} + (P_{l,j} + M_{s,j} - Q_{q,j}) \Delta t$$
(10)

Con  $S_j$  [mm] si indica il contenuto idrico del suolo al giorno j, a sua volta dipendente dal contenuto del giorno prima,  $S_{j-1}$  [mm], dalla precipitazione liquida nello stesso giorno,  $P_{i,j}$  [mmd<sup>-1</sup>], dalla fusione nivale nello stesso giorno,  $M_{s,j}$  [mmd<sup>-1</sup>] e dall'infiltrazione nel suolo dello stesso giorno,  $O_{g,i}$  [mmd<sup>-1</sup>]. Il termine  $\Delta t$ indica il passo temporale, qui un giorno (Chen et al., 2005). Per semplicità, si è assunto che l'acqua di fusione percoli all'interno del manto nevoso e raggiunga il suolo entro lo stesso giorno. L'infiltrazione nel suolo è definita come (Chen et al., 2005)

$$Q_{g,i} = K_{sot} \left( \frac{S_j}{S_{max}} \right)$$
(11)

dove  $K_{sat}$  [mmd<sup>-1</sup>] è la conduttività del suolo saturo e  $S_{max}$ [mm] il massimo potenziale accumulo di acqua nel suolo. Si definisce quindi  $h_w$ , l'altezza del flusso d'acqua raggiunta sulla superficie nel caso di terreno saturo, come

### Velocità di snow gliding

(4)

(8)

(9)

La modellazione delle velocità di *snow gliding* è stata formulata secondo McClung & Clarke (1987), che collega tale velocità di  $U_g$  [ms<sup>-1</sup>] allo sforzo di taglio all'interfaccia fra neve e suolo,  $\tau$  [Pa]

$$\tau = \frac{\mu U_g}{2(1 - v) D^*}$$
(13)

In cui  $\mu$  [Pa s] è la viscosità a taglio e  $\nu$  [.] il coefficiente di Poisson della neve e  $D^*$ [m] è definita come la *stagnation depth*. La Figura 1 riporta una indicazione della direzione del flusso in cui viene applicato l'approccio di McClung e Clarke (1987). La variabile chiave qui è  $D^*$ , che è dipendente sia dalla geometria del suolo sia dall'altezza del flusso dell'acqua all'interfaccia fra neve e suolo. Quindi se si modella l'andamento superficiale del suolo utilizzando una funzione sinusoidale definita da una lunghezza d'onda  $\lambda_0$ , e un'ampiezza (Höller et al., 2009; McClung, 1981; McClung Et Clarke, 1987; Salm, 1977), in presenza di uno strato d'acqua  $h_w$  la *staanation depth D*\* può essere definita come

$$D^{*} = \frac{1}{(2\pi)^{3}} \left( \frac{\lambda_{0}}{(A - h_{w})} \right)^{2} \lambda_{0}$$
(14)

In particolare, ogni volta che  $h_w = A$ ,  $D^*$  non sarebbe più definito, ciò può essere visto come se l'attrito del suolo si annulli a causa della totale sommersione del terreno. L'equazione (14) rappresenta un'estensione di quella fornita da Salm (1977) e sulle ulteriori elaborazioni di McClung e Clarke (1987). In essa, un parziale annegamento del suolo, con topografia definita con una funzione sinusoidale, contribuisce ad una diminuzione dell'attrito del suolo, e quindi ad un aumento della stagnation depth,  $D^*$ .

Lo sforzo di taglio basale di un manto nevoso,  $H_s$ , con densità,  $\rho_s$ , può essere anche ricavato dall'equilibrio fra la gravità e le forze di attrito che agiscono sulla neve lungo il pendio come:

$$\boldsymbol{\tau} = \boldsymbol{\tau}_{q} - \boldsymbol{\tau}_{f} = g H_{s} \boldsymbol{\rho}_{s} \sin \boldsymbol{\alpha} - (g H_{s} \boldsymbol{\rho}_{s} \cos \boldsymbol{\alpha} \tan \boldsymbol{\phi} + c_{s})$$
(15)

dove  $\phi$  [°] è l'angolo di attrito neve-suolo e  $c_s$  [Pa] la coesione del manto nevoso. Di conseguenza, la velocità di *snow gliding* può essere definita come:

$$U_g = \frac{2(1-v)}{\mu} \frac{1}{(2\pi)^3} \left(\frac{\lambda_0}{(A-h_w)}\right)^2 \lambda_0 \left[g H_s \rho_s \sin \alpha \cdot \left(g H_s \rho_s \cos \alpha \tan \varphi + c_s\right)\right] (16)$$

Ottenendo quindi un legame matematico fra il fenomeno di snow gliding e fra l'altezza e densità del manto nevoso, le proprietà meccaniche dello stesso (coesione e angolo di attrito) e le caratteristiche del suolo.

### Impostazione del modello

Il modello di *snow gliding*, precedentemente descritto, è stato applicato nell'area di studio di interesse visibile in Figura 1, applicandolo in differenti fasi consecutive, come segue.

L'area del sito valanghivo è stata inizialmente analizzata attraverso l'uso di strumenti GIS da cui si sono individuate quattro diverse linee di flusso, due per l'area A (slittini A1 e A2) e due per l'area B (slittini B1 e B2), su cui avviene il fenomeno di scivolamento secondo la configurazione sperimentale foto4. Queste linee di flusso sono state discretizzate in celle aventi lati pari a 2×2 m<sup>2</sup> e per ciascuna delle sono state stimate l'altitudine e la pendenza. Le celle a monte di ciascuna linea hanno una quota di ca. 2118 m s.l.m., mentre le celle a valle raggiungono una quota ca. 2035 m s.l.m., e aventi una pendenza media di ca. 29°. I dati di precipitazione sono stati quindi raccolti ed elaborati per ottenere la stima delle precipitazioni nevose. Le stazioni di Prè-Saint-Didier Plan Praz e Courmayeur Mont de la Saxe hanno installato pluviometri non riscaldati, incapaci di raccogliere informazioni della precipitazione durante gli eventi nevosi, così portando durante l'inverno ad una sottostima delle precipitazioni. Per valutare correttamente la quantità di neve fresca, si è proceduto utilizzando l'altezza del manto nevoso misurata H<sub>s</sub> nella stazione di Prè-Saint-Didier Plan Praz (inverno 2010-2011), da cui si sono dedotti *ex post* gli eventi nevosi dai picchi di altezza nevosa osservati, ovvero  $\Delta H_s > 0$  e data la temperatura dell'aria nota  $T_{\alpha}$ , si è potuto valutare la densità della neve tramite l'equazione (3). In questo modo si è stimata la nuova massa di neve (ovvero, l'equivalente di acqua nella neve fresca SWE<sub>0</sub>) nel seguente modo:

 $SWE_0 = H_0 \rho_0 = \Delta H_s \rho_0 \tag{17}$ 

partendo dall'altezza della neve fresca ottenuta con la variazione della profondità del manto nevoso. Successivamente si è stimato l'esponente di Martinec, , definito nell'equazione (4) considerando solo i periodi con assenza di fusione nivale (ovvero quando l'equazione (5) è valida), dove avviene solo l'assestamento della neve. Allo stesso modo anche il fattore di fusione definito nell'equazione (7) si può stimare in modo iterativo dai dati della neve, modellando la profondità del manto nevoso durante gli eventi di fusione (cioè, giorni con  $T_a \ge T_t = 0$ ) fino all'esaurimento completo del manto nevoso.

I coefficienti di variazione altitudinale della temperatura durante la stagione della neve sono stati valutati mensilmente e indipendentemente per gli anni 2010 e 2011, utilizzando i dati di 19 stazioni termiche (tra cui Prè-Saint-Didier Plan Praz e Courmayeur Mont de la Saxe) appartenenti all'UCF di Val d'Aosta, posizionate dai 935 m s.l.m. ai 2430 m s.l.m. Si noti che i siti considerati si estendono su un intervallo di altitudine relativamente ristretto (da 2035 m s.l.m. a 2118 m s.l.m.), quindi le variazioni di temperatura potrebbero essere ritenute trascurabili in prima approssimazione. Dato però l'effetto termico sulla fusione nivale e l'accumulo di acqua all'interno del manto e al confine fra suolo e neve, si è cercato di rappresentare accuratamente le variazioni termiche con l'altitudine. I gradienti altimetrici ottenuti variano da -2.1 [° Ckm<sup>-1</sup>] nel gennaio 2010 a -6.7 [° Ckm<sup>-1</sup>] nell'aprile 2011.

La conducibilità idraulica del suolo al di sotto del manto nevoso dipende dalla composizione del suolo la cui tessitura, valutata da analisi in sito, è caratterizzata principalmente da sabbia (81.6% in peso) con limo (16.2%) e tracce argilla (2.2%), indicando così un terreno piuttosto permeabile, con una stima di  $K_{sat} = 234 \text{ mmd}^{-1}$  (Premoli, 2014). Considerando una profondità media del terreno di ca. 400 mm come da mappe dei suoli locali ed un coefficiente di saturazione di ca. 31% dalla tessitura del suolo (Premoli, 2014), si raggiunge uno massimo contenuto di acqua stimato  $S_{max} = 124 \text{ mm}.$ 

### VALANGHE

l valori della viscosità a taglio e di Poisson qui utilizzati sono  $\mu \sim 5 \times 10^{10}$  Pas e  $v \sim 0,2$ , come riportato da Ancey e Bain (2015), per i valori tipici di questa variabile per la neve. I parametri della velocità ( $\lambda_0$ , A,  $\phi$  e  $c_s$ , equazioni (15) e (16)) sono invece difficili da ottenere e quindi sono stati considerati come parametri di calibrazione rispetto alle osservazioni.

### RISULTATI E Discussione

### Dinamica del manto nivale

Lo stato del manto nevoso influenza fortemente il gliding della neve e, pertanto, una descrizione ragionevolmente accurata dello stesso è necessaria per una corretta modellazione del fenomeno. Anche se esistono infatti in letteratura modelli più accurati allo scopo (ad es. Lehning et al., 2006), il modello *Poli-Glide*, è in grado di rappresentare le dinamiche del manto nevoso dopo la calibrazione dei diversi parametri, come descritto successivamente.

In primo luogo, si è stimato il fattore di fusione, MF, utilizzando l'equazione (7), rispetto ai dati della stazione di Prè-Saint-Didier Plan Praz durante le stagioni 2009 e 2010 ( $R^2 = 0.92$ ) e validato nella stagione 2011 ( $R^2 = 0.68$ ), ottenendo un valore di  $M_F = 2,1 \text{ mm}^\circ$ C<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup>. Si è quindi analizzato l'accumulo e l'assestamento della neve secondo le equazioni (1) - (6) nella stazione, da cui si è calibrato l'esponente di Martinec, m, nell'equazione (4) per l'inverno 2010, poi validato nell'inverno 2011. Il valore ottenuto è pari a m = 0.13 con statistiche accettabili ( $R^2 = 0.96$ , si veda *Bias*<sub>%</sub> e RMSE nella Tabella di Fig. 2), mentre in validazione è stata osservata una certa perdita di accuratezza ( $R^2 = 0.52$ ). I risultati rimangono però accettabili e tale valore può essere preso come costante durante le stagioni invernali, senza grosse perdite di accuratezza.

	R <sup>2</sup>	Bias <sub>%</sub>	RMSE (cm)	
INVERNO 2010	0.96	-2.3%	13.2 cm	
INVERNO 2011	0.52	-1.0%	7.8 cm	
			© AINEVA	

Fig. 2 - Statistiche di calibrazione e validazione (R2, Bias%, RMSE) del manto nevoso durante le stagioni invernale 2010 e 2011 per la stazione di Prè-Saint-Didier Plan Praz.

7

Nella Figura 3 si riporta l'evoluzione del manto nevoso (altezza della neve  $H_S$ ) durante le stagioni considerate, inverno 2010 e 2011.

I valori modellati di *H*<sub>5</sub> descrivono in modo abbastanza accurato quelli osservati nella fase di accumulo, dove le nuove nevicate e gli assestamenti sono i fenomeni prevalenti. Il nostro approccio è quindi in grado di valutare con discreta precisione l'occorrenza delle nevicate (cioè gli eventi nevosi), l'accumulo di neve e la successiva compattazione del manto, incluso l'effetto combinato di diversi strati successivi di neve.

### Parametrizzazione del fenomeno di gliding

Per poter descrivere il fenomeno dello snow gliding è stato necessario individuare i quattro parametri (fattore di coesione  $c_s$ , angolo di attrito  $\phi$  e la lunghezza  $\lambda_0$  e ampiezza A d'onda che descrivono la topografia del terreno)

Fig. 3 - Evoluzione del manto nevoso () nel tempo, con precipitazioni totali (ricostruite) e temperature per la stazione di Prè-Saint-Didier Plan Praz. (a) 2010. (b) 2011.



La calibrazione di questi parametri è stata resa necessaria poiché la loro valutazione era incerta, non essendoci disponibili misure sperimentali e mancando informazioni concordanti in letteratura. Per sopperire a ciò, sono state effettuate diverse simulazioni, variando inizialmente  $c_s \in \boldsymbol{\phi}$ , indipendentemente per ognuno degli slittini, e successivamente  $\lambda_0$  ed A, che descrivono la (micro)topografia del terreno, aggiustando separatamente tali parametri.

Per quanto riguarda la topografia del terreno, Höller et al. (2009) hanno proposto che per un generico pendio in zona montuosa, la lunghezza d'onda sarebbe generalmente inferiore a 2 m circa, mentre l'ampiezza potrebbe essere compresa tra 10 e 500 mm. Non sono però state proposte correlazioni (ad esempio la dipendenza dalla tipologia/consistenza del suolo) che potrebbero essere utili



per stimare tali parametri. Ancey e Bain (2015) hanno ottenuto una lunghezza d'onda di 10 m, al di fuori dell'intervallo trovato da Höller et al. (2009), e un'ampiezza di 100 mm. In definitiva questi parametri sono piuttosto sito-specifici e una valutazione locale è necessaria, tramite specifiche procedure in sito, attualmente non sono disponibili per il caso di Mont de La Saxe.

Per quanto riguarda  $c_s \in \phi$ , In der Gand &t Zupancic (1966) hanno trovato un valore di attrito di 0.3 (angolo di attrito  $\phi = 16,7^\circ$ ), mentre Podolskiy et al. (2012) hanno mostrato che la migliore combinazione secondo un criterio di Mohr Coulomb sarebbe con  $c_s = 1.6 = kPa$ , con  $\phi = 22.5^\circ$ -60°, un range quest'ultimo piuttosto ampio.

Tuttavia, dopo diverse simulazioni, si è qui osservato come un angolo di attrito costante non avrebbe fornito risultati accurati nei vari siti. Invece, considerando un angolo di attrito variabile in risposta allo spostamento cumulato, è stato possibile fornire una rappresentazione propria del processo di *snow gliding*.

In particolare si è riscontrato un buon adattamento ipotizzando una diminuzione dell'angolo di attrito in risposta dell'aumento dello spostamento cumulato. Tale circostanza può essere dovuta a variazioni del valore di attrito superficiale del terreno a causa dello spostamento del manto stesso, oppure, poiché la permeabilità del suolo può essere anche molto inferiore a quella della neve, alla presenza di uno strato d'acqua risultante dalla fusione che persista all'interfaccia suolo-neve, riducendo l'attrito del suolo.

Quest'ultima possibilità è stata riscontrata ad esempio da Ceaglio et al. (2012). Infatti gli autori di tale studio hanno individuato nella liquefazione del suolo un potenziale fattore in grado di contribuire ai processi di scorrimento della neve, nonché all'erosione del suolo, attraverso la formazione di uno strato di fango e acqua all'interfaccia suolo-neve, in grado di ridurre l'attrito.

Si è quindi deciso di includere nel model-

lo una descrizione dell'angolo di attrito variabile che, all'interno di un determinato intervallo di valori di movimento, decresca linearmente da un valore massimo iniziale fino ad un valore minimo, per poi rimanere costante fino al termine della simulazione. Questo approccio, rispetto a una variazione costante o improvvisa dell'attrito angolare, ha portato risultati migliori in fase di calibrazione, ed è stato quindi scelto per descrivere il fenomeno dello snow gliding.

500

450

400

350 008 H<sup>2</sup>

ੁੱ<u></u> 250

150

100

50

500

450

400

350 [J]<sup>S</sup>H [J]<sup>S</sup>

150

100

50

450

400

350

200

100

50

450

400

350

300 [m]<sup>300</sup> H<sup>250</sup>

5 200

100

50

500

450

400

350

E 300

E 250

Olide Glide

150

100

50

0 nov/2009

dic/2009

Precipitazione Solida [mm]

ow Glide Modellato [cm]

Temperatura Aria [° C]

Altezza Neve [cm]

gen/2010

### Eventi di gliding

### Inverno 2010

Il modello Poli-Glide è stato inizialmente applicato alla stagione invernale 2010 dove le misure erano disponibili dall'8 novembre 2009 al 14 febbraio 2010 per l'area B (quando è stata raggiunta la lunghezza massima del cavo di ancoraggio) e dall'8 novembre 2009 al 18 marzo 2010 nel l'area A (quando è avvenuto il distacco di una valanga da scivolamento). Nella Figura 4 sono riportati i risultati per i quattro slittini per la stagione 2010, in particolare sono mostrati lo scorrimento modellato e misurato, la temperatura misurata dell'aria e del suolo, le precipitazioni e l'altezza della neve modellata, come descritto precedentemente. Le misure riportate mostrano che il manto nevoso si è comportato in maniera differente per gli slittini A1 e A2, sebbene essi fossero a distanza ravvicinata. Lo scorrimento del manto nevoso può infatti essere fortemente influenzato dalla topografia locale, e anche piccole variazioni possono causare movimenti differenti.

Il tracciamento delle linee di flusso è stato infatti effettuato partendo da un modello digitale del terreno e con l'ausilio di curve di livello, e ciò riduce la possibilità di ricostruire con precisione i percorsi seguiti dalle due slitte. Per poter approfondire tale discordanza si è deciso di aggiungere uno slittino virtuale, posto tra A1 e A2, definito A12, e confrontato con il movimento medio degli slittini A1 e A2.

In Tabella 2 sono riportati i valori dei pa-



### VALANGHE

Fig. 4 - Spostamento cumulativo misurato e modellato, con riportate precipitazioni solide e liquide, temperatura dell'aria, la temperatura della neve all'interfaccia tra neve e suolo e altezza del manto nevoso. (a) A1. (b) A2. (c) B1. (d) B2. (e) A12, slittino virtuale.

C] P [r 10

° II 0

-10

-20

30

apr/2010

mar/2010

Temperatura Interfaccia Neve e Suolo [° C]

Snow Glide medio fra A1 e A2 [cm]

feb/2010

Precipitazione Liguida [mm]

Fig. 5 - Parametri del modello del modello più adatto. La topografia dei valori del terreno o ciascuno dei 4 pattini di scivolamento (A1, A2, B1, B2) e quello virtuale (A12). La coesione e l'angolo di attrito, come parametrizzati sono gli stessi per tutti i pattini di scorrimento.

> Fig. 6 - Statistiche sulla bontà dell'adattamento per scivolata sulla neve, velocità e scivolata cumulativa per ciascuna delle 4 scarpe da scivolamento (A1, A2, B1, B2) e quella virtuale (A12).

Fig. 7 - Spostamento cumulato modellato e misurato, con riportate le precipitazioni solide e liquide, la temperatura dell'aria e l'altezza del manto nevoso per la stagione 2011. (a) A1. (b) B1. (c) B2.

	A1	A2	B1	B2	A12	
Lunghezza d'Onda $\lambda_0$ [m]	10	10	10	11	10	
Ampiezza A [mm]	36	26	31	19	28	
Max Angolo di attrito $oldsymbol{\phi}_{max}$ [°]	32°					
Min Angolo di attrito $oldsymbol{\phi}_{min}$ [°]	6°					
Spostamento soglia Glide <sub>7</sub> [cm]	42					
Coefficiente angolare $oldsymbol{\phi}_{\sf S/}$ [°/cm]	-0.25					
Coesione c <sub>s</sub> [Pa]	35					
					© AINEVA	

	A1	A2	B1	B2	A12
Max Diff Ass dello spostamento cumulato [cm]	174.5	117.4	53.5	61.2	86.8
RMSE dello spostamento cumulato [cm]		30.2	131.1	122.1	21.2
NSE dello spostamento cumulato		0.94	0.97	0.96	0.95
RMSE della velocità di spostamento [cm/d]	9.6	5.92	2.13	2.34	5.46
NSE della velocità di spostamento	0.33	0.48	0.79	0.78	0.52



rametri scelti che forniscono il migliore adattamento. In particolare per ogni slittino è stato individuato un di  $\lambda_0$ , ed A. Tali valori, pur avendo variazioni in valore assoluto, risultano coerenti fra di loro. Inoltre, i valori così ottenuti sono paragonabili a quelli trovati da Ancey e Bain (2015) e maggiori di quelli trovati da Höller (2014) e Leitinger et al. (2008), ma dello stesso ordine di grandezza. I restanti parametri, dato che le indagini in campo (Ceaglio et al., 2012) hanno mostrato una composizione del suolo sostanzialmente uniforme nell'area di interesse, sono stati considerati costanti per tutti gli slittini, come riportato in Tabella di Fig. 5.

La bontà del modello *Poli-Glide* è stata valutata utilizzando l'indice di Nash-Sutcliffe NSE e la radice dell'errore quadratico medio, RMSE (*Root Mean Square Error*), confrontando i valori di scorrimento cumulato (in cm) e velocità di scorrimento (in cm/d). Nella Tabella di Fig. 6, si riporta inoltre anche la differenza massima assoluta tra i valori modellati e misurati di *snow gliding*. Anche visivamente il modello *Poli-Glide* sembra fornire risultati accettabili, indicando che lo scivolamento può essere modellato in modo accettabile, almeno in prima approssimazione, con il modello.

La bontà del modello dopo la calibrazione è leggermente migliore per gli slittini nel sito B rispetto a quelli in A. Per gli slittini A1 e A2 (Figura 4a e 4b), durante l'inverno 2010, c'è una buona corrispondenza tra il valore cumulato finale misurato e modellato, ma si nota una minore corrispondenza nella parte centrale del periodo di studio.

Se si considera lo slittino virtuale A12 (Figura 4e), si ottiene una prestazione migliore e una maggiore corrispondenza tra lo spostamento modellato e osservato rispetto ad A1 e A2. Questa circostanza può essere indicativa di una dipendenza del fenomeno dalla caratterizzazione micro topografica locale o forse dall'effetto di un certo rumore nelle misurazioni, in qualche modo filtrato nella media delle due misure. I pattern modellati per le slitte B1 e B2 mostrano invece una sostanziale corrispondenza con i valori misurati.

### Inverno 2011

l parametri di calibrazione ( $\lambda_0$ , A,  $\phi$  e  $c_s$ ) che meglio simulano l'andamento degli spostamenti misurati durante la stagione 2010 sono stati inizialmente applicati anche per le simulazioni durante la stagione invernale 2011, i cui dati, tranne per lo slittino A1 per cui non è stato registrato nessun movimento, sono disponibili dal tardo autunno (8 novembre 2010) alla tarda primavera (30 aprile 2011) (riportati in Ceaglio et al., 2012, Figura 9b).

Sebbene il modello sia stato in grado di descrivere bene l'andamento del manto nevoso durante l'inverno 2011 (Figura 4b), la descrizione del fenomeno di gliding ottenuta utilizzando gli stessi valori dei parametri calibrati per la stagione 2010, ha portato a risultati meno soddisfacenti (Figura 7). Comunque, il modello è riuscito a descrivere il movimento degli slittini fino alla metà del mese di gennaio, dopo il quale il modello ha deviato e non è riuscito a descrivere lo spostamento cumulato finale. In particolare, la data in cui il modello incomincia a deviare maggiormente corrisponde al 17 gennaio 2011, quando è stato registrato un movimento giornaliero medio di circa 1.4 m fra i vari slittini (A2, B1, B2), che corrisponde ad oltre il 50% del movimento totale misurato e non può essere considerato un tipico fenomeno di snow gliding.

I risultati insoddisfacenti ottenuti applicando il modello alla stagione invernale 2011 (dopo la calibrazione dei parametri sulla stagione 2010) sono verosimilmente imputabili alle differenze sostanziali riscontrate tra le due stagioni invernali, dal punto di vista del *gliding*, ma anche della situazione climatica meteo. Infatti, i movimenti registrati dagli slittini durante le due stagioni invernali 2010 e 2011 sono estremamente diversi tra loro, sia per quanto riguarda l'andamento temporale sia per quanto riguarda il cumulato finale. Questi due anni idrologici sono stati infatti caratterizzati da differenti condizioni meteorologiche, come descritto e.g. da Ceaglio et al. (2012). Nel corso della stagione invernale 2011 non sono emerse correlazioni significative tra l'andamento del manto nevoso e le diverse variabili meteorologiche, nevose e pedologiche. Tuttavia, i pochi ma intensi smottamenti di neve sono stati qualitativamente associati a un significativo assestamento del manto nevoso ed all'innalzamento della temperatura dell'aria (Ceaglio et al., 2012).

Inoltre, il modello *Poli-Glide* qui presentato è stato impostato in modo da simulare (in modo soddisfacente) il fenomeno dello *snow gliding*, fintanto che esso si verifica come un movimento continuo (quasi statico). Difficoltà si incontrano invece quando si registrano ampi movimenti, associati alla possibile apertura di fessure.

Lo scivolamento della neve e la formazione di fratture sono infatti fenomeni diversi, caratterizzati da differenti distribuzioni delle sollecitazioni e tassi di *gliding* assai diversi. Di conseguenza il modello non è in grado di simulare eventi impulsivi come quelli rilevati nell'inverno 2011.

### VALANGHE

### Analisi di correlazione

Considerando i valori giornalieri di velocità di *gliding*, cioè lo spostamento di ogni giorno come variabile dipendente, si è effettuata un'analisi di correlazione considerando alcuni parametri potenzialmente predittivi, ad es. manto nevoso, profondità e temperatura, temperatura dell'aria, precipitazioni, solidi e liquidi, e la temperatura dell'interfaccia e il contenuto di acqua nel suolo, che erano rilevanti, come riportato in letteratura (ad es. Ceaglio et al., 2017).





Fig. 8 - Analisi di correlazione della velocità di scorrimento, U, rispetto a variabili scelte: temperatura dell'aria, T<sub>a</sub>, temperatura all'interfaccia fra suolo e neve, T<sub>s,s</sub>, contenuto idrico del suolo, S, precipitazioni solide, P<sub>s</sub>, precipitazioni solide, P<sub>s</sub>, precipitazioni liquide, P, precipitazioni tidali, P, altezza neve, H<sub>s</sub> e temperatura della neve, T<sub>s</sub>.

La Figura 8 riporta (in formato polare) i risultati di questa analisi di correlazione per ciascuno dei quattro slittini. Si vede chiaramente che può essere osservata una forte correlazione positiva fra velocità di scorrimento U ed il contenuto d'acqua nel suolo S e l'altezza della neve H<sub>5</sub>. Questi due sono i parametri principali utilizzati dal modello Poli-Glide per valutare la velocità di scorrimento. In particolare la velocità di *gliding* dipende direttamente da  $H_S$  (e dalla stagnation depth D\*, essendo quest'ultima una funzione del contenuto d'acqua nel suolo. Questi risultati concordano anche con quelli ottenuti, ad esempio, da Ceaglio et al. (2017), dove gli autori hanno analizzato in dettaglio le correlazioni del gliding rispetto a un certo numero di variabili, valutando l'uso di modelli empirici di gliding. Di conseguenza, il modello Poli-Glide qui proposto sembra considerare i driver adequati alla rappresentazione del fenomeno.

### CONCLUSIONI

Lo snow gliding è un fenomeno molto difficile da prevedere e modellare. In questo studio si è cercato di dare un contributo per la sua comprensione, presentando un modello monodimensionale fisicamente basato in grado di descrivere il movimento del manto nevoso lungo una linea di flusso, ad una scala temporale giornaliera.

Il modello, richiedendo il minor numero di input possibili, è in grado di ricostruire sufficientemente l'evoluzione del manto nevoso, almeno in condizioni di flusso viscoso e, partendo dai valori delle precipitazioni misurati, di tracciare l'andamento dello spessore della neve, della densità e della temperatura per ciascuno dei singoli strati del manto nevoso, da cui poi può valutare la velocità della neve e gli spostamenti causati dallo scivolamento. Pertanto, il modello è uno strumento potenzialmente utile per valutare i rischi nelle aree soggette a questi fenomeni o per stimarne il possibile impatto sui versanti. Per consentire la modellazione, sono state introdotte ipotesi semplificative, in particolare è stata effettuata una valutazione giornaliera, del fenomeno che potrebbe aver trascurato i processi che si verificano su una scala temporale più breve. Infatti, non è stata considerata la percolazione dell'acqua attraverso gli strati nevosi risultanti da precipitazione o fusione e si è ipotizzato il raggiungimento da parte dell'acqua percolata dell'interfaccia terra-neve entro il giorno stesso.



I risultati mostrati indicano la necessità di ulteriori indagini sul fenomeno per determinare meglio il contributo dei vari fattori e parametri utilizzati nella calibrazione del modello. In particolare, sarebbe necessario approfondire e migliorare la definizione della lunghezza d'onda e dell'ampiezza della topografia del terreno, indagandone più accuratamente le dimensioni attraverso rilievi in campo, ed eventualmente legandoli alla copertura e composizione del suolo.

Ulteriori studi devono essere effettuati per collegare la coesione e l'attrito alle caratteristiche del suolo per la determinazione pratica. Inoltre, movimenti della neve più rapidi, rilevati durante l'inverno 2011, e forse dovuti alla rottura del manto nevoso, non possono essere modellati utilizzando il nostro approccio e sono necessari ulteriori sforzi in questa direzione. Un altro possibile miglioramento potrebbe essere nell'analisi spaziale del fenomeno, in modo da ottenere le caratteristiche spaziali del manto nevoso, così da applicare la metodologia proposta indipendentemente dalla presenza di sensori.

Il nostro modello Poli-Glide può essere visto come un buon punto di partenza per future indagini volte ad ampliare la conoscenza dei processi che influenzano tale tipo di scivolamento e, inoltre, questo modello può essere migliorato per essere applicato in caso di valanghe di ghiaccio o valanghe di ghiaccio roccioso.

I cambiamenti previsti nel comportamento della criosfera in risposta all'imminente cambiamento climatico includono il potenziale per il verificarsi più frequente di precipitazioni di neve bagnata e pioggia sulla neve, anche ad alta quota, con conseguente evoluzione generale del manto nevoso verso condizioni più calde e più umide (Peitzsch et al., 2012). Pertanto, è probabile che aumenterà il verificarsi di condizioni meteorologiche favorevoli al distacco di valanghe dovute allo scivolamento della neve. Il monitoraggio e la modellazione con l'uso di Poli-Glide, potrebbe rappresentare un passo essenziale verso la gestione del pericolo di valanghe di neve e dei rischi associati.

### Bibliografia

Ancey, C., & Bain, V. (2015). Dynamics of glide avalanches and snow gliding. Reviews of Geophysics, 53(3), 745–784. https://doi. org/10.1002/2015RG000491

Baggi, S., & Schweizer, J. (2009). Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland). Natural Hazards, 50(1), 97–108. https://doi. org/10.1007/s11069-008-9322-7

Bocchiola, D., Diolaiuti, G., Soncini, A., Mihalcea, C., D'Agata, C., Mayer, C., Lambrecht, A., Rosso, R., Et Smiraglia, C. (2011). Prediction of future hydrological regimes in poorly gauged high altitude basins: the case study of the upper Indus, Pakistan. Hydrology and Earth System Sciences, 15(7), 2059–2075. https://doi.org/10.5194/hess-15-2059-2011

Bocchiola, D., Mihalcea, C., Diolaiuti, G., Mosconi, B., Smiraglia, C., & Rosso, R. (2010). Flow prediction in high altitude ungauged catchments: A case study in the Italian Alps (Pantano Basin, Adamello Group). Advances in Water Resources, 33(10), 1224–1234. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.06.009

B occhiola, D., & Rosso, R. (2007). The distribution of daily snow water equivalent in the central Italian Alps. Advances in Water Resources, 30(1), 135–147. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.03.002

Bras, R. (1990). Hydrology : an introduction to hydrologic science. Addison-Wesley.

Ceaglio, E., Meusburger, K., Freppaz, M., Zanini, E., & Alewell, C. (2012). Estimation of soil redistribution rates due to snow cover related processes in a mountainous area (Valle d'Aosta, NW Italy). Hydrology and Earth System Sciences, 16(2), 517–528. https://doi.org/10.5194/hess-16-517-2012

Ceaglio, E., Mitterer, C., Maggioni, M., Ferraris, S., Segor, V., & Freppaz, M. (2017). The role of soil volumetric liquid water content during snow gliding processes. Cold Regions Science and Technology, 136, 17–29. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.01.007

Chen, J. M., Chen, X., Ju, W., & Geng, X. (2005). Distributed hydrological model for mapping evapotranspiration using remote sensing inputs. Journal of Hydrology, 305(1–4), 15–39. https://doi. org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.029

Clarke, J., & McClung, D. (1999). Full-depth avalanche occurrences caused by snow gliding, Coquihalla, British Columbia, Canada. Journal of Glaciology, 45(151), 539–546. https://doi.org/10.3189/ S0022143000001404

Dreier, L., Harvey, S., van Herwijnen, A., & Mitterer, C. (2016). Relating meteorological parameters to glide-snow avalanche activity. Cold Regions Science and Technology, 128, 57–68. https://doi. org/10.1016/j.coldregions.2016.05.003

F eick, S., Brunner, S., Mitterer, C., & Schweizer, J. (2011). Automated detection and analysis of gliding snow. Geophysical Research Abstracts, 201(2), 361–367.

Fierz, C., Armstrong, R. L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D. M., Nishimura, K., Satyawali, P. K., & Sokratov, S. A. (2009). The international classification of seasonal snow on the ground. Frigo, B., Chiaia, B., De Biagi, V., Dublanc, L., Freppaz, M., Godone, D., Maggioni, M., Viglietti, D., Ceaglio, E., & Dellavedova, P. (2015). Mountain Risk Research Team - Ricerca a supporto della gestione del rischio valanghe di neve bagnata e da slittamento in Valle d'Aosta. Neve e Valanghe, 83. https://iris. polito.it/handle/11583/2596362?mode=full.6149

Haefeli, R. (1939). Schneemechanik mit Hinweisen auf die Erdbaumechanik. https://doi.org/10.3929/ ethz-a-000096665

Höller, P. (2014). Snow gliding and glide avalanches: A review. Natural Hazards, 71(3), 1259–1288. https://doi.org/10.1007/s11069-013-0963-9

Höller, P., Fromm, R., & Leitinger, G. (2009). Snow forces on forest plants due to creep and glide. Forest Ecology and Management, 257(2), 546–552. https:// doi.org/10.1016/j.foreco.2008.09.035

In der Gand, H., & Zupancic, M. (1966). Snow gliding and avalanches. Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches / Les Aspects Scientifiques Des Avalanches de Neige, 1965, 230–242.

Jones, A. S. T., & Jones, A. S. T. (2004). Review of Glide Processes and Glide Avalanche Release. Avalanche News, 69(May), 53–60. https://www.researchgate.net/publication/255570628

Lackinger, B. (1987). Stability and fracture of the snow pack for glide avalanches. In H. Gubler & B. Salm (Eds.), Avalanche Formation, Movement and Effects (pp. 229–241). IAHS, Wallingford, Oxfordshire, U. K.

Lehning, M., Völksch Ingo, I., Gustafsson, D., Nguyen, T. A., Stähli, M., & Zappa, M. (2006). AL-PINE3D: A detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. Hydrological Processes, 20(10), 2111–2128. https:// doi.org/10.1002/hyp.6204

Leitinger, G., Höller, P., Tasser, E., Walde, J., & Tappeiner, U. (2008). Development and validation of a spatial snow-glide model. Ecological Modelling, 211(3–4), 363–374. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.09.015

Maggioni, M., Godone, D., Frigo, B., & Freppaz, M. (2019). Snow gliding and glide snow avalanches: recent outcomes from two experimental test sites in Aosta Valley (NW Italian Alps). Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions, 1–19. https:// doi.org/10.5194/nhess-2019-114

Martinec, J., & Rango, A. (1991). Indirect evaluation of snow reserves in mountain basins. IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences), 205, 111–119. http://hydrologie.org/ redbooks/a205/iahs\_205\_0111.pdf

McClung, D. M. (1981). Fracture mechanical models of dry slab avalanche release. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86(B11), 10783–10790. https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10783

McClung, D. M., & Clarke, G. K. C. (1987). The effects of free water on snow gliding. Journal of Geophysical Research, 92(B7), 6301. https://doi. org/10.1029/jb092ib07p06301

Mercalli, & Cat Berro, D. (2003). Atlante climatico della Valle d'Aosta (Vol. 2). SMS.

Mitterer, C., & Schweizer, J. (2012). Towards a Better Understanding of Glide-Snow Avalanche Formation. International Snow Science Workshop, Anchorage, Alaska, 610–616.

Ohmura, A. (2001). Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. Journal of Applied Meteorology, 40(4), 753–761. https://doi. org/10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTT B>2.0.C0;2

Peitzsch, E. H., Hendrikx, J., Fagre, D. B., & Reardon, B. (2012). Examining spring wet slab and glide avalanche occurrence along the Going-to-the-Sun Road corridor, Glacier National Park, Montana, USA. Cold Regions Science and Technology, 78, 73–81. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.01.012

Podolskiy, E. A., Chambon, G., Naaim, M., & Gaume, J. (2012). Mechanics of weak layer snow under cyclic loading studied by FEM. 2012 International Snow Science Workshop ISSW, 16/09/2012-21/09/2012, Anchorage, USA / Proceedings, 2012 International Snow Science Workshop, Anchorage, Alaska, 617-621. https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00744593

Premoli, G. A. (2014). Modellazione monodimensionale dello snow gliding: il caso di Mont de la Saxe (AO) (Monodimensional modeling of snow gliding: the case of Mont de la Saxe (AO)) [In Italian]. Italy.

Reardon, B. A., Fagre, D. B., Dundas, M., & Lundy, C. (2006). Natural glide slab avalanches, Glacier National Park, USA: a unique hazard and forecasting challenge. International Snow Science Workshop, 778–785.

Reardon, B., Et Lundy, C. (2004). Forecasting for natural avalanches during spring opening of the Going-to-the-Sun Road, Glacier National Park, USA. Proceedings of the 2004 International Snow Science Workshop, 566–581.

Salm, B. (1977). Snow Forces. Journal of Glaciology, 19(81), 67–100. https://doi.org/10.3189/ s0022143000029221

Simenhois, R., & Birkeland, K. (2010). Meteorological and Environmental Observations from Three Glide Avalanche Cycles and the Resulting Hazard Management Technique. In International Snow Science Workshop (Issue November).

Stimberis, J., & Rubin, C. (2005). Glide avalanche detection on a smooth rock slope, Snoqualmie Pass, Washington. Proceedings ISSW 2004. International Snow Science Workshop, Jackson Hole WY, U.S.A., 19-24 September 2004, 608–610.